

В. В. Добровольский

---

# ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ С ОСНОВАМИ ПОЧВОВЕДЕНИЯ

---



Допущено  
Государственным комитетом СССР  
по народному образованию  
в качестве учебника  
для студентов высших учебных заведений,  
обучающихся по специальности  
«География»



МОСКВА  
«ВЫСШАЯ ШКОЛА» 1989

ББК 40.3  
Д56  
УДК 631.4

Рецензенты:  
кафедра общего почвоведения Московского государственного университета  
им. М. В. Ломоносова (зав. кафедрой проф. Б. Г. Розанов):  
проф. О. П. Добродеева (Московский областной педагогический институт  
им. Н. К. Крупской)

**Добровольский В. В.**  
Д56 География почв с основами почвоведения: Учеб. для геогр.  
спец вузов. — М.: Высш. шк., 1989. — 320 с.: ил.

ISBN 5-06-000079-6

Изложены основы науки о почве применительно к задачам подготовки квалифицированного педагога-географа. Рассмотрены значение почвообразования, органическая часть и поглощительная способность, химический состав жидкой и газовой фазы почв, тепловой и водный режимы, роль рельефа в формировании почвенного покрова, морфология почв, общие черты почвообразования, значение почвы для человеческого общества. Приведен обзор распространенных типов почв в их география.

Д 1805040900(4309000000)—206 131—89  
001(01)—89

ББК 40.3  
631.4

ISBN 5-06-000079-6

© Издательство «Высшая школа», 1989

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Курс географии почв занимает особое место в географическом образовании. Это обусловлено исторически. Генетическое почвоведение — наука, проложившая путь к изучению взаимосвязей между составными частями природы. По этой причине принципы генетического почвоведения способствовали возникновению ландшафтоведения и оказали плодотворное влияние на дальнейшее развитие физической географии в нашей стране. Знакомясь с процессом формирования почвы, как результатом взаимодействия всех компонентов окружающей природной среды, изучая закономерности распространения разных типов почв в связи с изменением географических условий, студент получает конкретное представление о сложных диалектических связях в природе. Такой подход к оценке природы конкретных территорий способствует более глубокому и полному восприятию последующих курсов физической географии СССР и зарубежных стран.

Почва имеет важное значение для человеческого общества, будучи, по определению В. И. Ленина, «главным средством производства в сельском хозяйстве»\*. Изучение основ науки о почве особенно актуально в настоящее время в связи с реализацией Продовольственной программы в свете постановления XXVII съезда КПСС «Об основных направлениях экономического и социального развития СССР на 1986—1990 годы и на период до 2000 года». Знание сложных биологических, геохимических и физико-химических процессов, протекающих в почве, имеет также важное значение для осуществления мероприятий по охране окружающей среды, поисков месторождений ценного минерального сырья и сооружению разнообразных инженерно-строительных объектов.

Задача вооружения научными знаниями о почве учителя географии весьма ответственна в силу того, что почве заслуженно уделено большое внимание в системе среднего образования. Первые представления о почве уже даются в начальной школе на уроках природоведения. В дальнейшем сведения постепенно расширяются и углубляются в школьных курсах ботаники, химии, общей биологии и особенно — географии. Учитель географии должен обладать

---

\* Ленин В. И. Полн. собр. соч. Т. 19. С. 327.

достаточно высоким уровнем знаний в области почвоведения и географии почв и уметь динамично использовать межпредметные связи.

Настоящая книга написана в соответствии с программой курса «География почв с основами почвоведения» для географических и географо-биологических факультетов. В учебных планах этих факультетов фигурирует лишь один сиитетический курс, в котором должны быть рассмотрены проблемы генезиса и географии почв. В предлагаемом учебнике отражено современное состояние почвоведения и географии почв; его построение подчинено целям географического педагогического образования. Весь материал сгруппирован в двух частях, которым предшествует введение. Во введении рассмотрены основные представления о почве и ее образовании, а также приведен краткий очерк истории развития взглядов на почву. В первой части объединены основные проблемы теории генезиса и географии почв. Первая часть заканчивается анализом общих черт почвообразования и оценкой значения почвы для человеческого общества.

Вторая часть посвящена характеристике главных типов почв Советского Союза и краткому обзору наиболее распространенных групп почв зарубежных территорий. Эта часть заканчивается рассмотрением основных закономерностей географии главных групп почв, а также проблем их использования и охраны. Для более углубленного изучения вопросов или для выполнения курсовых работ в конце книги приведена библиография.

При составлении настоящего учебника автор опирался на свой тридцатилетний опыт чтения лекций по курсу «География почв с основами почвоведения» на географическом факультете Московского государственного педагогического института им. В. И. Ленина. Он благодарен своим коллегам: доцентам Л. В. Алещукину, М. В. Ржаксинской, Р. П. Чупахиной, на протяжении многих лет способствовавших совершенствованию преподавания этого курса.

Автор выражает признательность проф. О. П. Добродееву и проф. Б. Г. Розанову за ценные критические замечания и конструктивные пожелания, сделанные при прочтении рукописи в процессе подготовки ее к изданию.

*Автор*

## ВВЕДЕНИЕ

В развитии естествознания почвоведение занимает особое место. Еще в конце XIX в. существовала система наук с четкими и, казалось, незыблемыми границами. Минералогия изучала минералы, ботаника — растения, в то время как взаимное влияние минералов на растения и, наоборот, растений на минералы ускользало от внимания ученых. Но в природе все находится во взаимосвязи. «*Взаимодействие* — вот первое, что выступает перед нами, когда мы рассматриваем движущуюся материю в целом с точки зрения теперешнего естествознания»\*.

В подтверждение этого положения материалистической диалектики с конца прошлого века начался процесс углубленной специализации и взаимопроникновения естественных наук. Как первое проявление этого процесса и возникло почвоведение.

**Понятие о почве.** Может вызвать недоумение, почему наука о почве сложилась только в конце XIX в., хотя люди познакомились с почвой с момента перехода к земледелию, т. е. около 7000 лет назад. Казалось бы, объективные причины должны были обусловить появление науки о почве значительно раньше. Чтобы разобраться в этом, следует прежде всего ответить на вопрос: что такое почва?

На первый взгляд этот вопрос довольно простой. Мы живем на почве, ходим по ней, можем в своей памяти вызвать ее зрительный образ, но сформулировать исчерпывающий ответ на вопрос, что такое почва, весьма сложно. Уже это показывает, что почва далеко не простое образование.

Поверхностный слой земли, на котором можно выращивать нужные растения, привлекал внимание людей с незапамятных времен. В результате многовекового практического опыта и научных агрономических исследований накопился обширный материал по характеристике поверхностного слоя земли. В середине 30-х годов прошлого века эта отрасль земледелия получила название *почвоведения*. В соответствующих курсах и трудах под почвой подразумевали верхний слой земли, содержащий основную массу корней растительности.

В процессе развития геологических исследований было обнару-

---

\* Маркс К., Энгельс Ф. Соч. 2-е изд. Т. 20. С. 546.

жено, что верхняя часть горных пород, находящихся на поверхности, в большей или меньшей степени изменена. На месте массивных горных пород образуется толща рыхлого элювия — *кора выветривания*. Этот элювий и продукты его переотложения геологи стали также называть *почвой*.

В итоге, к середине XIX в. сложились агрономическое и геологическое представления о почве, которые существенно различались между собой. Достаточно сказать, что мощность почвы согласно агрономическому представлению не превышала полуметра, а по геологическому — могла достигать нескольких сотен метров. Однако следует ли отсюда вывод, что в природе существует несколько почв: одна — почва агрономов, другая — почва геологов, третья — почва строителей и т. д.? Конечно, нет. Почва существует в природе объективно, независимо от сознания людей, но является настолько сложным образованием, что на первых стадиях ее изучения исследователи невольно обращали внимание на какое-нибудь одно качество почвы, на одну ее сторону. Это и привело к неодинаковым представлениям о почве.

Длительное время на поверхности нашей планеты выделяли три группы (царства) природных образований: минеральные, растительные и животные. Каждая группа являлась объектом изучения определенных наук. Группа минеральных образований — предметом изучения различных геолого-минералогических дисциплин: химические соединения — минералогии, закономерные сочетания минералов (горные породы) — петрографии, толщи горных пород (их парагенезы, условия залегания и относительный возраст) — геологии. Группа растительных организмов изучалась ботаникой, животных — зоологией.

Почва находится на самой поверхности литосферы. Поэтому, может быть, ее следует относить к минеральным образованиям и изучать (аналогично горным породам) ее химические соединения и сочетания этих соединений? Но среди составных частей почвы имеются компоненты, которые не могут быть объектом исследования ни минералогии, ни петрографии, — это растительные и животные организмы. Они находятся там постоянно. Стоит отделить от почвы растения и животных — и почвообразовательные процессы нарушатся. Если происходит замена одних группировок растительных и животных организмов другими, то почва соответственно меняется.

Может быть, почва является продуктом деятельности растительных и животных организмов и изучать ее следует соответствующими биологическими методами? Попробуем отделить минеральный субстрат от растительности, например будем выращивать растения в сосуде с водой, внося питательные вещества прямо в водную среду. Совершив свой жизненный цикл, растение отомрет, но растительные остатки не будут, конечно, почвой. Из геологии известны разнообразные органические осадки древних водоемов, преобразованные затем в нефть, каменные угли, битуминозные сланцы; извест-

ны органические осадки современных водоемов — илы, сапропели. Но все это ничего общего с понятием почвы не имеет.

Итак, почву нельзя отнести ни к минералам, ни к животным или растительным организмам. Но минерал, растение и животное — это определенные природные тела. Следовательно, почва также является самостоятельным природным (естественноисторическим) телом, подобно растению, животному или минералу. Однако сложность понятия почвы заключается в том, что это природное тело состоит из многих составных частей и может существовать только в процессе взаимодействия агентов-почвообразователей — факторов почвообразования.

Основоположник современного научного почвоведения В. В. Докучаев сформулировал «понятие о почве как вполне самостоятельном естественноисторическом теле, которое является продуктом совокупной деятельности а) грунта, б) климата, в) растительных и животных организмов, г) возраста страны, а отчасти и е) рельефа местности»\*. Таким образом, В. В. Докучаев открыл *почву как особое природное образование*. Суть открытия В. В. Докучаева — установление почвы как функции всех факторов почвообразования — не сразу была оценена современниками.

Прежде всего казалось странным, что почву, которую так долго изучали и еще большее время использовали в практических целях, — эту почву можно увидеть как-то иначе, чем рассматривали до сих пор. Если бы речь шла об открытии новых свойств почвы, дополняющих уже известные, то это открытие было бы воспринято всеми с удовлетворением. Но В. В. Докучаев, оперируя преимущественно известными фактами, доказывал, что почва представляет собой совершенно особое образование, чего ранее не видели. Это вызывало недоумение.

Все факторы почвообразования, о которых говорил В. В. Докучаев, были известны. Их последовательно выдвигали различные ученые, но в качестве одного определяющего условия. Согласно мнению одних ученых, характер почвы определялся климатом; другие считали, что определяющим фактором будет состав исходной породы; третьи утверждали, что почва создается животными; четвертые образование почвы всецело связывали с растительностью. Поэтому многие, в том числе и крупные ученые, восприняли учение В. В. Докучаева как новый, «улучшенный» вариант одной из известных гипотез происхождения почвы — растительной, геологической или климатической. Например, известный климатолог А. И. Воейков принял учение В. В. Докучаева о почве за один из вариантов климатической гипотезы почвообразования.

В. В. Докучаев резко возражал против такого толкования его

---

\* Докучаев В. В. К вопросу о соотношении между возрастом и высотой местности, с одной стороны, характером и распределением черноземов, лесных земель и солонцов — с другой // Избр. соч. М., Госсельхозиздат, 1949. Т. III. С. 284.

взглядов, подчеркивая, что *возникновение почвы происходит в результате совместного действия всех факторов*.

На своих лекциях о почвоведении он чрезвычайно образно говорил о значении почвы как производного всех факторов почвообразования: «В русской и иностранной литературе много спорили о том, какому из трех факторов: грунту, климату или организмам — придать наибольшее значение при рассмотрении вопроса об образовании почв. Одни стояли за первенство климатических причин, другие — за преобладание роли организмов, третьи приписывали наисущественнейшее значение материнской породе, грунту. Но я полагаю, что это праздные, ни к чему не ведущие догадки. Если бы, предположим, медик задался вопросом, что важнее для организма человека: вода, воздух или пища, то, без сомнения, такой вопрос все бы сочли праздным и бесполезным. И вода, и воздух, и пища одинаково необходимы, ибо без каждого из этих веществ в отдельности невозможно существовать, а потому поставленного выше вопроса и решать нечего. Точно так же совершенно бесполезно задаваться вопросом о том, какой именно из почвообразователей играл наиважнейшую роль в истории образования почвы. Каждый из них в отдельности одинаково важен»\*.

Таким образом, Докучаев показал, что понятие о почве неразрывно связано с диалектическим представлением о ее генезисе (образовании) в результате взаимодействия факторов почвообразования. Поэтому учение Докучаева о почве получило название *генетического почвоведения*.

**Факторы почвообразования.** Учение о факторах почвообразования является, по выражению самого В. В. Докучаева, краеугольным камнем почвоведения как науки. Изучение почвы в отрыве от изучения факторов почвообразования может привести к неправильным выводам.

К пяти факторам почвообразования, установленным В. В. Докучаевым, — почвообразующим породам, растительным и животным организмам, климату, рельефу и времени — позже были добавлены воды (почвенные и грунтовые) и хозяйственная деятельность человека. С учетом этих добавлений докучаевское определение почвы можно выразить в виде формулы, показывающей функциональную зависимость почвы от почвообразующих факторов во времени:  $P = f(P. П., Р. О., Ж. О., Э. К., Р., В., Д. Ч.) t$ , где  $P$  — почва;  $P. П.$  — почвообразующие породы;  $Р. О.$  — растительные организмы;  $Ж. О.$  — животные организмы;  $Э. К.$  — элементы климата;  $Р.$  — рельеф;  $В.$  — воды;  $Д. Ч.$  — деятельность человека;  $t$  — время.

Функциональная зависимость между почвой и факторами почвообразования настолько сложна, что решение вышеприведенной формулы пока не представляется возможным. Однако В. В. Докучаев указывал, что затруднения эти временные и есть все основа-

---

\* Докучаев В. В. Лекция о почвоведении//Избр. соч. М., Госсельхозиздат, 1949. Т. III. С. 347.

ния ожидать, что сложные зависимости между почвой и факторами, ее образующими, будут найдены\*. В настоящее время основанием для такого заключения являются, во-первых, нарастающие темпы получения количественных (цифровых) данных о свойствах почв в различных условиях и, во-вторых, широкое применение математических методов изучения массовых цифровых данных.

Кратко отметим особенности отдельных факторов почвообразования.

*Почвообразующие породы* представляют собой тот субстрат, на котором происходит формирование почвы. Эти породы являются как бы фундаментом и каркасом сложного природного сооружения — почвы. Однако почвообразующая порода не есть скелет почвы, инертный к развивающимся в ней процессам. Она состоит из разнообразных минеральных компонентов, различным образом участвующих в процессе почвообразования. Среди них имеются частицы, практически инертные к химическим процессам, но играющие важную роль в образовании физических свойств почвы. Другие составные части почвообразующих пород легко разрушаются и обогащают почву определенными химическими элементами. Таким образом, состав и строение почвообразующих пород оказывают чрезвычайно сильное влияние на процесс почвообразования.

Поясним это следующим примером. В условиях хвойно-лиственных (смешанных) лесов обычно формируются дерново-подзолистые почвы. Однако когда в пределах лесной зоны почвообразующие породы содержат повышенное количество карбонатов кальция, то образуются почвы, резко отличающиеся от дерново-подзолистых. Например, к востоку от Москвы, в области Мещёры, преобладают дерново-подзолистые или болотные почвы на выщелоченных ледниковых отложениях. Но в ландшафтах ополей, где расположены лёссовидные отложения, содержащие повышенное количество карбонатов кальция, формируются серые лесные почвы. В Прибалтике и под Ленинградом, там, где почвообразующие породы обогащены обломками известняков, сформировались своеобразные дерново-карбонатные почвы, резко отличающиеся внешним видом и свойствами от подзолистых почв.

Несмотря на большую важность почвообразующих пород, *ведущую роль в почвообразовании играет биологическая деятельность*. Без жизни не было бы почвы. Почвообразование на Земле началось только после появления жизни. Любая горная порода, как бы глубоко разложена и выветрена она ни была, еще не будет почвой. Только длительное взаимодействие материнских пород с растительными и животными организмами в определенных климатических условиях создает специфические качества, отличающие почву от горных пород.

*Растения* в процессе своей жизнедеятельности синтезируют ор-

---

\* См.: Докучаев В. В. Естественноисторическая классификация русских почв/Избр. соч. М., Госсельхозиздат, 1949. Т. III. С. 249.

ганическое вещество и определенным образом распределяют его в почве в виде корневой массы, а после отмирания надземной части — в виде растительного опада. Составные части опада после минерализации поступают в почву, способствуя накоплению перегноя и приобретению характерной темной окраски верхнего горизонта почвы. Кроме того, растения аккумулируют отдельные химические элементы, в небольшом количестве содержащиеся в почвообразующих породах, но необходимые для нормальной жизнедеятельности растений. После отмирания растений и разложения их остатков эти химические элементы остаются в почве, постепенно ее обогащая.

Для процесса формирования почв не менее важное значение имеют *микроорганизмы*. Благодаря их деятельности происходит разложение органических остатков и синтез содержащихся в них элементов в соединения, усвояемые растениями.

Высшие растения и микроорганизмы образуют определенные комплексы, под воздействием которых формируются различные типы почв. Каждой растительной формации соответствует определенный тип почв. Например, под растительной формацией хвойных лесов никогда не сформируется чернозем, который образуется под воздействием лугово-степной травянистой формации.

Важное значение для почвообразования имеют *животные организмы*, которых в почве огромное количество. Почвенные землерои многократно перерывают почву, этим они способствуют ее перемешиванию, лучшей аэрации и быстрейшему развитию почвообразовательного процесса, а также обогащают органическую массу почвы продуктами своей жизнедеятельности. Известно, какое большое значение придавал почвенным организмам такой крупный ученый, как Ч. Дарвин. Он установил, что в условиях Англии на каждом гектаре черви ежегодно пропускают через свой организм 20—26 т почвы. Ч. Дарвин считал, что почва есть результат деятельности животных, и даже рекомендовал ее именовать животным слоем.

Важное значение *климатических условий* для почвообразования давно обратило на себя внимание. С климатом связано обеспечение почвы энергией (теплом) и в значительной мере водой. От годового количества поступающего тепла и влаги, особенностей их суточного и сезонного распределения зависит развитие почвообразовательного процесса. Наличие морозного периода обуславливает промерзание почвы, прекращение биологических и резкую подавленность физико-химических процессов. Аналогичный результат получается в засушливых районах в период отсутствия осадков. Движение воздушных масс (ветер) влияет на газообмен почвы и захватывает мелкие частицы почвы в виде пыли. Но климат оказывает влияние на почву не только непосредственно, но и косвенно, воздействуя на биологические процессы (распределение высших растений, интенсивность микробиологической деятельности).

Климатические условия земного шара закономерно изменяются от экватора к полюсам, а в горных странах — от подножия к

вершине. В этом же направлении закономерное изменение испытывает состав растительности и животных. Взаимосвязанные изменения столь важных факторов почвообразования влияют на распространение основных типов почв. Следует подчеркнуть, что влияние элементов климата, так же как и всех других факторов почвообразования, проявляется лишь во взаимодействии с другими факторами. Так, например, в условиях высокогорной альпийской зоны количество осадков примерно такое же, как в условиях таежной зоны, однако одинаковое количество осадков в первом и во втором случаях не обуславливает одинаковый тип почв: в альпийской зоне развиты горно-луговые, а в таежной — подзолистые почвы благодаря существенному различию многих факторов почвообразования.

Определенное влияние на почвообразование оказывают *почвенно-грунтовые воды*. Вода является средой, в которой протекают многочисленные химические и биологические процессы в почве. Для большей части почв на междуречных пространствах основным источником воды служат атмосферные осадки. Однако там, где грунтовые воды расположены неглубоко, они оказывают сильное воздействие на почвообразование. Под их влиянием меняется водный и воздушный режимы почв. Грунтовые воды обогащают почвы химическими соединениями, которые в них содержатся, в отдельных случаях вызывают засоление. В переувлажненных почвах содержится недостаточное количество кислорода, что обуславливает подавление деятельности некоторых групп микроорганизмов. В результате воздействия грунтовых вод формируются особые почвы.

Влияние *рельефа* сказывается главным образом на перераспределении тепла и воды, которые, поступают на поверхность суши. Значительное изменение высоты местности влечет за собой существенное изменение температурных условий. С этим связано явление вертикальной зональности в горах. Сравнительно незначительное изменение высоты сказывается на перераспределении атмосферных осадков. Большое значение для перераспределения солнечной энергии имеет экспозиция склона. Очень часто степень воздействия на почву грунтовых вод определяется особенностями рельефа.

Совершенно особый фактор почвообразования — *время*. Все процессы, протекающие в почве, совершаются во времени. Чтобы сказались влияние внешних условий, чтобы в соответствии с факторами почвообразования сформировалась почва, требуется определенное время. Так как географические условия не остаются постоянными, а меняются, то происходит эволюция почв во времени.

От всех остальных факторов резко отличается влияние на почву человека, точнее, *человеческого общества*. Если влияние природных факторов на почву проявляется стихийно, то человек в процессе своей хозяйственной деятельности действует на почву направленно, изменяет ее в соответствии со своими потребностями. С развитием науки и техники, с развитием общественных отношений использование почвы и ее преобразование усиливаются.

На протяжении последних десятилетий было установлено, что взаимодействие факторов почвообразования приводит в движение огромные массы вещества. В результате взаимодействия горных пород и живых организмов происходит закономерное перераспределение химических элементов, своеобразный обмен вещества. То же самое имеет место в системах живые организмы — атмосфера, горные породы — выпавшая атмосферная вода и т. п. В почве эти процессы миграции протекают особенно напряженно, так как в них участвуют одновременно все факторы почвообразования. Первоначально полагали, что движение химических элементов осуществляется в виде более или менее замкнутых кругооборотов. В дальнейшем выяснилось, что движение вещества в почве многообразно, но основное значение имеют незамкнутые циклы миграции. Процессы миграции, протекающие при почвообразовании, в свою очередь, входят в общепланетарные циклы, охватывающие всю биосферу.

Следовательно, можно заключить, что *почва — это особое природное образование, где процессы циклической миграции химических элементов на поверхности суши, обмена вещества между компонентами ландшафта достигают наивысшего напряжения. Одновременно с энергичным перераспределением вещества в почве активно трансформируется и аккумулируется солнечная энергия.*

**Значение изучения почвы для народного хозяйства.** Изучение почвы имеет важное практическое значение прежде всего для сельского хозяйства, где она является основным средством производства. Рассматривая почву как средство сельскохозяйственного производства, следует отметить ее существенное свойство — *плодородие*. Оно состоит в способности почвы обеспечивать растения водой и пищей. Эта способность поддается воздействию со стороны человека. Поэтому возделанная почва, оставаясь природным телом, одновременно, в отличие от целины, является продуктом труда. Плодородие определяется как природными свойствами почвы, так и способами ее возделывания. Плодородие при рациональной эксплуатации почвы не снижается.

С задачей повышения плодородия тесно связано улучшение (мелиорация) почв. Отдельные участки и крупные площади часто непригодны для сельскохозяйственного использования в силу заболоченности, засоления и т. п. Улучшение этих почв возможно только на основе изучения процессов их образования. Созданы крупные районы орошаемого земледелия в Поволжье, на Северном Кавказе, юге Украины, в республиках Средней Азии, Закавказья, в Казахстане. Одновременно проводятся работы по осушению переувлажненных земель в Нечерноземной зоне РСФСР, в Белоруссии, Прибалтике, на Дальнем Востоке. ЦК КПСС и Советом Министров СССР в октябре 1984 г. принято постановление «О долгосрочной программе мелиорации, повышении эффективности использования мелиорируемых земель в целях устойчивого наращивания продовольственного фонда страны».

Однако, как бы ни велико было значение почв для сельского

хозяйства, этой областью практической деятельности человека изучение почв не исчерпывается. Геохимические методы поисков рудных месторождений с привлечением данных почвоведения находят все более широкое применение как за рубежом, так и в нашей стране. Изучение почв имеет важное значение для строительства дорог и магистральных трубопроводов, ирригационных и гидротехнических сооружений, для лесного хозяйства и, как в последнее время выяснилось, для здравоохранения.

**Методы изучения почвы.** Методы изучения почвы теснейшим образом связаны с учением В. В. Докучаева о почве. В результате взаимодействия факторов почвообразования почва приобретает определенные свойства, с изменением факторов почвообразования эти свойства будут закономерно меняться. «Малейшее изменение в одном из почвообразователей, — указывал В. В. Докучаев, — ведет за собой изменение в характере почвы» \*. Отсюда следуют важные выводы: а) если факторы почвообразования в различных местах одинаковы, то и почва будет одинаковой; б) изучив факторы, можно предсказать, какая будет почва \*\*.

Исходя из этих выводов был разработан основной метод изучения почв — сравнительно-географический, заключающийся в сопряженном, одновременном исследовании почв и факторов почвообразования в разных географических условиях с последующим их сопоставлением.

Параллельно с комплексным изучением факторов почвообразования на исследуемой территории подробно изучаются сами почвы — их внешние признаки, а главное, химические и физические свойства. В настоящее время при почвенных исследованиях применяются самые разнообразные методы анализов: различные виды химических анализов, анализы физических свойств, минералогический, термохимический, рентгеноструктурный, спектральный, микробиологический и многие другие. В итоге устанавливается определенная связь в изменении тех или иных свойств почвы с изменением почвообразующих факторов. Зная закономерности распределения почвообразующих факторов, можно создать почвенную карту для обширной территории. Именно таким образом и была выполнена в 1899 г. В. В. Докучаевым первая мировая почвенная карта, известная под названием «Схемы почвенных зон Северного полушария».

Второй метод почвенных исследований — метод стационарных исследований. Он заключается в систематическом наблюдении за каким-либо почвенным процессом. Так, например, если систематически измерять содержание углекислоты в почвенном воздухе на протяжении года на разных глубинах, можно выяснить режим углекислоты в данной почве. Систематическое определение содержания какого-либо химического элемента в почвенной влаге на разных

\* Докучаев В. В. Лекции о почвоведении//Избр. соч. М., Госсельхозиздат, 1949. Т. III. С. 349.

\*\* См.: Докучаев В. В. Естественноисторическая классификация русских почв//Избр. соч. М., Госсельхозиздат, 1949. Т. III. С. 248.

глубинах дает представление о миграции этого элемента в почве. Место для стационарных исследований выбирается очень обдуманно, на типичных почвах, с определенным сочетанием почвообразующих факторов. Таким образом, метод стационарных исследований уточняет и детализирует метод сравнительно-географических исследований.

**Значение докучаевского почвоведения для физической географии.** Закономерное распределение почв в связи с изменением факторов почвообразования — один из основных выводов генетического почвоведения. Этот вывод имел чрезвычайно важное значение для развития физической географии.

Проблема закономерного размещения по поверхности земли отдельных тел (минералов, животных, растений) или значений отдельных показателей (например, температуры воздуха, количества атмосферных осадков и т. п.) давно занимала естественников. В XVIII и XIX вв. в этом отношении были достигнуты крупные успехи. Значительно большую сложность представляет познание географии взаимосвязей отдельных факторов.

Изучение взаимосвязей и взаимовлияния составных частей окружающей природной среды стало одной из главных задач физической географии XX в. Это изучение осуществляется на разных уровнях. Проводятся исследования в глобальном масштабе, при котором изучается взаимодействие атмосферы, литосферы, гидросферы и живого вещества в географической оболочке нашей планеты. Изучаются эти связи и на более низких уровнях, в пределах отдельных континентов и их частей вплоть до самой мелкой пространственной единицы географической оболочки — ландшафта. В любом случае исследуются взаимосвязи между природными компонентами, закономерно связанными на определенном пространстве. Такой подход, лежащий в основе современных физико-географических исследований, логично вытекает из принципов учения В. В. Докучаева. В 1881 г. он писал: «Можно думать, что все важнейшие физико-географические и естественноисторические элементы рассматриваемой нами территории находятся (как это и следовало ожидать) между собой в постоянной генетической связи»\*.

Значительным достижением современной географии является учение о ландшафтах (геосистемах), под которыми понимается результат сочетания и совместной деятельности всех географических факторов (климата, рельефа, горных пород, вод, почв, растительности, животного мира, человека). Одним из главнейших источников современного учения о ландшафтах есть генетическое почвоведение. Огромное значение идей В. В. Докучаева для географии отмечали А. А. Григорьев, К. К. Марков, С. В. Калесник и другие выдающиеся советские географы. Создатель учения о ландшафтах Л. С. Берг писал, что «основоположником современной географии был великий почвовед В. В. Докучаев»\*\*.

\* Докучаев В. В. Сочинения. М., Изд-во АН СССР, 1949. Т. I. С. 398.

\*\* Берг Л. С. Географические зоны Советского Союза. М., ОГИЗ, 1947. С. 7.

Генетическое почвоведение способствовало появлению в географии ландшафтно-геохимического направления, которое занимается изучением взаимосвязей в окружающей природной среде методами геохимии. Основателем этого направления был известный почвовед-докучаевец академик Б. Б. Полынов. В настоящее время геохимическое направление в географии активно развивается с привлечением принципов и подходов генетического почвоведения. Как видим, наука о почве по самой своей основе глубоко географична.

Значение почвоведения для физической географии усиливается тем, что почва — не только один из компонентов ландшафта, но и одновременно служит его показателем. Б. Б. Полынов, перефразируя выражение В. В. Докучаева, говорил, что почва — это зеркало ландшафта. Поэтому сравнительно-географический метод изучения почв одновременно является важнейшей частью физико-географических исследований.

**Краткий обзор истории изучения почвы.** С момента систематического занятия земледелием человечество вначале эмпирически, а потом с помощью научных методов изучало почву. Наиболее древние попытки оценить различные почвы известны в Китае (III тыс. до н. э.) и Древнем Египте. В Древней Греции представление о почве сложилось в процессе развития античного натурфилософского естествознания. В римский период было накоплено большое количество эмпирических наблюдений над свойствами почвы и разработаны определенные агрономические приемы ее обработки.

Длительный период средневековья характеризовался застоем в области естествознания. С началом разложения феодального общества вновь появился интерес к изучению почв в связи с проблемой питания растений. В ряде работ того времени отражалось мнение, что растения питаются водой, создавая химические соединения из воды и воздуха; почва же рассматривалась как инертная среда, механическая опора для растений.

Важное значение для формирования научных взглядов на почву имели работы М. В. Ломоносова. Он полагал, что растения питаются не только водой, но и тонкими частицами земли. Большое внимание Ломоносов уделял вопросу о происхождении перегноя, который он рассматривал как продукт биологических процессов. Преподавание элементов почвоведения в России началось вскоре после смерти Ломоносова, с 1770 г., в Московском университете в составе курса «Сельскохозяйственное домоводство».

К концу XVIII в. стала очевидна несостоятельность теории водного питания растений. Ее сменила гумусовая теория Альбрехта Тэера. Согласно этой теории, растения могут питаться только органическим веществом почвы и водой. А. Тээр был одним из основоположников агрономии и организатором первого высшего агрономического учебного заведения.

В первой половине XIX в. знаменитый немецкий химик Юстус Либих разработал минеральную теорию питания растений. По этой теории растения усваивают из почвы минеральные вещества, из

перегноя же — только углерод в виде углекислоты. Так как растения извлекают из почвы минеральные элементы, то каждый урожай, увозимый с поля, истощает почву. С целью ликвидации дефицита элементов в почву необходимо вносить минеральные удобрения, приготовленные заводским путем. Крупная заслуга Либиха — введение в практику сельского хозяйства применения минеральных удобрений. Большим минусом в его взглядах был недоучет роли азота в питании растений.

Значение азота для почвы и растений было изучено французским ученым Ж. Ю. Буссенго.

К середине XIX в. накопился обширный материал по изучению почв. Однако эти данные были в высшей степени неоднородными и даже относились к различным объектам. Специалисты в области сельского хозяйства и агрономии изучали преимущественно пахотный горизонт. Геологи под почвой подразумевали мощную толщу продуктов выветривания горных пород. Попытки механически соединить эти по существу различные направления привели к появлению эклектической и нежизнеспособной агрогеологии.

Честь создания подлинной науки о почве принадлежит замечательному ученому Василию Васильевичу Докучаеву (1846—1903). Сын сельского священника, В. В. Докучаев окончил Вяземское духовное училище и Смоленскую духовную семинарию. Затем он был направлен в Петербургскую духовную академию, но после двухнедельного пребывания оставил ее и поступил в Петербургский университет на физико-математический факультет. В напряженных материальных условиях В. В. Докучаев окончил университет. В начале своей научной деятельности В. В. Докучаев выступает как специалист в области геологии четвертичных отложений и геоморфологии Средней России. Его первая (магистерская) диссертация называлась «Способы образования речных долин европейской России». В то же время он начинает знакомиться с почвами — принимает участие в составлении статистической почвенной карты европейской части России и проводит ряд различных исследований почв. В 1877 г. Вольное экономическое общество поручило В. В. Докучаеву исследовать черноземную полосу России. В процессе работы по изучению чернозема сложились основные представления В. В. Докучаева о почве.

В 1883 г. был опубликован классический труд В. В. Докучаева «Русский чернозем», который стал его докторской диссертацией. В работе изложено совершенно новое представление о почве как об особом естественноисторическом теле, возникающем и развивающемся под совместным воздействием почвообразователей. Эта работа заложила основы новой отрасли естествознания — почвоведения. В дальнейшем В. В. Докучаев проводил исследования в бассейне Средней Волги (Нижегородская губерния). В процессе этих работ не только получили дальнейшее развитие взгляды В. В. Докучаева, но и выросла блестящая плеяда его учеников, многие из которых позже внесли крупный вклад в различные отрасли естество-

взвания. Таковы В. И. Вернадский — крупный минералог, один из основоположников геохимии и создатель биогеохимии; Ф. Ю. Левинсон-Лессинг — петрограф; географы и геоботаники А. Н. Краснов и Г. Н. Танфильев; почвоведы К. Д. Глинка, Н. М. Сибирцев, Г. Н. Высоцкий и ряд других ученых. В последние годы жизни В. В. Докучаев совершил ряд путешествий (в Бессарабию, в Среднюю Азию, на Кавказ), дополнил свою теорию новыми положениями и составил первую почвенную карту северного полушария.

В. В. Докучаев создал научное генетическое почвоведение. Он установил принцип строения почвенного профиля, закон горизонтальной зональности и высотной поясности почв, разработал новые методы исследования почв и основы их картографии. Он предло-

жил первую научную генетическую классификацию почв. Значение В. В. Докучаева в почвоведении столь велико, что, по мнению известного американского почвоведовед К. Ф. Марбута, его можно сравнить со значением Ч. Дарвина в биологии и Ч. Лайэля в геологии.

Ряд положений В. В. Докучаева был при его жизни уточнен и развит Н. М. Сибирцевым (1860—1900) — учеником и ближайшим сотрудником В. В. Докучаева. Н. М. Сибирцев возглавил первую в России кафедру почвоведения (в Ново-Александрийском институте сельского хозяйства и лесоводства). Он был автором первого учебника генетического почвоведения. Н. М. Сибирцев разработал на основании принципов В. В. Докучаева учение о горизонтальной зональности почв, которое положено в основу его генетической классификации почв. Многие ученики Н. М. Сибирцева стали видными почвоведками.

Исследования степных почв, начатые В. В. Докучаевым, продолжил и углубил его ученик Г. Н. Высоцкий (1865—1940). Особо важное значение среди его многочисленных трудов имели многолетние стационарные исследования почвенных процессов. Г. Н. Высоцкий создал учение о типах водного режима почв. Характерной чертой его исследований является их тесная связь с решением практических задач.

Одновременно с В. В. Докучаевым жил и работал П. А. Костычев (1845—1895) — крупный ученый, почвовед и агроном. Будучи высококвалифицированным химиком и биологом, П. А. Косты-



Василий Васильевич Докучаев  
(1846—1903)

чев провел ряд важных исследований процессов накопления и разложения органических веществ в почве.

Особое внимание аналитическим исследованиям почв уделял П. С. Коссович (1862—1915). При этом, в отличие от анализов почвы в докучаевский период, П. С. Коссович стремился увязывать данные химического, физического и агрономического изучения почвы с принципами генетического почвоведения.

Еще более глубоко химические и физико-химические свойства почвы изучил ученик П. С. Коссовича К. К. Гедройц (1872—1932). Он ввел в практику почвенных исследований химические и физико-химические анализы, без которых в настоящее время изучение почвы немыслимо. Его труд «Химический анализ почвы» до сих пор является одним из ведущих руководств в почвенно-химических лабораториях. К. К. Гедройц детально исследовал коллоидные явления в почве и разработал учение о поглотительной способности почв.

Блестящим представителем докучаевской школы почвоведения был К. Д. Глинка (1867—1927). Деятельность К. Д. Глинки была чрезвычайно многообразной. Его разносторонние научные исследования (изучение минерального состава почв и почвообразующих пород, классические экспериментальные исследования по выветриванию минералов, изучение древних почв, почвенно-географические исследования) сочетались с большой научно-организаторской и педагогической работой. К. Д. Глинка был организатором и руководителем экспедиционных почвенно-географических исследований, охвативших огромную территорию азиатской части СССР. Он руководил высшими учебными и научными учреждениями, в том числе Докучаевским почвенным комитетом и Почвенным институтом имени В. В. Докучаева. К. Д. Глинка был первым почвоведом, избранным академиком СССР. Характерная особенность работ К. Д. Глинки — стремление обосновать географические закономерности почвоведения обширным аналитическим материалом. Его книга «Почвоведение» выдержала пять изданий в нашей стране и была переведена на иностранные языки. Деятельность К. Д. Глинки получила высокое признание как в нашей стране, так и за рубежом.

Большой вклад в географию почв внес С. С. Неуструев (1874—1928), длительное время принимавший участие в экспедициях по изучению почв в различных районах СССР. Он автор первого специального курса по географии почв.

Известный советский почвовед и агроном В. Р. Вильямс (1863—1939) создал учение о едином почвообразовательном процессе. Особое внимание он уделял изучению плодородия почвы. Этот ученый разработал систему поддержания плодородия почв (травопольная система земледелия).

Оригинальное направление в почвоведении связано с именем Б. Б. Полюнова (1877—1952). Он заложил основы современного учения о выветривании и развил учение В. В. Докучаева о взаимосвязанности факторов почвообразования, увязав его с до-

стижениями геохимии. Опираясь на учение В. И. Вернадского о роли живого вещества на Земле, Б. Б. Полюнов экспериментально показал ведущую роль живых организмов при почвообразовании. Б. Б. Полюнов обогатил географию, создав учение о геохимии ландшафтов, имеющее большое теоретическое и народнохозяйственное значение.

Картографическая школа, которой по праву гордится советское почвоведение, в значительной мере связана с деятельностью Л. И. Прасолова (1875—1954). Произведенные под его руководством картографические работы и оценка земельных фондов СССР по различным типам почв имели значение для сельского хозяйства и для дальнейшего развития географии почв. Обобщение почвенно-географических данных позволило Л. И. Прасолову обосновать представление о почвенных провинциях и других единицах почвенного районирования.

Из краткого исторического обзора следует, что наука о почве как о самостоятельном природном образовании сформировалась в России. Докучаевские идеи оказали сильное влияние на развитие почвоведения в других странах. Многие русские термины вошли в международный научный лексикон (chernozem, podzol, gley и др.).

Выдающаяся деятельность советских почвоведов получила международное признание. Президентом Первого Международного конгресса почвоведов был избран русский почвовед К. Д. Глинка. Видные советские почвоведы избирались на ответственные должности в Международной почво-



Константин Дмитриевич Глинка  
(1867—1927)



Борис Борисович Полюнов  
(1877—1952)

ведческой организации и в институтах системы ООН, (ЮНЕСКО—организации ООН по вопросам экономики, науки и культуры, ФАО — Продовольственной и агрономической организации).

В то же время всякая истинная наука является мировым достоянием и обогащается творчеством всех народов. Важные исследования для познания процессов почвообразования и изучения почв разных территорий провели ученые других стран.

Еще во второй половине XIX в. известный немецкий геолог и географ Ф. Рихтгофен, обобщив огромный материал, собранный во время экспедиции по Азии, выделил на земной поверхности области, отличающиеся условиями выветривания и денудации: элювиальные области, области преобладания денудации, области преобладания накопления наносов и т. д. Хотя этот исследователь и назвал выделенные территории областями почвообразования, но они были скорее областями формирования типов почвообразующих пород — плейстоценовых отложений, продуктов выветривания.

Близок по взглядам к В. В. Докучаеву выдающийся американский почвовед Е. В. Гильгард (1883—1916). Деятельность его протекала в тот период, когда формировалось докучаевское почвоведение в России. Гильгард полагал, что ведущая роль в почвообразовании и выветривании принадлежит климатическим условиям. Одна из основных его работ носит название «О влиянии климата на образование и состав почв». Все почвы и грунты этот ученый разделил на две большие группы: почвы влажных (гумидных) и сухих (аридных) областей. Следует заметить, что это разделение имеет большое значение для оценки процессов выветривания, но для правильного понимания формирования почв нельзя игнорировать значение других факторов почвообразования. Позже Гильгард пришел к выводу, что почвообразующие породы, рельеф и особенно растения также имеют важное значение для образования почв, но ведущую роль он по-прежнему отводил климату. Гильгард был близок к пониманию процессов формирования почвенного профиля. Большое значение имели его работы по изучению засоленных почв. Будучи профессором Калифорнийского университета и организатором известной Калифорнийской опытной сельскохозяйственной станции, Гильгард много сделал для подготовки кадров почвоведов США. Его фундаментальные работы сыграли важную роль в развитии почвоведения на Западе.

Большое влияние идеи генетического почвоведения оказали на деятельность крупного немецкого почвоведца Э. Раманна (1853—1926), который первым из западно-европейских почвоведов стал рассматривать почву как продукт внешних условий (в основном климата). Раманн установил и изучил тип бурых лесных почв, широко распространенных в ландшафтах широколиственных лесов Западной Европы. Этот исследователь изучил русский язык и широко использовал русскую литературу.

Развитию генетического почвоведения в Западной Европе способствовала деятельность известного венгерского почвоведца

А. де Зигмонда (1883—1939), уделявшего особое внимание проблеме времени как фактора почвообразования.

Важный вклад в обобщение представлений о составе и строении почв в различных географических зонах и районах земного шара сделал видный немецкий почвовед Э. Бланк (1877—1955). Группой почвоведов под редакцией Бланка был создан фундаментальный многотомный справочник по почвоведению. Трудami немецкого ученого В. Л. Кубиены (1897—1970) были заложены основы нового направления в почвоведении, получившего название микроморфологии почв. Это направление в настоящее время активно развивается во многих странах, в том числе в СССР.

Французские почвоведы, начиная с работ известного минералога и геолога А. Лякруа, проявляли большой интерес к почвам и продуктам выветривания Африки. В этом плане были выполнены крупные исследования (Ж. Обер, Р. Менъен, Ж. Дюран, Н. Ленеф и др.). Разрабатывая историко-геологический аспект почвообразования, Г. Эрар создал теорию биорексистазии. Углубленное изучение почв умеренного пояса позволило Ф. Дюшофуру обнаружить и изучить процесс лессиважа, весьма распространенный при образовании многих почв.

Среди исследований английских почвоведов выделяются труды Дж. Милна, которым разработано оригинальное учение о почвенных катенах, представляющее крупный вклад в географию почв.

Весьма большие успехи в изучении состава, генезиса и палеогеографии почв и кор выветривания были достигнуты почвоведами Австралии (Дж. Прескотт, С. Стифенс).

Почвенная служба США с конца прошлого века проводит разносторонние исследования почв. Обобщение этого обширного эмпирического материала было проведено ведущими американскими почвоведами К. Марбутом, Ч. Келлогом, И. Торпом и другими с привлечением принципов генетического почвоведения. В последние десятилетия почвоведы США отошли от этих принципов, разработав особую систему диагностики, названий и классификации почв. *Уильямс*

Для познания закономерностей почвенного покрова мира важное значение имели почвенные карты крупных регионов и материков. Таковы в первую очередь почвенные карты европейской части СССР и всей территории СССР, составленные Л. И. Прасоловым, И. П. Герасимовым, Н. Н. Розовым и др. (1948, 1954, 1956). Определенный уровень знаний отражают карты почв Западной Европы (Г. Штремме, 1927), Австралии (Дж. Прескотт, 1931), Северной Америки (К. Марбут, 1935), Восточной Африки (Дж. Милн, 1935) и др. С учетом последних достижений в изучении почвенного покрова отдельных стран были составлены почвенные карты Австралии (С. Стифенс, 1960), Африки (д'Ор, 1964), Азии (В. А. Ковда и Е. В. Лобова, 1964), Южной Америки (Л. Брамао и Р. Коста Лемос, 1965).

Для развития теоретических представлений и успешного изуче-

ния почвенного покрова нашей планеты необходимы деловые связи разных национальных школ. В 1924 г. было организовано Международное общество почвоведов. Первый Международный конгресс почвоведов состоялся в США в 1927 г., Второй — в СССР, в 1930 г. Юбилейный конгресс, посвященный 50-летию Международного общества почвоведов, также проходил в нашей стране в 1974 г.

Длительное время, с 1961 г. проводится большая и сложная работа по созданию Почвенной карты мира, в составлении которой большая роль принадлежит советским ученым. Почвоведы СССР принимают активное участие в осуществлении таких ответственных программ ЮНЕСКО и ФАО, как изучение проблем аридизации суши, охрана земельных ресурсов и др.

## Основы теории образования и географии почв

### ГЛАВА 1

#### ВЫВЕТРИВАНИЕ. ПОЧВООБРАЗУЮЩИЕ ПОРОДЫ И МИНЕРАЛЬНАЯ ЧАСТЬ ПОЧВЫ

Почва формируется на продуктах выветривания горных пород. Минеральный субстрат, на котором развивается почва, называется *почвообразующей* (материнской) *породой*. Особенности состава материнских пород определяют минеральный и оказывают существенное влияние на химический состав почвы; строение и структура пород обуславливают многие механические, водно-физические и другие свойства почвы.

Таким образом, почвообразующие породы являются исключительно важным фактором почвообразования. С влиянием именно этого фактора в значительной мере связано многообразие почв. Для понимания почвообразования необходимы отчетливые представления о составе почвообразующих пород и слагающих их минералов, а также о процессах преобразования горных пород и минералов на поверхности литосферы.

#### 1.1. Понятия о выветривании (гипергенезе) горных пород

Несмотря на большое разнообразие горных пород, можно выделить несколько больших групп пород, слагающих основную массу земной коры. Распространение этих групп (по данным А. П. Ронина и А. А. Ярошевского, 1978) показано ниже:

Породы	% от общего объема земной коры
Граниты, диориты, кислые эффузивы . . . . .	20,86
Кристаллические сланцы, гнейсы . . . . .	16,91
Базальты, габбро, амфиболиты, эклогиты . . . . .	50,34

Глины и глинистые сланцы . . . . .	4,48
Пески и песчаники . . . . .	3,56
Карбонатные породы, мраморы, сульфатные и хлоридные породы . . . . .	3,57
Прочие породы . . . . .	0,28
Сумма . . . . .	100,00

Распространение породообразующих минералов в земной коре соответствует соотношению основных групп горных пород и имеет следующий вид:

Минералы	%	Минералы	%
Кварц . . . . .	12	Глинистые минералы (включая хлориты) . . .	4,6
Полевые шпаты . . . . .	12	Кальцит и арагонит . . .	1,5
Плагиоклазы . . . . .	39	Доломит . . . . .	0,5
Слюды . . . . .	5	Магнетит . . . . .	1,5
Амфиболы . . . . .	5	Остальные . . . . .	4,9
Пироксены . . . . .	11		
Оливины . . . . .	3		

Горные породы, попадая на дневную поверхность, оказываются в условиях, резко отличающихся от условий, при которых формируются изверженные и метаморфические породы. Поэтому они теряют свою устойчивость и подвергаются процессам преобразования. Сумма процессов преобразования горных пород на поверхности Земли называется *выветриванием*. Термин «выветривание», будучи не совсем удачным переводом немецкого слова *Verwitterung*, часто ассоциируется с деятельностью ветра. Поэтому для обозначения процессов преобразования горных пород на поверхности более правильным следует считать термин «гипергенез»\*, предложенный в 1922 г. А. Е. Ферсманом.

Процессы выветривания (гипергенеза) распространяются на некоторую глубину, образуя зону гипергенеза (рис. 1). Нижняя граница этой зоны условно проводится по кровле верхнего горизонта подземных (пластовых) вод. Этот горизонт уже относится к зоне катагенеза, в которой под воздействием подземных вод происходят особые геохимические процессы. Нижнюю (большую) часть зоны гипергенеза занимают горные породы, в той или иной степени измененные процессами выветривания. Здесь выделяют новейшую и древнюю коры выветривания, сформированные в более древние геологические периоды. В верхней части зоны гипергенеза располагается почва. Почва и кора выветривания обычно связаны между собой постепенными переходами.

В процессе выветривания (гипергенеза) происходит глубокое изменение элементарного и минерального состава горных пород. Массивные породы резко изменяют свой первоначальный облик и превращаются в глинистую или щебенчатую кору выветривания пестрой, пятнистой или белой окраски.

\* Гурер (от гр. — над, сверху и genesis — происхождение).

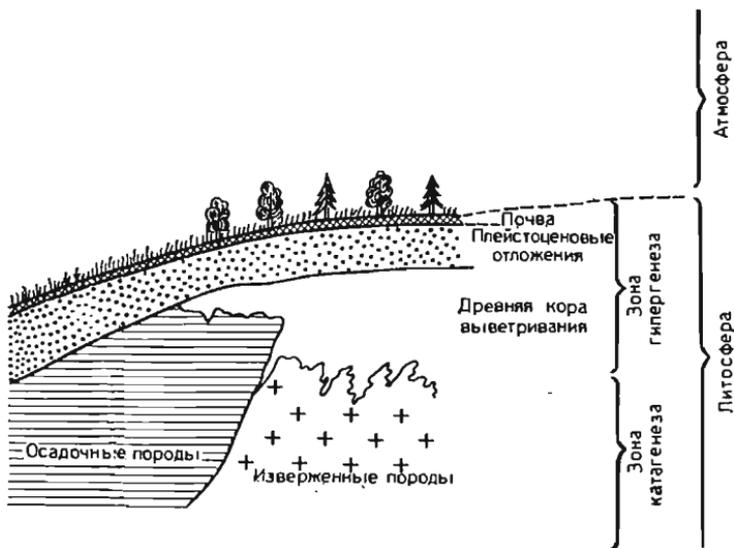


Рис. 1. Соотношение почвы, континентальных плейстоценовых отложений и древних кор выветривания

Процесс преобразования исходных пород в кору выветривания чрезвычайно сложен и включает в себя многочисленные частные процессы и явления. В зависимости от содержания кислорода, углекислоты и органических кислот почвенные и грунтовые воды оказывают различное растворяющее действие на минералы и горные породы. Одни минералы вступают в реакции обмена с химическими соединениями, находящимися в растворе; другие — подвергаются гидролизу и гидратации, в результате чего они коренным образом преобразуются. Явления дезинтеграции горных пород приводят к образованию чрезвычайно тонкодисперсных систем, обуславливающих широкое развитие коллоидных и метасоматических\* процессов. Наконец, биогенная деятельность, проявляющаяся либо в непосредственном воздействии на минеральную массу животных и растительных организмов, либо в действии продуктов их жизнедеятельности, энергично преобразует исходные горные породы. Все перечисленные процессы действуют на горные породы совместно и одновременно, так что действие одного из этих процессов невозможно отделить от действия остальных. Поэтому совершенно неверно расчленять сложный, но единый процесс выветривания на физическое и химическое выветривание и т. п. Следует говорить о физических, химических и других процессах выветривания.

\* Метасоматоз — процесс замещения одного минерала другим без изменения объема. Процесс протекает при участии сложных и недостаточно изученных физико-химических и химических реакций.

## 1.2. Кристаллохимическая структура минералов, слагающих горные породы, и их устойчивость при выветривании

Поведение различных горных пород при выветривании неодинаково. Так, например, изверженные породы ультраосновного состава в зоне гипергенеза менее стойки, чем изверженные породы кислого состава. Устойчивость горных пород к выветриванию (при прочих равных условиях) определяется минеральным составом пород, точнее, устойчивостью слагающих их минералов.

Различная устойчивость минералов горных пород в значительной мере определяется их кристаллохимическим строением. Ионы, входящие в состав минерала, в процессе образования кристаллического вещества располагаются на определенных расстояниях в зависимости от своих энергетических показателей. Вокруг каждого иона как бы образуется сфера действия сил этого иона, куда не могут проникнуть другие ионы. Эта сфера имеет ничтожные размеры: ее радиус, получивший название ионного радиуса, обычно менее одного нанометра (нм) \*. В качестве примера приведем значения ионных радиусов некоторых химических элементов (нм):

K <sup>+</sup> . . . . .	1,133	Fe <sup>3+</sup> . . . . .	0,067
Ca <sup>2+</sup> . . . . .	0,104	Al <sup>3+</sup> . . . . .	0,057
Na <sup>+</sup> . . . . .	0,097	Si <sup>4+</sup> . . . . .	0,039
Fe <sup>2+</sup> . . . . .	0,080	O <sup>2-</sup> . . . . .	0,136
Mg <sup>2+</sup> . . . . .	0,074	S <sup>2-</sup> . . . . .	0,186

В соответствии с валентностью, ионным радиусом и некоторыми другими свойствами комбинирующихся ионов возникают различные кристаллохимические структуры, которые сказываются на устойчивости минералов при выветривании.

Рассмотрим кристаллохимическую структуру и устойчивость при выветривании основных породообразующих минералов.

*Кварц* — наиболее распространенный минерал земной коры; он содержится в изверженных, метаморфических и осадочных породах. Кристаллохимическая структура кварца состоит из сочетания четырех ионов кислорода, между которыми расположен ион кремния, обладающий небольшим ионным радиусом (рис. 2, а, б). Если соединить центры ионов кислорода, можно получить форму тетраэдра. Поэтому подобная группировка ионов получила наименование кремнекислородного тетраэдра. Кремнекислородные тетраэдры соединяются в сплошной каркас (рис. 2, в). Подобная кристаллохимическая структура кварца обуславливает его высокую устойчивость к процессам выветривания. Как правило, в коре выветривания зерна кварца остаются целыми или только корродированными по периферии.

Кремнекислородные тетраэдры являются также важнейшей частью кристаллической структуры силикатов — минералов, состав-

\* Нанометр — одна миллионная доля миллиметра ( $1 \cdot 10^{-6}$  мм).

ляющих основную массу горных пород. Сюда относятся полевые шпаты, слюды, пироксены, амфиболы и многие другие минералы.

*Полевые шпаты* образуют группу весьма распространенных породообразующих минералов (около 50% от массы всей земной коры). Их кристаллохимическая структура представляет собой сложный каркас, образованный кислородными тетраэдрами с ионами кремния и алюминия, расположенными внутри. Эти тетраэдры соединяются катионами щелочей ( $K^+$ ,  $Na^+$ ) и щелочно-земельных элементов — главным образом ионами кальция, имеющими относительно большие ионные радиусы. Образуется структура, подобная той, которая изображена на рис. 3, *a*.

Содержание щелочей и кальция в составе полевых шпатов закономерно изменяется, поэтому выделяются два изоморфных ряда. Первый ряд образуют калинатровые полевые шпаты, представителями которых являются хорошо извест-

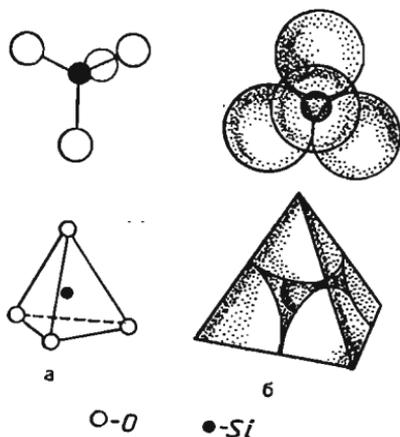


Рис. 2. Разные виды изображения комбинации из четырех ионов  $O^{2-}$  и одного  $Si^{4+}$ :

*a* — условные изображения; *б* — с учетом размера ионного радиуса

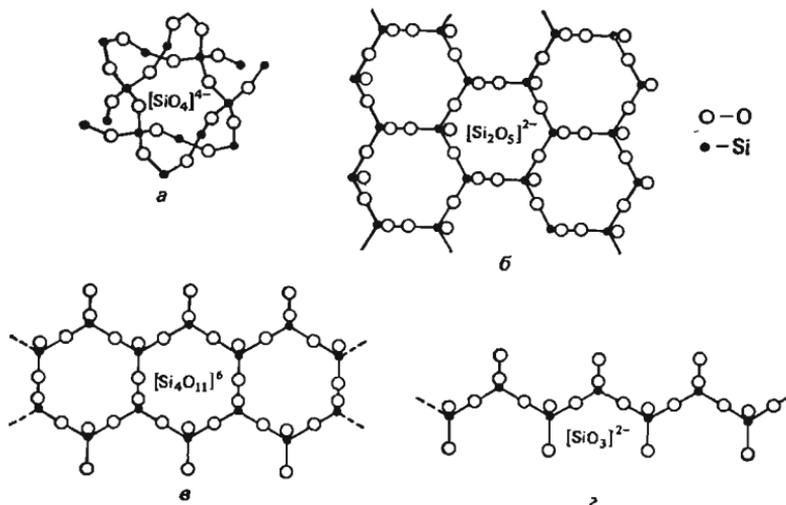


Рис. 3. Типы кристаллохимических структур породообразующих минералов:

*a* — кремнекислородные тетраэдры, соединенные в трехмерный каркас (структура кварца); *б* — кремнекислородные тетраэдры, соединенные в плоские листы (структура слюд); *в* — кремнекислородные тетраэдры, соединенные в двойные цепочки (структура амфиболов); *г* — кремнекислородные тетраэдры, соединенные в цепочки (структура пироксенов)

ные минералы: моноклинный ортоклаз и триклинный микроклин. Химическая формула их состава имеет вид  $K [AlSi_3O_8]$ . В квадратных скобках формулы выделены химические элементы, образующие кислородные тетраэдры. Второй ряд (плагноклазы) представляет собой непрерывную изоморфную смесь двух конечных членов: альбита  $Na[AlSi_3O_8]$  и анортита  $Ca[Al_2Si_2O_8]$ . Полевые шпаты неустойчивы в зоне гипергенеза. Особенно быстро разрушаются плагноклазы с высоким содержанием анортитового компонента. Это связано с извлечением кальция из кристаллической структуры, в результате чего вся сложная каркасная структура разрушается.

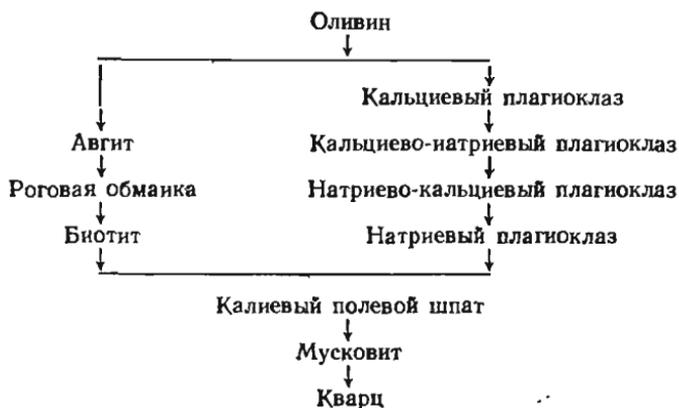
Слюды составляют около 4% литосферы и содержатся во многих изверженных и метаморфических горных породах. Они обладают слоистой кристаллохимической структурой (рис. 3,б). Плоские слои кремнекислородных тетраэдров, обращенные вершинами друг к другу, связаны с ионами алюминия; с ионами алюминия также соединены гидроксильные группы. Так образуются трехслойные пакеты, соединенные между собой ионами калия. Представителем светлых слюд является мусковит  $KAl_2(OH)_2[AlSi_3O_{10}]$ . В большом количестве в горных породах также встречаются темные железомagneзиальные слюды типа биотита  $K(Mg, Fe)_3(OH)_2[AlSi_3O_{10}]$ .

Слюды в процессе выветривания легко теряют ионы щелочей, которые соединяют трехслойные листы. Железомagneзиальные слюды менее устойчивы, чем светлые.

Пироксены и амфиболы весьма распространены в изверженных и метаморфических породах и составляют около 16% литосферы. Широко известным представителем пироксенов являются авгит и диопсид, а амфиболов — роговая обманка. Кристаллохимическая структура этих минералов обусловлена наличием цепочек кремнекислородных тетраэдров (рис. 3,в,г). Цепочки соединяются различными катионами (железа, алюминия, магния, кальция, натрия и калия). В целом пироксены менее устойчивы, чем амфиболы. Схематическая формула амфиболов  $R_7[Si_4O_{11}]_2 \cdot (OH)_2$ , а пироксенов  $R_2[Si_2O_6]$ , где R — катионы одно-, двух- и трехвалентных металлов.

Минералы группы оливина в значительном количестве содержатся в ультраосновных и частично основных изверженных породах. Кристаллохимическая структура минералов этой группы характеризуется изолированными кремнекислородными тетраэдрами, которые соединяются ионами двухвалентного железа и магния. Формула оливина  $(Mg, Fe)_2 [SiO_4]$ . Минералы группы оливина в зоне гипергенеза чрезвычайно неустойчивы и быстро разрушаются.

Если расположить главнейшие породообразующие минералы по степени возрастания их устойчивости к процессам выветривания, то будет иметь место следующая последовательность, установленная американским исследователем С. Голдичем:



Итак, минералы с различной кристаллохимической структурой обладают неодинаковой устойчивостью к выветриванию. Наиболее легко разрушаются силикаты с изолированными кремнекислородными тетраэдрами (оливин). Более устойчивы минералы, имеющие цепочную структуру (амфиболы и пироксены). Довольно легко происходит преобразование железномagneзиальных слюд. Устойчивость полевых шпатов зависит от их состава; кальциевые плагиоклазы выветриваются так же легко, как пироксены, а натриевые и калиевые полевые шпаты отличаются повышенной устойчивостью, так же как и светлые слюды. Однако наиболее устойчив кварц, кристаллохимическая структура которого состоит исключительно из кремнекислородных тетраэдров.

В зависимости от типа кристаллохимической структуры при одних и тех же географических условиях может происходить полное ее разрушение или частичное преобразование. Так, например, при извлечении катионов, соединяющих кремнекислородные тетраэдры в оливине, происходит полное разрушение минерала. При выветривании слюд на первых стадиях этого процесса извлекаются катионы калия, которые соединяют плоские листы (пакеты), состоящие из кремнекислородных тетраэдров с расположенными между ними гидроксильными ионами и ионами алюминия. В результате имеет место не полное разрушение кристаллохимической структуры, а ее частичная перестройка, преобразование.

### 1.3. Гипергенные минералы и коры выветривания

Как показано выше, выветривание — это не просто разрушение минералов, а сложный процесс, при котором часть первичных минералов полностью разрушается, часть испытывает определенное преобразование, сопровождающееся возникновением новых, вторичных (гипергенных) минералов. Некоторые из них образуются синтетически за счет продуктов разрушения первичных минералов.

Приведем краткую характеристику наиболее распространенных гипергенных минералов, образующих кору выветривания.

Силикаты в зоне гипергенеза распространены не меньше, чем в изверженных породах, но представлены минералами совершенно иного кристаллохимического строения. Особенно типичны для коры выветривания так называемые *глинистые минералы*. Они характеризуются чрезвычайной дисперсностью и крайней незначительностью размеров, которые, как правило, не превышают нескольких микрометров, а обычно менее одного микрометра. Часть этих минералов аморфна, но подавляющее большинство имеет кристаллическое строение. Их кристаллическая структура слоистая, напоминает структуру слюды, но строение пакетов и характер их связи у различных минералов этой группы неодинаковы.

В кристаллической структуре *каолинита* чередуются плоские двухслойные пакеты (рис. 4, а). Нижний слой (I) состоит из кремнекислородных тетраэдров, верхний (II) — из сочетания гидроксильных ионов и ионов алюминия (алюмогидроксильных октаэдров). Кристаллическая решетка каолинита «неподвижна», поэтому

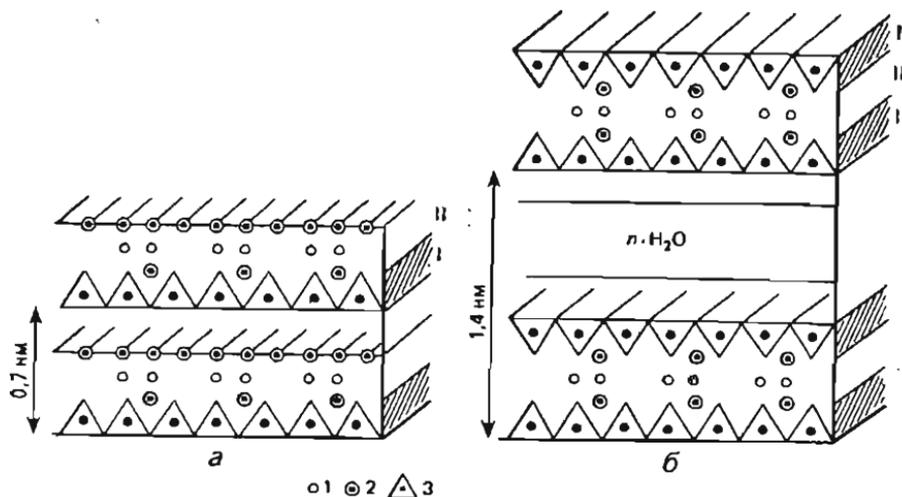


Рис. 4. Схема кристаллохимической структуры каолинита (а) и монтмориллонита (б);

1 — ионы Al<sup>3+</sup>; 2 — ионы OH<sup>-</sup>; 3 — кремнекислородные тетраэдры

этот минерал не разбухает от воды. Его формула  $Al_4(OH)_8[Si_4O_{10}]$ . Каолинит — один из конечных продуктов выветривания первичных силикатов. Он весьма распространен в древней коре выветривания.

Структура *монтмориллонита* характеризуется тремя слоями в плоских пакетах. Нижний и верхний слой представлены слоями кремнекислородных тетраэдров, а между ними заключен слой алюмогидроксильных октаэдров (рис. 4, б). При этом кремний в тетра-

эдрах может частично замещаться алюминием, а алюминий в среднем слое — магнием, железом, никелем, цинком, медью и другими химическими элементами. Формулу монтмориллонита обычно пишут в следующем виде:



Отношение  $m : n$ , как правило, равно 0,8—0,9.

Особенностью структуры монтмориллонита является разделение трехслойных пакетов слабосвязанной водой. Кристаллическая решетка монтмориллонита, в отличие от каолинита, подвижна: в межпакетные пространства может входить вода и, раздвигая пакеты, вызывать резкое набухание массы монтмориллонитовых глин. При набухании монтмориллонитовые глины увеличиваются в объеме почти в 10 раз.

Часто при выветривании происходит образование не столько собственно монтмориллонита, сколько некоторых минералов этой группы. Так, например, при выветривании основных изверженных пород очень часто образуется нонтронит — минерал группы монтмориллонита, сильно обогащенный железом.

*Гидрослюды* составляют значительную часть дисперсных силикатов зоны гипергенеза и весьма распространены в современных почвах. Подобно понятию «полевые шпаты» понятие «гидрослюды» включает в себя целую серию минералов. Кристаллохимическая структура гидрослюд как бы занимает переходное положение между структурой слюд и монтмориллонита. Гидрослюды обладают трехслойными пакетами, которые между собой соединяются ионами гидроксония и калия. Их формула  $(\text{K}, \text{H}_3\text{O}) \cdot \text{Al}_2(\text{OH})_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$ .

Образование гидрослюд в результате гипергенного преобразования слюдистых минералов хорошо изучено. Этот процесс протекает с сохранением элементов кристаллохимического строения исходных минералов (трехслойных пакетов). Значительно более сложно образование гидрослюд за счет других силикатов (например, полевых шпатов), сопровождающееся полной перестройкой кристаллической решетки.

*Аллофаноиды* — минералы переменного состава, который выражают формулой  $n\text{SiO}_2 \cdot m(\text{Al}, \text{Fe})_2\text{O}_3 \cdot p\text{H}_2\text{O}$ . Они возникают в результате синтеза оксидов кремния и алюминия, освободившихся при выветривании первичных силикатов.

*Минералы группы гидроксидов железа* — гидрогетит  $\text{FeO} \cdot \text{OH} \cdot n\text{H}_2\text{O}$ , гидрогематит  $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$  — распространенные новообразования зоны гипергенеза. Как правило, они типичны для выветривания в условиях влажного климата. При этом для тропических условий характерно образование гидрогематита, а для умеренного климата — гидрогетита.

*Минералы группы гидроксидов марганца* — пиролюзит, псиломелан — по условиям своего образования при выветривании

весьма близки к минералам гидроксидов железа. Химический состав их очень сложен, условно их формулу пишут так:



где  $R$  — одно- и двухвалентные катионы.

Опал  $SiO_2 \cdot nH_2O$  образуется при выветривании в сухом и жарком климате при близком положении грунтовых вод.

*Минералы группы гидроксидов алюминия* — гидра р г и л л и т  $Al(OH)_3$ , диаспор и бёмит  $AlO \cdot OH$  — характерны для коры выветривания влажных и переменного-влажных тропиков. Поведение алюминия в процессе выветривания во многом еще неясно.

*Карбонаты*. Наиболее распространенный минерал этой группы кальцит  $CaCO_3$ . Он образуется при выветривании в засушливых и сухих условиях. Обычно он встречается в виде тонких налетов, стяжений, а в определенных географических условиях — в форме сплошных кор, наподобие бетона покрывающих поверхность.

Среди *сульфатов* и *хлоридов*, наиболее распространенных при гипергенезе, укажем гипс  $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ , м и р а б и л и т  $Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$ , галит  $NaCl$ . Эти минералы образуются в засушливых условиях при близком расположении грунтовых вод.

*Кора выветривания*, формирующаяся в условиях хорошо дренируемого междуречья, называется *автоморфной* или *элювиальной*. Ее состав постепенно и закономерно изменяется сверху вниз от продуктов выветривания, претерпевших наиболее сильное преобразование, до исходной породы, не затронутой гипергенными процессами. Процессы выветривания совершаются чрезвычайно медленно. В результате длительного выветривания, продолжавшегося многие миллионы лет, образовывались мощные автоморфные коры, в разрезе которых хорошо выделяются горизонты, отличающиеся минералогическим составом.

Для выветривания горных пород необходима энергия, которая расходуется на разрушение кристаллохимических структур гипогенных минералов и построение гипегенных. Источником энергии для гипергенных процессов является солнечная радиация, но интенсивность выветривания необязательно будет возрастать соответственно увеличению радиационного баланса от полюсов к экватору. Степень использования поступающей энергии зависит от атмосферного увлажнения. Как бы долго ни подвергались полевые шпаты воздействию солнечного излучения, они не превратятся в каолинит при отсутствии жидкой воды, необходимой для химических и биогеохимических реакций. Поэтому в засушливых, аридных, условиях степень использования энергии солнца невелика и интенсивность выветривания сильно понижена. В гумидных ландшафтах, в условиях значительного атмосферного увлажнения, полнота использования солнечной радиации сильно возрастает.

Мощные коры выветривания характерны для периодов длительного (десятки миллионов лет) сохранения гумидных условий. Древнейшая кора выветривания на территории нашей страны об-

наружена в Карелии. Она образована около 2 млрд. лет назад. Более позднего возраста коры известны во многих районах. Особенно широко распространена кора выветривания, образованная на протяжении мезозоя и палеогена. Ее остатки сохранились во многих районах мира, в том числе в пределах Советского Союза.

#### 1.4. Континентальные плейстоценовые отложения как основные почвообразующие породы

Элювиальные коры выветривания в весьма редких случаях служат материнской породой почв. Современные почвы обычно развиваются на сложных продуктах гипергенеза, покрывающих поверхность суши.

Наиболее распространенными почвообразующими породами являются рыхлые отложения плейстоценового возраста. Они покрывают 90% территории внетропической части северного полушария. Есть основания полагать, что аналогичное положение имеет место и в южном полушарии. Эти отложения сформированы за счет денудации и переотложения поверхностных и выветрелых горизонтов горных пород. В процессе переотложения гипергенные минералы перемешивались с обломками исходных горных пород и минералов. После отложения эта смешанная масса вновь подверглась процессам выветривания. В итоге континентальные отложения — весьма сложные гипергенные образования, включающие в себя компоненты различной степени выветрелости.

Плейстоценовые отложения благодаря особенностям состава и сложения исключительно благоприятны для почвообразования. Многие важные свойства почвы обусловлены плейстоценовыми отложениями, на которых они сформировались. В первую очередь это относится к минеральной части почвы, состав которой в основных чертах определяется составом почвообразующей породы. Поэтому изучение плейстоценовых (четвертичных) отложений имеет важное значение для почвоведения, и многие видные почвоведы, начиная с В. В. Докучаева, внесли существенный вклад в познание отложений четвертичного возраста. Следует отметить, что для почвоведения интерес представляет не вся толща этих отложений, в отдельных случаях достигающая мощности более сотни метров, а ее верхняя часть, охваченная процессами гипергенеза и почвообразования. Поэтому, в отличие от геологов, исследующих плейстоценовые отложения преимущественно с целью их стратиграфического расчленения и выяснения условий образования, для почвоведения особенно важно изучение химического и минерального составов, а также структурных свойств этих отложений.

Среди типов плейстоценовых отложений особо важное значение имеют разнообразные отложения междуречных пространств. Они плащеобразно покрывают нижележащие породы, в силу чего получили название *покровных*. Сюда относятся лёсс, лёссовидные отложения, покровные суглинки и глины, ко-

торые распространены на огромной территории и являются основными почвообразующими породами в районах земледелия европейской части СССР, Южной Сибири и Казахстана.

### 1.5. Гранулометрический (механический) состав почвообразующих пород и почв

Условия образования отложений в значительной мере определяют их гранулометрический \* состав. Под гранулометрическим составом почв и почвообразующих пород подразумевают относительное содержание частиц различного размера. Это содержание обычно выражают в процентах по массе высушенной при 105°C почвы. Результаты гранулометрического анализа изображают в виде графика, где по горизонтальной оси откладывают размер частиц, а по вертикальной — их содержание в процентах (рис. 5).

В гранулометрическом составе плейстоценовых отложений можно выделить следующие основные части:

1) грубообломочная, представленная частицами в несколько миллиметров и более. Среди них наряду с обломками минералов присутствуют обломки горных пород, и чем крупнее частицы, тем больше среди них обломков пород;

2) мелкообломочная, состоящая из частиц мельче 1 мм, но крупнее 0,001 мм. Эти частицы представлены, как правило, обломками первичных минералов;

3) высокодисперсная, сложенная частицами менее 0,001 мм, которые в основном состоят из гипергенных глинистых минералов.

Для каждого генетического типа плейстоценовых отложений характерны особые соотношения этих основных частей гранулометрического анализа. Так, например, морена содержит большое количество грубообломочного материала (рис. 5,а), в озерно-ледниковых отложениях (ленточных глинах) преобладают высокодисперсные частицы (рис. 5,б), в водно-ледниковых отложениях доминируют мелкообломочные частицы (рис. 5,в), для лёссовидных отложений характерна концентрация частиц размером 0,01—0,1 мм (рис. 5,г).

В зависимости от содержания высокодисперсных частиц среди плейстоценовых отложений выделяют глины (при содержании частиц менее 0,001 мм свыше 30%), суглинки (частиц размером менее 0,001 мм от 10 до 30%), супеси (частиц менее 0,001 мм от 3 до 10%) и пески (частиц менее 0,001 мм меньше 3%). При наличии значительного количества частиц в 0,01—0,1 мм к этим названиям добавляется эпитет «пылеватый» (например, пылеватый суглинок, пылеватая супесь).

Соотношение обломочных частиц в почвообразующих породах определяет гранулометрический состав развитых на них почв. На

\* Гранула — зерно.

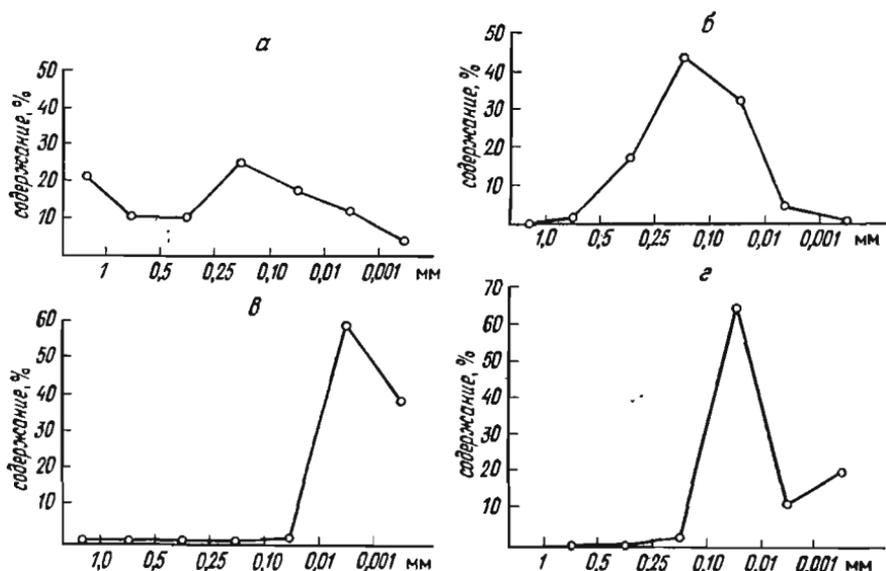


Рис. 5. Кривые гранулометрического состава типов плейстоценовых отложений, служащих распространяемыми почвообразующими породами на Восточно-Европейской равнине:

а — морена, Калининская область; б — ленточные глины, Ленинградская область; в — водноледниковые пески, Ленинградская область; г — лёссовидный суглинок, Горьковская область

супесчаных почвообразующих породах образуются супесчаные почвы, на суглинистых породах — суглинистые.

Гранулометрический состав почв имеет важное значение для ряда свойств почвы (пористости, воздухо- и водопроницаемости, водоподъемной способности, гигроскопичности, поглощательной способности и др.). Песчаные почвы бесструктурны, бедны органическими веществами и зольными элементами питания растений, но хорошо водопроницаемы и легко обрабатываются. Глинистые почвы, наоборот, плохо проницаемы как для воздуха, так и для воды, тяжело обрабатываются, образуют глинистую корку, но богаты химическими элементами, необходимыми для питания растений.

Гранулометрический состав влияет на водный режим почв и степень их промытости и выщелоченности, отражается на температурном режиме почв. Поэтому при прочих равных условиях песчаные почвы в северных районах лесостепи, в отличие от глинистых, могут быть сильно выщелочены. Песчаные почвы на 1—3°C, а местами на 5°C теплее глинистых.

### 1.6. Минералогический состав плейстоценовых отложений

Частицы разного размера, слагающие плейстоценовые отложения, имеют различный минералогический состав. Грубообломоч-

ные частицы — это в основном обломки горных пород. Мелкообломочные частицы представлены минералами, относительно устойчивыми к процессам выветривания. Среди них часто преобладает наиболее устойчивый — кварц. Высокодисперсные частицы преимущественно сложены глинистыми минералами.

Генезис этих компонентов, как правило, различный. Грубообломочный материал может быть перенесен в результате ледниковой деятельности; мелкообломочные частицы испытали многократное перемещение в водной и частично воздушной среде; в переносе высокодисперсных частиц важную роль играли эоловые процессы. Таким образом, плейстоценовые отложения представляют собой сложный комплекс разнородных продуктов выветривания.

Так как состав исходных пород и степень их выветрелости были неодинаковыми, а генезис отложений в различных регионах имел существенные различия, то естественно, что минеральный состав плейстоценовых отложений будет закономерно меняться в пространстве.

Большая часть минеральной массы плейстоценовых отложений состоит обычно из частиц размером от 0,01 до 1 мм. В распространенных покровных отложениях (в лёссах и лёссовидных суглинках) содержание этих частиц достигает 80—90% всей массы породы, поэтому изучение мелкообломочной песчано-пылевой части почвообразующих пород имеет особо важное значение для познания минерального состава пород.

Минеральный состав пылевато-песчаной части почвообразующих пород тесно связан с составом пород, которые явились источником обломочного материала. Так, например, Кольско-Карельская область на 60% сложена изверженными породами кислого состава и примерно на 1/3 метаморфическими (гейсами, гранито-гнейсами, амфиболитами, гранитовыми и слюдяными сланцами). Преобладающими породообразующими минералами здесь являются полевые шпаты, роговая обманка, кварц, слюды, пироксены, гранаты. Рыхлые отложения, в состав которых входит обломочный материал, принесенный с Кольско-Карельской области, обогащены указанными выше минералами. При этом неустойчивые в зоне гипергенеза минералы (основные и средние плагиоклазы, пироксены и слюды) быстро разрушаются и постепенно исчезают в направлении от источника сноса. Более устойчивые минералы (роговая обманка, гранаты, калинатровые полевые шпаты) выдерживают значительно более протяженное перемещение.

В процессе формирования плейстоценовых отложений в их состав наряду с дальнепринесенным обломочным материалом входили обломки местных пород (силурийских и ордовикских известняков на северо-западе, каменноугольных известняков в центральных районах, песчано-глинистых отложений мезозоя и третичного периода на юге Русской равнины).

Для осевой части Урала весьма характерны так называемые зеленочаменные породы (гидротермально преобразованные осадочно-

метаморфические и эффузивные породы). Для них типичны минералы группы эпидота и хлориты, на отдельных участках широко распространен актинолит. Так как из этих минералов наибольшей устойчивостью обладает эпидот, им и обогащены покровные отложения Приуралья.

На Украине в состав плейстоценовых отложений входят минералы выступа кристаллического фундамента Русской платформы — Украинского кристаллического массива. В Предкавказье и Предкарпатском районе почвообразующие породы обогащены обломками горных пород Кавказа и Карпат. Почти на всей площади европейской части СССР среди обломочных минералов в четвертичных отложениях преобладает кварц.

На минеральном составе Южной Сибири, Казахстана и Средней Азии сказывается влияние материала, поступавшего, во-первых, с юга, с области постепенно поднимавшихся хребтов Средней Азии, а во-вторых, с севера. По-видимому, энергичная эрозия среднеазиатских горных систем обгоняла процессы выветривания, в результате чего в южных районах в плейстоценовых отложениях присутствует значительное количество обломочных силикатов, которых больше, чем кварца. Примерно такая же картина наблюдается в области Казахского мелкосопочника. В плейстоценовых отложениях Западной Сибири и Западного Казахстана кварц вновь преобладает над обломочными силикатами, как и в европейской части СССР.

На основании различий в минеральном составе мелкообломочной части выделяются минералогические провинции почвообразующих пород.

В отличие от обломочных минералов состав высокодисперсной части плейстоценовых отложений различных районов резко не отличается. Это объясняется тем, что выветривание в плейстоцене протекало преимущественно в условиях резкого похолодания. В этих суровых условиях выветривание не сопровождалось образованием мощного глинистого элювия, богатого минералами группы каолинита, что было типично для древней (доплиоценовой) коры выветривания. Для тонкодисперсных глинистых минералов плейстоценовых отложений особенно характерны смешанослойные и гидрослюды. В некоторых районах к ним примешиваются переотложенные глинистые минералы древней коры выветривания.

### 1.7. Общие физические и физико-механические свойства почвы

Минеральный и гранулометрический составы почвообразующих пород в значительной мере влияют на физические свойства почвы.

Плотность почвы представляет собой интегрированную плотность всех компонентов твердой фазы почвы — обломочных, гли-

нистых, новообразованных минералов и органических соединений. Наиболее распространенные обломочные минералы (кварц, полевые шпаты) имеют плотность 2,5—2,7, менее распространенные порообразующие минералы (слюды, амфиболы и пироксены) — 2,7—3,3. Плотность глинистых минералов около 2,6; у новообразованных минералов она колеблется в зависимости от их состава от 2,3 (гипс) до 4,0 (гидрогетит). Так как плотность перегноя (1,4—1,8) значительно меньше, чем у минеральной массы, то плотность верхних горизонтов почвы, обогащенных перегноем, составляет 2,4—2,6, а в отдельных случаях, при обилии органического вещества (лесная подстилка, степной войлок), понижается до 1,4—1,8. Плотность нижних горизонтов почвы, содержащих незначительное количество органического вещества, близко к наиболее распространенным минералам и составляет 2,6—2,7.

*Объемная масса* характеризует массу почвы, находящуюся в естественном сложении и сухом состоянии в единице объема. Так как почва — рыхлое тело, то ее объемная масса значительно отличается от ее плотности. В верхних горизонтах почвы объемная масса равна обычно 0,8—1,2 г/см<sup>3</sup>, а в нижних увеличивается до 1,3—1,6 г/см<sup>3</sup>.

Зная плотность и объемную массу почвы, можно определить суммарный объем всех пор и пустот между частицами твердой фазы почвы в единице объема. Эта величина называется *порозностью* (*скважностью*) почвы и вычисляется в процентах от объема почвы по следующей формуле:

$$P = \left(1 - \frac{V}{D}\right) 100,$$

где  $V$  — объемная масса;  $D$  — плотность;  $\frac{V}{D}$  — объем твердой фазы почвы;  $\left(1 - \frac{V}{D}\right)$  — объем пор в единице объема.

Порозность обычно составляет в верхних горизонтах почвы 55—70, а в нижних — 35—50%.

Некоторые физико-механические свойства почв преимущественно обусловлены содержанием глинистых частиц. Таковы пластичность, липкость, усадка, набухание. При этом важное значение имеет состав глинистых минералов.

По данным Н. И. Горбунова, набухание глинистых минералов меняется следующим образом:

Минерал	Набухание, % к первоначаль- ному объему
Монтмориллонит . . . . .	96
Гидрослюда . . . . .	12
Каолинит . . . . .	4,5
Кварц . . . . .	0

## 1.8. Химический состав плейстоценовых отложений

Особенности минералогического состава отложений обуславливают их химический состав. Так как при выветривании разрушаются все породообразующие минералы, за исключением кварца, то в плейстоценовых отложениях кремния содержится больше, чем в исходных горных породах. Наличие высокодисперсных (глинистых) минералов типа гидрослюд обуславливает присутствие алюминия, железа, магния и отчасти калия. В результате гипергенного разрушения минералов, содержащих кальций и натрий (полевых шпатов, слюд, пироксенов и амфиболов), количество этих химических элементов в плейстоценовых отложениях меньше, чем в исходных породах. Разрушение гипогенных силикатов сопровождается окислением Fe (II). Поэтому в составе этих отложений в значительном количестве присутствуют оксиды Fe (III). Отмеченные закономерности хорошо видны при сопоставлении среднего химического состава пород Балтийского щита и ледниковых отложений, образованных за счет переотложения гипергенно измененных обломков пород этого щита (табл. 1).

Таблица 1. Сопоставление среднего химического состава пород Балтийского щита и Валдайской морены, %, на прокаленное бескарбонатное и безгумусное вещество

Компоненты	I Балтийский щит (П. И. Чирвин- ская, 1946)	II Валдайская морена (В. В. Добро- вольская, 1966)	Отношение II : I
SiO <sub>2</sub>	67,6	75,0	1,1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,8	12,5	0,9
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,6	4,5	2,8
FeO	2,5	—	—
MgO	2,1	1,5	0,7
CaO	3,0	1,2	0,4
K <sub>2</sub> O	3,0	2,5	0,8
Na <sub>2</sub> O	3,8	1,5	0,4
Сумма	98,4	98,4	—

\* Общее количество железа, пересчитанное на Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

Из табл. 1 следует, что в ледниковых отложениях по сравнению с исходными горными породами несколько увеличивается содержание кремния, резко возрастает содержание предельно окисленного железа, слабо уменьшается содержание алюминия, магния и калия и сильно уменьшается содержание кальция и натрия.

Минеральный состав частиц различного размера в плейстоценовых отложениях неодинаков. Соответственно меняется химический состав различных гранулометрических фракций. На рис. 6 показано, как меняется содержание важнейших компонентов химиче-

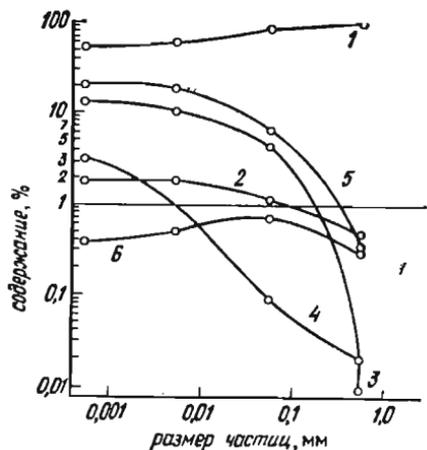


Рис. 6. Изменение содержания химических элементов по гранулометрическим фракциям в лёссовидных суглинках Западной Сибири:

1 — SiO<sub>2</sub>; 2 — K<sub>2</sub>O; 3 — Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; 4 — MgO; 5 — Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; 6 — Na<sub>2</sub>O

ского состава с изменением размера частиц в лёссовидных покровных суглинках Западной Сибири. С увеличением частиц от микрометра до миллиметра возрастает содержание кремнезема и понижается содержание всех других компонентов. Таким образом, химический состав плейстоценовых отложений неодинаков, зависит от грану-

лометрического состава и степени выветрелости материала. Обычно чем более легкий механический состав, тем более кремнеземисты отложения. Особенно это относится к отложениям, обломочная часть которых подвергалась значительному гипергенному преобразованию.

### 1.9. Редкие и рассеянные химические элементы в плейстоценовых отложениях

Рассеянные химические элементы преимущественно содержатся не в форме самостоятельных минералов, а входят в различные минералы в виде примеси. Основная масса химических элементов, содержащихся в плейстоценовых отложениях, заключена в породообразующих минералах — обломочных и высокодисперсных.

В горных породах, послуживших исходным материалом для формирования плейстоценовых отложений, содержание рассеянных химических элементов неодинаково, поэтому имеются отличия в содержании этих элементов в однотипных отложениях различных районов. Так, например, в покровных суглинках центральных районов Русской равнины отмечается повышенное количество циркония; покровные суглинки Приуралья обогащены медью, никелем, хромом и ванадием; лёссовидные суглинки Северного Казахстана — титаном, молибденом, медью и др. Для каждой минералогической провинции почвообразующих пород характерны особенности содержания редких и рассеянных химических элементов, поэтому эти провинции можно называть минералого-геохимическими.

Многочисленные анализы показали, что в кварце рассеянные химические элементы содержатся в ничтожном количестве. В результате разрушения минералов исходных пород и относительного накопления кварца в пылевато-песчаной части плейстоценовых отложений содержание рассеянных химических элементов заметно

уменьшается. Это отражается на более низком содержании большей части рассеянных химических элементов в этих отложениях по сравнению с литосферой в целом. Поэтому в отложениях легкого гранулометрического состава, особенно в песках, рассеянных химических элементов меньше, чем в суглинистых отложениях. Осо-

**Таблица 2. Содержание редких и рассеянных химических элементов, 10<sup>-30</sup>%, в четвертичных суглинках и песках Подмосковья (по В. В. Добровольскому, 1966)**

Химические элементы	Покровные суглинки	Песчаные отложения	Кварц из плейстоценовых отложений
Ti	262,0	223,0	5,5
Mn	74,0	16,0	3,5
V	11,0	3,5	1,0
Cu	4,0	1,4	0,6
Ni	2,6	1,0	—
Zr	11,0	10,8	1,0
Pb	6,2	2,6	—
Ga	6,4	4,1	—
Co	1,7	0,1	—

бенно это характерно для плейстоценовых отложений европейской части СССР, претерпевших глубокое гипергенное преобразование (табл. 2).

Таким образом, на территории минералого-геохимических провинций плейстоценовых отложений следует выделять площади с пониженным содержанием рассеянных химических элементов, соответствующие распространению песчаных отложений.

### **1.10. Влияние почвообразующих пород на географию почв**

Минеральный, химический и механический составы почвообразующих пород оказывают значительное влияние на географию почв. Это влияние может проявляться непосредственно или косвенно путем воздействия на другие факторы почвообразования. Примером непосредственного влияния минерального и химического составов может служить формирование перегнойно-карбонатных почв в областях лесной зоны, где сплошь распространены кислые, сильно промытые почвы. Это объясняется тем, что в почвообразующих породах — ледниковых суглинках — в изобилии присутствуют валуны и мелкие обломки осадочных известняков. Наличие крупных масс кальцита нейтрализует кислые почвенные растворы, промывающие почву, препятствует выносу элементов питания и обеспечивает растения необходимым количеством такого физиологически важного химического элемента, как кальций. В результате на участках, обогащенных обломками известняков, формируются тем-

ные, невыщелоченные почвы, резко отличающиеся от светлых, сильно выщелоченных почв, развивающихся на ледниковых наносах, в минеральном составе которых почти исключительно присутствуют кварц и силикаты.

Глинистые минералы группы гидрослюды и монтмориллонита обладают важной способностью аккумулировать химические элементы, необходимые для жизнедеятельности трав. Поэтому в условиях северных лесов, породы, богатые этими минералами, более благоприятны для образования дерново-подзолистых почв, чем породы, лишенные гипергенных силикатов, на которых формируются подзолистые почвы. Переполнение почвообразующей породы обломочным кварцем создает условия дефицита элементов питания для растений. Это справедливо также для редких и рассеянных химических элементов. Достаточно вспомнить явление нехватки меди и некоторых других рассеянных элементов в выщелоченных почвах, сформированных на водно-ледниковых и древнеаллювиальных песчаных отложениях.

Важное значение для водно-физических свойств почвы и ее водного режима имеет гранулометрический состав почвообразующих пород. Песчаный состав способствует лучшему промыванию почв и выносу химических соединений. Поэтому по песчаным аллювиальным отложениям далеко к югу вдаются своеобразные сильно промытые почвы боровых террас, пересекающие в европейской части СССР подзону мощных черноземов, а на территории Южной Сибири достигающие зоны сухих степей.

## ГЛАВА 2

### **БИОЛОГИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ И ОРГАНИЧЕСКАЯ ЧАСТЬ ПОЧВЫ**

Для почвы характерна высокая биогенность. Именно благодаря воздействию процессов жизни на продукты выветривания происходит возникновение почвы.

Появление живых организмов на Земле повлекло за собой глубокое изменение состава наружных оболочек планеты. Развиваясь более 2,5 млрд. лет в океане, живые организмы около 400 млн. лет назад начали осваивать сушу. В настоящее время живое вещество суши можно оценить значением около  $2,5 \cdot 10^{12}$  т (в расчете на сухое органическое вещество). В результате жизнедеятельности организмов осуществляется обмен газов и воды в системе почва — атмосфера — гидросфера.

Существует мнение, что основная масса организмов живет на поверхности суши. Однако данные последних лет показывают, что не такая уж малая часть живого вещества суши сосредоточена в

почве. Почва — важная часть биосферы — область концентрации живых организмов суши и продуктов их метаболизма. Животные и растительные организмы являются особыми компонентами почвы. Их значение определяется не массой (которая несравнимо меньше минеральной части почвы), а той огромной геохимической работой, которую выполняют бесконечные поколения организмов. Да и масса живых организмов почвы не так мала, если суммировать многие поколения. Так, например, масса корней трав в почвах степей составляет около  $1,5—1,7 \cdot 10^{-3}$  т/м<sup>3</sup>, в то время как минеральная часть почвы равна  $1,6—1,7$  т/м<sup>3</sup>. Ежегодно отмирает и вновь нарастает примерно  $\frac{1}{3}$  корневой массы многолетних трав. Следовательно, за 1000 лет количество вновь образовавшегося и вновь разложенного вещества корней в 1 м<sup>3</sup> почвы составит примерно 500—600 кг, а за 3000 лет масса корней, участвовавших в почвообразовании, будет равна минеральной массе.

В самом первом приближении можно выделить следующие три группы почвенных биологических процессов: 1) деятельность почвенных микроорганизмов, осуществляющих глубокое преобразование органического и частично минерального вещества почвы; 2) деятельность высших растений, обуславливающих круговорот химических элементов в системе почва — растения и накопление органического вещества почвы; 3) деятельность почвенных животных, разрушающих органическое вещество и оказывающих важное влияние на химические и физические свойства почвы.

## 2.1. Роль микроорганизмов в почвообразовании

Микроорганизмы почвы весьма разнообразны по составу и биологической деятельности. Здесь распространены бактерии, актиномицеты, грибы, водоросли и простейшие. Суммарная масса микроорганизмов только в поверхностном горизонте достигает нескольких тонн на гектар. Численность микроорганизмов измеряется миллиардами в 1 г почвы. В целом для планеты масса почвенных микроорганизмов определяется в  $10^{28-29}$  т, т. е. составляет 0,01—0,1% от всей биомассы суши. Однако для правильного представления о значении микроорганизмов для почвообразования необходимо учитывать быстроту их жизненного цикла. В. И. Вернадский образно говорил, что одна бактериальная клетка менее чем за два дня «обтекает размножением весь земной шар». Содержание микроорганизмов в распространенных почвах СССР показано в табл. 3.

*Бактерии* — это одноклеточные организмы размером в несколько микрометров\*. По форме различают шаровидные (кокки), цилиндрические и извитые, а также переходные между ними. Цилиндрические бактерии, образующие внутри клетки споры, называются бациллами; не образующие спор — собственно бактериями. Сре-

\* Микрометр (мкм) — одна тысячная миллиметра.

Таблица 3. Количество микроорганизмов в почвах СССР  
(по данным М. В. Федорова, 1963)

Почвы	Общее количество микроорганизмов	
	в тыс. экз. в 1 г почвы	в тоннах живой массы на 1 га верхнего горизонта почвы
Подзолы	800—600	~2
Дерново-подзолистые	600—1000	~3
Черноземы	2000—2500	~6

ди извитых бактерий различают вибрионы, спириллы и спирохеты (рис. 7). Есть более сложные формы бактерий — нитчатые, миксобактерии.

Поступление питательных веществ и выделение продуктов жизнедеятельности осуществляется у них всей поверхностью тела.

Среди химических элементов, из которых синтезируется вещество клетки, прежде всего необходимы углерод и азот, содержание которых в белках составляет соответственно около 50 и 20%. По характеру поглощения углерода выделяют автотрофные \* бактерии, усваивающие углерод из воздуха (из углекислого газа), и гетеротрофные, получающие углерод из готовых органических соединений. По отношению к азоту лишь очень небольшая часть бактерий автотрофна, т. е. способна усваивать этот элемент из воздуха.

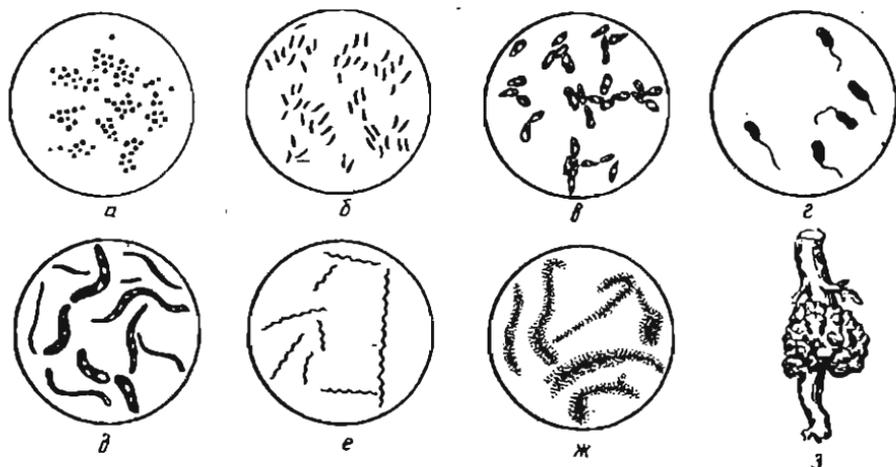


Рис. 7. Почвенные бактерии (×1000):

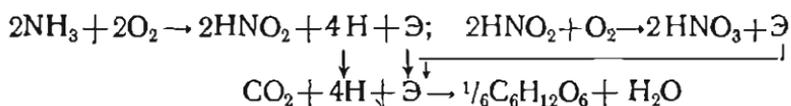
а — кокки; б — палочковидные бесспорные бактерии; в — палочковидные спороспособные бактерии (бациллы); г — вибрионы; д — спирохеты; е — спириллы; ж — нитчатые железобактерии; з — образования клубеньковых азотфиксирующих бактерий (натуральный размер)

\* От гр. Autos — сам и trope — питание.

*Автотрофные бактерии* поглощают углерод из углекислоты; этот процесс эндотермический, требующий затраты дополнительной внешней энергии. В качестве таковой бактерии используют химическую энергию окисления некоторых минеральных соединений. Этот процесс получил название хемосинтеза, а осуществляющие процесс бактерии называют *хемоавтотрофами*. Некоторые бактерии, имеющие в своем составе вещества типа хлорофилла, используют (как зеленые растения) энергию солнца, осуществляя фотосинтез. Такие бактерии называют *фотоавтотрофами*.

Примером осуществления хемосинтеза является деятельность нитрифицирующих бактерий. Под нитрификацией понимают процесс биохимического окисления аммиака до азотной кислоты. Этот процесс развивается следующим образом.

В результате деятельности бактерии *Nitrosomonas* происходит окисление аммиака в азотистую кислоту. Далее, деятельность бактерии *Nitrobacter* обуславливает окисление азотистой кислоты в азотную. Одновременно в клетках этих бактерий совершается синтез органического вещества благодаря использованию энергии, выделяющейся при реакциях окисления аммиака и азотной кислоты. Сопряженное течение этих процессов можно схематически написать следующим образом:

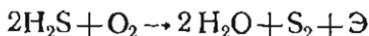


Эта сопряженная реакция протекает при наличии сложных и недостаточно изученных биохимических явлений передачи водорода и химической энергии окисления (Э).

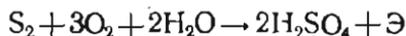
О количественном масштабе процесса нитрификации можно судить по тому, что за один год деятельности нитрифицирующих бактерий может образоваться до 300 кг солей азотной кислоты на 1 га почвы.

Аналогично происходит хемосинтез у других автотрофных бактерий. Источником энергии для поглощения углерода из углекислоты могут служить реакции окисления сероводорода, тиосоединений серы, соединений Fe (II), Mn (II) и т. д.

Сульфификация осуществляется серобактериями и тионовыми бактериями. Серобактерии окисляют сероводород в два этапа. Вначале происходит окисление до серы, которая обособляется в протоплазме клеток. Процесс сопровождается выделением энергии (Э):



Затем сера окисляется до серной кислоты с выделением значительно большего количества энергии:



Накопление сульфатов в результате деятельности серобактерий в приповерхностной части почвы достигает 200—250 кг на 1 га.

Большая группа железобактерий для поглощения углерода использует энергию окисления соединений Fe (II) до Fe (III). Есть бактерии, окисляющие водород, соединения марганца и углерода.

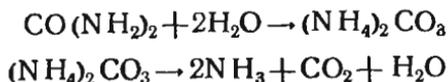
Определенные группы бактерий обладают способностью поглощать молекулярный азот воздуха. Этот процесс получил название фиксации азота. Как известно, азот является наибольшей по массе частью атмосферы. Над каждым квадратным километром почвы в воздухе находится около 80 тыс. т азота — химического элемента, часто содержащегося в почве в недостаточном количестве. Нехватка азота в почве сдерживает развитие растительности, ограничивает возможности сельскохозяйственного использования почвы. Значение азотфиксирующих бактерий чрезвычайно велико, так как только благодаря их деятельности для всей остальной массы живых организмов становится доступным атмосферный азот.

Среди азотфиксирующих бактерий выделяют свободноживущих в почве и клубеньковых, живущих на корнях бобовых растений (рис. 7, з). Наиболее важными представителями свободноживущих азотфиксирующих бактерий являются *Azotobacter* и *Clostridium*, связывающие за год несколько десятков килограммов азота на 1 га почвы. Значительно более эффективно деятельность клубеньковых бактерий, заражающих клетки корней бобовых. В результате под бобовыми происходит микробиологическое накопление доступного для растений азота. Под площадью в 1 га, засеянной клевером, в результате действия этих бактерий может быть накоплено в 100 раз больше азота, чем свободноживущими фиксаторами этого элемента.

*Гетеротрофные бактерии поглощают необходимый углерод из готовых органических соединений, разлагая сложные соединения на простые. Благодаря их деятельности осуществляется грандиозный процесс разрушения колоссального количества мертвого органического вещества, ежегодно поступающего в почву, и освобождение химических элементов, прочно связанных в составе органических остатков.*

В процессе эволюции сформировались группы гетеротрофных бактерий, которые специализировались на разрушении определенных типов органических соединений. В результате деятельности бактерий происходит преобразование органических веществ, не содержащих азота (процессы брожения, окисления углеводов и клетчатки), а также азотсодержащих органических соединений. Последние имеют особо важное значение, так как не только молекулярный азот воздуха, но и многие формы связанного в органическом веществе азота не могут служить растениям источниками питания. В первую очередь это относится к азоту белковых веществ. Только после длительных биохимических превращений азот приобретает форму, доступную для растений. Первый этап этих превращений — аммонификация — в значительной мере осуществ-

яется гетеротрофными бактериями. В качестве примера можно привести деятельность уробактерий, которые разлагают мочевину по следующей схеме:



Группа гетеротрофных бактерий весьма разнообразна и многочисленна.

Выше были рассмотрены особенности биохимической деятельности бактерий в зависимости от способа усвоения важнейших элементов питания. Весьма существенное значение для жизнедеятельности бактерий имеет дыхание. Синтез белков, жиров и углеводов в клетке не может осуществляться без затраты определенной энергии. Процессы, освобождающие химическую энергию для жизнедеятельности, обусловлены дыханием. По характеру дыхания различают две большие группы бактерий. Первую группу образуют аэробные бактерии, получающие кислород непосредственно из воздуха. Вторую группу образуют анаэробные бактерии, получающие кислород за счет разложения кислородных соединений. Такие бактерии вызывают процессы денитрификации, десульфификации, а также разложение белков, маслянокислое брожение, распад клетчатки. В целом анаэробные бактерии содержатся в почве в значительно меньшем количестве по сравнению с аэробными.

Содержание бактерий в почве неравномерно: в самом верхнем горизонте отмечено наибольшее количество, к низу содержание резко уменьшается (рис. 8).

Численность бактерий значительно возрастает в непосредственной близости к корням высших растений. Эти своеобразные бактериальные чехлы вокруг корней называются *ризосферой*. Бактерии ризосферы играют важную роль в процессе питания высших растений.

Помимо бактерий в почве встречаются живые формы настолько незначительных размеров, что их нельзя заметить под оптическим микроскопом. Это бактериофаги и вирусы, часть которых представлена неклеточными формами.

К *актиномицетам* относятся одноклеточные микроорганизмы,

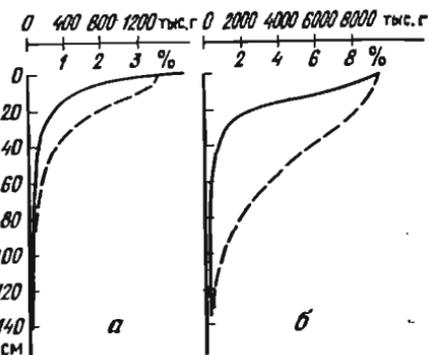


Рис. 8. Резкое убывание микроорганизмов в почве с глубиной (сплошная линия) и распределение по глубине органического вещества (пунктир): а — дерново-подзолистая почва; б — чернозем

палочковидные клетки которых обладают способностью ветвиться (рис. 9, а). Содержание актиномицетов в почве весьма велико и часто измеряется миллиардами экземпляров в 1 г почвы. Деятельность актиномицетов направлена на разложение различных органических веществ, в том числе таких стойких, как клетчатка и лигнин. Среди актиномицетов преобладают аэробы, поэтому их содержание

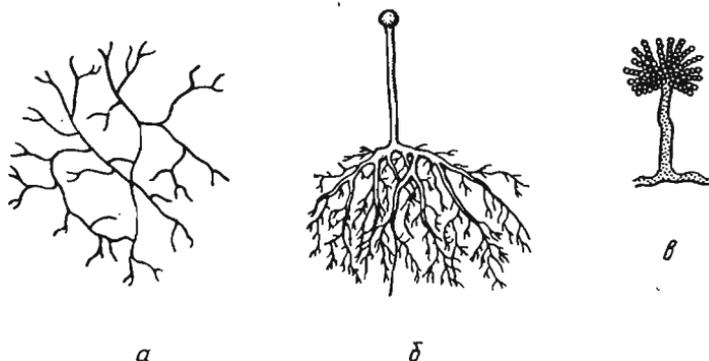


Рис. 9. Почвенные актиномицеты и грибы:

а — мицелий актиномицета (X1000); б — одноклеточный мукооровый гриб; в — плесневый гриб (X100)

заметно уменьшается в чрезмерно увлажненных почвах. Некоторые актиномицеты выделяют антибиотики, подавляющие деятельность бактерий.

Среди почвенных микроорганизмов исключительно важное значение принадлежит *грибам*. Большая часть грибов состоит из ветвящихся нитей (гиф), образующих тело гриба (мицелий). По данным Е. Н. Мишустина (1964), содержание грибов в почвах измеряется десятками тысяч экземпляров в 1 г почвы. Наиболее распространены плесневые грибы, а в лесных почвах — гриб мукор (рис. 9, б, в). Грибы разрушают клетчатку и лигнин, участвуют в разложении белков. При этом образуются органические кислоты, увеличивающие почвенную кислотность и влияющие на преобразование минералов. Так же как актиномицеты, грибы преимущественно являются аэробами.

Мицелий грибов часто развивается на корнях и даже в клетках высших зеленых растений. Подобный симбиоз высших растений с грибами называется *микоризой*. В этом симбиозе мицелий грибов выполняет функции всасывающего аппарата корневой системы, обеспечивая растения водой и пищей. В силу того, что грибы усваивают питательные вещества непосредственно из органических соединений, микориза обеспечивает развитие растений на почвах, богатых слабообразовавшимися растительными остатками. В свою очередь, мицелий грибов использует для питания углеводы (сахара-

ра) и некоторые органические кислоты, поступающие из листьев в корни растений.

*Водоросли* являются существенным биологическим компонентом почвы; количество их достигает многих сотен тысяч экземпляров в 1 г почвенной массы. В почве присутствуют синезеленые, желтозеленые и диатомовые водоросли (рис. 10). Ниже приведены данные о содержании массы водорослей в различных типах почвы (кг/га):

Подзолистые . . . . .	7—20
Торфяно-болотные . . . . .	20—80
Дерново-подзолистые . . . . .	40—300
Каштановые . . . . .	180—500
Такры . . . . .	500—600

Водоросли развиваются на поверхности почвы, причем максимальное количество их наблюдается во влажные сезоны.

В лесных почвах преобладают зеленые водоросли; в степных резко увеличивается содержание синезеленых; диатомовые обнаруживаются в большом количестве в дерново-подзолистых почвах, а также в хорошо увлажняемых почвах низких широт.

*Лишайники* не относятся к почвенным микроорганизмам, но, поскольку они представляют собой сложное симбиотическое образование гриба и водоросли, целесообразно рассмотреть их участие в почвообразовании. Лишайники поселяются как на органическом

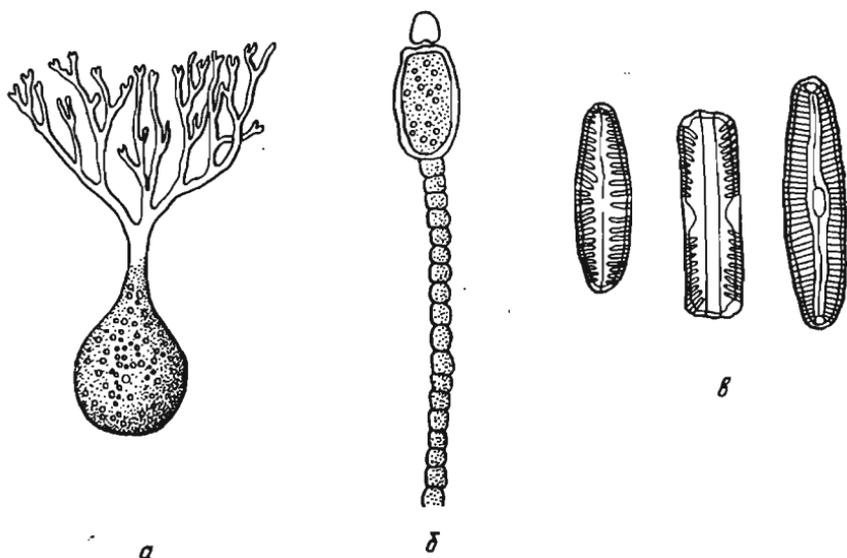


Рис. 10. Почвенные водоросли:

а — зеленая водоросль; б — синезеленая нитчатая водоросль; в — диатомовые водоросли (×1000)

веществе, так и на горных породах. Особый интерес представляет их деятельность на горных породах. Воду и углерод лишайники получают из атмосферы, а другие химические элементы — за счет разрушения минералов.

Помимо растительных микроорганизмов, в почве широко распространены *простейшие* животные организмы. Это преимущественно корненожки, жгутиковые и реснитчатые инфузории. Содержание простейших очень непостоянно, в отдельных случаях их количество достигает 1,5 млн. экземпляров в 1 г почвы. Подавляющая часть простейших — аэробы: они очень чувствительны к внешним условиям. При температуре около 0 и выше 50°C, а также при недостатке влаги большая часть простейших переходит в стадию цисты: покрывается толстой оболочкой и теряет активность.

Роль простейших в почвообразовании недостаточно выяснена. Установлено, что они являются гетеротрофными, причем питаются другими организмами — бактериями и водорослями.

**География почвенных микроорганизмов.** Весьма интересна зависимость состава и количества почвенных микроорганизмов от географических условий. География почвенных микроорганизмов тщательно изучается. Однако установить закономерности в этой области очень сложно, так как многие микроорганизмы встречаются в почвах от тундровой до тропической зоны. Например, клубеньковые азотфиксирующие бактерии обнаружены в почвах от Кольского полуострова до Средней Азии. Азотобактер распространен в почвах Заполярья (Северная Земля), субтропиков (Закавказье) и тропиков (Австралия, Индия). Несмотря на то что почвенные микроорганизмы имеют такие колоссальные ареалы распространения, в определенных почвах создаются наиболее благоприятные условия для их развития и жизнедеятельности. Поэтому состав и содержание микроорганизмов в различных типах почв существенно отличаются.

Содержание бактерий, наименьшее в подзолистых почвах, постепенно повышается в почвах тундры, черноземах, каштановых, бурых и сероземных почвах. При этом с севера на юг увеличивается содержание спороспособных бактерий, развивающихся на почвенном

Таблица 4. Количество водорослей в некоторых почвах (по данным Э. А. Штина, 1960)

Почвы	Число клеток, тыс./1 г почвы			
	синезеленых	зеленых	диатомовых	всего
Подзолистые	0—2	3—25	2—7,5	5—30
Дерново-подзолистые	2—24	10—128	10—76	12—220
Черноземы	5—50	10—85	8—35	25—120
Темно-каштановые	660—2000	6—35	86—116	800—2160
Бурые сухостепные	43	37	15	96

гумусе, в отличие от неспороспосных форм, которые преимущественно встречаются на свежих органических остатках. Содержание грибов возрастает в зональных типах почв с юга на север, а актиномицетов меняется в противоположном направлении.

Очень заметны количественные колебания групп водорослей в различных почвах (табл. 4).

Интересные данные получают при расчете содержания микроорганизмов на 1 г почвенного перегноя, поскольку вся деятельность микроорганизмов связана преимущественно с органическим веществом. Обнаружено, что содержание микроорганизмов в 1 г органического вещества почвы в целом возрастает с севера на юг. По мнению известного микробиолога Е. Н. Мишустина, это свидетельствует о нарастании интенсивности микробиологического преобразования.

Изменение содержания основных групп почвенных микроорганизмов по природным зонам показано на рис. 11.

Наиболее важной стороной геохимической деятельности живых организмов является перераспределение газов. Основная масса диоксида углерода на суше образуется в результате микробиологических процессов в почве. Разрушая органические остатки, гетеротрофные микроорганизмы выделяют  $\text{CO}_2$ . Различные почвенные грибы в зависимости от скорости роста продуцируют от 200 до 2000  $\text{см}^3$  в сутки  $\text{CO}_2$  на 1 г их сухой массы. Весьма энергично ды-

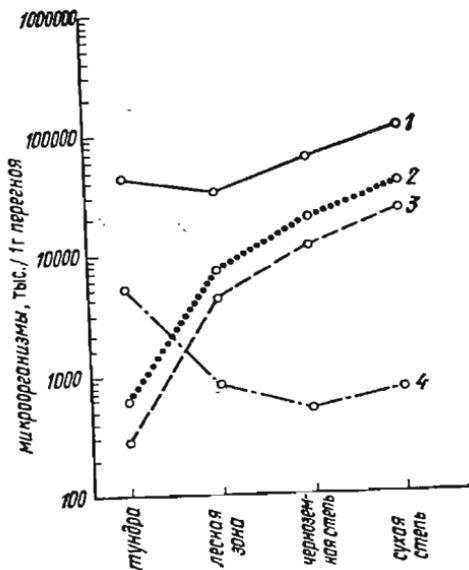


Рис. 11. Изменение содержания микроорганизмов в органическом веществе почв основных ландшафтных зон СССР:

1 — общее количество микроорганизмов; 2 — актиномицеты; 3 — бактерии; 4 — грибы

Таблица 5. Продуцирование  $\text{CO}_2$  при разложении растительных остатков в почве разных ландшафтов (по Н. И. Базилевич и Л. Н. Родину, 1971)

Ландшафты	$\text{CO}_2$ кг/(га·ч)	$\text{CO}_2$ т/(га·год)
Тундра	1,5	1,4—1,5
Лес бореального климата	3,3	7,0—8,0
Лесостепь	4,5	15,0
Степь	2,0	7,0
Пустыня	0,7	1,5—2,0

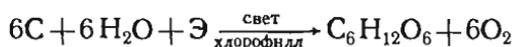
хание бактерий, которые, в пересчете на живую массу, дышат в 200 раз интенсивнее человека.

Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что наибольшее количество диоксида углерода выделяется почвами лесостепных ландшафтов (табл. 5). Интенсивность дыхания почвы уменьшается как по направлению к югу (в связи с усилением засушливости), так и к северу (в связи с недостатком теплоты, переувлажнением и меньшим количеством микроорганизмов).

## 2.2. Роль высших растений в почвообразовании

Основную часть живого вещества суши составляют высшие растения, среди которых древесная растительность имеет массу сухого органического вещества  $10^{11}$ — $10^{12}$  т; масса травянистой растительности примерно в 10 раз меньше.

**Высшие растения как генератор органического вещества.** Образование органического вещества в основном связано с фотосинтезом — процессом, осуществляющимся в зеленых частях растений при участии хлорофилла. Растения, поглощая диоксид углерода ( $\text{CO}_2$ ) из атмосферы и воду, синтезируют органическое вещество согласно схеме:



Для осуществления этой сложной реакции используется энергия (Э) солнечного света. В клетках растений создаются разнообразные соединения — углеводы, жиры, белки и др. Ежегодно высшие растения суши синтезируют около  $10^{11}$  т органического вещества (в пересчете на сухую массу). Годовая продуктивность растительности сильно колеблется в зависимости от географических условий. При этом пространственная и генетическая связь между сообществами высших растений и определенными почвами давно обращала на себя внимание и была отмечена еще М. В. Ломоносовым.

От многолетних древесных пород каждый год поступает в почву лишь незначительная часть их биологической массы в виде опада отмирающих частей, преимущественно наземных. Кустарничковая растительность ежегодно теряет значительно большую часть своей биомассы, а травянистая отмирает почти полностью.

Для оценки динамики органического вещества в системе растения — почва применяются следующие показатели.

**Биологическая масса** (биомасса) — общее количество живого органического вещества растительных сообществ. Важное значение имеет структура биомассы — соотношение органического вещества в надземных частях и корнях растений.

**Мертвое органическое вещество** — количество органического вещества, содержащегося в отмерших частях растений, а также в накопившихся на почве продуктах опада (лесная подстилка, степной войлок, торфяной горизонт).

*Годовой прирост* — масса органического вещества, нарастающая в подземных и надземных частях растений за год.

*Опад* — количество ежегодно отмирающего органического вещества на единицу площади (обычно в центнерах на гектар).

В табл. 6 сведены указанные данные для основных типов растительности. Поскольку определение общей массы мертвого органи-

Таблица 6. Показатели биологической продуктивности основных типов растительности (по Л. Е. Родину и Н. И. Базилевич, 1965)

Типы растительности	Биомасса			Прирост, ц/га	Опад, ц/га	Лесная подстилка или степной войлок, ц/га
	ц/га	надземная часть, %	корни, %			
Арктические тундры	50	30	70	10	10	35
Кустарничковые тундры	280	17	83	25	24	835
Ельники северной тайги	1000	78	22	45	35	300
Ельники южной тайги	3300	78	22	85	55	350
Дубравы	4000	76	24	90	65	150
Степи луговые (остепленные луга)	250	32	68	137	137	120
Сухие степи	100	15	85	42	42	15
Пустыни полукустарничковые	43	13	87	12	12	—
Саванны (Гана)	666	94	6	120	115	13
Вечновлажные тропические леса	5000	82	18	325	250	20

ческого вещества затруднено, в таблице фигурируют данные для лесной подстилки и степного войлока.

Наибольшее количество органического вещества содержится в лесных сообществах. В бореальном и умеренном климате биомасса лесов составляет 1—4 тыс. ц/га. Еще большая масса органического вещества присутствует в постоянно влажных тропических лесах — более 5 тыс. ц/га (в Бразилии есть леса, на каждом гектаре которых содержится до 17 тыс. ц/га органического вещества). Травянистые сообщества характеризуются несравненно меньшей биомассой. В северных (луговых) степях содержится 250 ц/га органического вещества, в сухих степях — около 100, а в полукустарничковых (например, полынных) пустынях до 43 ц/га. Даже в высокотравных тропических саваннах (666 ц/га) биомасса не достигает количества биомассы северотаежных лесов (1000 ц/га). Не велика биомасса тундровой растительности (50—280 ц/га).

Следует отметить, что большая часть биомассы лесов сконцентрирована над землей, органическое вещество корней составляет около 20% от всего количества органического вещества. В травянистых сообществах степей, а также в тундровой растительности, наоборот, основная часть биомассы заключена в почве. Корни

тундровой растительности составляют 70—83%, степной — 68—85, пустынной — более 80% биомассы.

Содержание мертвого органического вещества на поверхности почвы под растительностью различного типа также неодинаково. Большое его количество образуется под лесными сообществами, однако не всюду, а лишь в условиях бореального климата (300—350 ц/га). Масса мертвого органического вещества в постоянно влажном тропическом лесу в 10 раз меньше. Наибольшее количество мертвого наземного органического вещества установлено в кустарничковых тундрах (835 ц/га); наименьшее, пока не поддающееся точному учету, — в пустынях.

Чрезвычайно большое значение имеет годовой прирост — ежегодная продукция живого растительного материала. Можно было бы ожидать, что наибольший прирост дают растительные сообщества с наибольшей биомассой — леса. Однако это справедливо лишь отчасти. Действительно максимальный прирост приходится на растительность постоянно влажных тропических лесов (325 ц/га), однако прирост лесов умеренного и особенно бореального климата значительно меньше. Весьма велик прирост растительности луговых степей (137 ц/га, или более 50% их биомассы). Наименьшим приростом отличаются пустыни (10 ц/га) и тундра (10—25 ц/га).

Ежегодно отмирающие надземные части и корни растений поступают в почву в виде опада. У нормально развивающейся растительности опад не может превышать годовой прирост. Эта величина не находится в прямой связи с размером биомассы. Так, например, лесные сообщества южной тайги, обладающие огромной биомассой (3300 ц/га), вносят в почву опадающего органического вещества около 55 ц/га в год, в то время как растительность луговых степей, обладающая значительно меньшей биомассой (250 ц/га), ежегодно поставляет в почву 137 ц/га органического вещества — почти в 3 раза больше, чем таежные леса. Отмирающее органическое вещество лесных сообществ представлено преимущественно надземными частями (хвоя, сучья, кора), в то время как в составе опада травянистых сообществ важное значение имеют корни.

Отношение опада к биомассе показывает, насколько прочно удерживается данным растительным сообществом органическое вещество. Расчеты показывают, что наиболее прочно удерживают органическое вещество леса умеренного пояса. Так, например, ельники северной тайги расходуют на опад 4% органического вещества биомассы, ельники южной тайги — около 2, а дубравы — только 1,5%. Во влажных тропических лесах в опад уходит 5% биомассы, в саваннах — 17, травянистая растительность степей расходует на опад 43—46% всей биомассы.

**Соотношение деятельности высших растений и почвенных микроорганизмов.** Значительное количество мертвого органического вещества на поверхности почвы свидетельствует о низкой напря-

женности микробиологической деятельности. Если вспомнить, что минимальное содержание почвенных микроорганизмов приходится на северотаежные почвы, то связь между количеством мертвого органического вещества на поверхности почвы и интенсивностью микробиологической деятельности выступает совершенно отчетливо. Среди травянистых сообществ масса степного войлока уменьшается от луговых степей (120 ц/га) к сухим степям (15 ц/га) и далее к пустыням, т. е. в том же направлении, в каком происходит возрастание содержания почвенных микроорганизмов (см. рис. 11).

По-видимому, каждой природной зоне свойственны не только определенные группировки высших растений, но и столь же определенные сочетания деятельности микроорганизмов и высших растений. Это отражается в общей структуре биологического круговорота химических элементов. В частности, отношение поверхностного опада к массе подстилки будет отражать интенсивность преобразования отмершего органического вещества. Чем энергичнее идет преобразование опада, тем это отношение будет меньше. Можно считать, что сильно замедленное преобразование растительных остатков соответствует отношению подстилки к поверхностному опаду, равному  $\approx 10$  и более (северная тайга и тундра); замедленное преобразование отвечает отношению 5—10 (южная тайга); умеренное преобразование — 1—4 (широколиственные леса умеренного пояса и степи); энергичное преобразование — менее 1 (пустыни, саванны, влажные тропические леса).

**Высшие растения как концентраторы зольных элементов и азота.** До сих пор растительность рассматривалась как главный источник органических веществ, поступающих в почву. Вместе с тем своей жизнедеятельностью растения обуславливают чрезвычайно важный процесс — биогенную миграцию химических элементов.

Основные химические элементы всех органических веществ — углерод, кислород и водород, составляющие около 90% массы сухого вещества растений. Эти элементы растения получают из атмосферы и воды. Но в составе растений имеются азот, фосфор, калий, кальций, натрий, магний, хлор, сера и многие другие, т. е. почти все известные химические элементы. Они не являются случайными примесями и загрязнениями, а имеют определенное физиологическое значение. Химические элементы, содержащиеся в растениях в довольно значительном количестве, входят в состав распространенных органических соединений. Так, например, в белках содержится азота до 20%, а серы — около 2,5%.

В отличие от углерода, кислорода, водорода и азота большая часть химических элементов, содержащихся в растениях, при сжигании остается в золе и поэтому называется *зольными элементами*. Зольные элементы извлекаются растениями из почвы и входят в состав органического вещества. После отмирания органическое вещество поступает в почву, где под воздействием микроорганизмов подвергается глубокому преобразованию. При этом значительная часть зольных элементов переходит в формы, доступные для

усвоения растениями, и вновь входит в состав нарастающего органического вещества, а часть задерживается в почве или удаляется с фильтрующимися водами. В результате происходит закономерная миграция зольных химических элементов в системе почва — растительность — почва, названная В. Р. Вильямсом *биологическим круговоротом*.

Количество химических элементов в биомассе растительности необязательно пропорционально их ежегодному возврату с опадом в почву. Больше всего азота и зольных элементов поступает с опадом тропических лесов (около 1500 кг/га). Второе место занимают степи. В луговых степях в почву поступает с опадом азота в 3 раза больше, чем в широколиственных, и в 4 раза больше, чем в хвойных лесах. По количеству зольных элементов разница не столь резкая, однако поступление зольных элементов в почву под луговыми степями более чем в 2 раза превышает поступление этих элементов с опадом широколиственных лесов, а поступление зольных элементов в почву под растительностью сухих степей больше, чем под таежными лесами.

Значительная часть поступающих на поверхность почвы химических элементов задерживается в составе лесной подстилки и степного войлока.

В процессе длительной эволюции у различных групп растений выработалась способность поглощать определенные химические элементы, поэтому химический состав золы различных растений имеет существенные различия. Так, например, в золе злаков обнаружено повышенное содержание кремния, в золе зонтичных и бобовых — калия, в золе лебедовых — натрия и хлора.

Известный советский почвовед-геохимик В. А. Ковда рассчитал состав зольных элементов различных групп растений. Некоторые из этих данных приведены в табл. 7.

Неодинаковый химический состав золы растений обуславливает различия в составе зольных элементов опада основных растительных сообществ. Зольные элементы в опаде тундровой растительности находятся в меньшем количестве, чем азот, а в золе преобладают кальций и калий. В опаде таежной растительности содержание азота уступает зольным элементам (особенно в растительности южной тайги), а в составе зольных элементов наряду с преобладанием кальция и калия отмечается повышенное содержание кремния. В опаде широколиственных лесов много кальция. Для опада степей характерно высокое содержание кремния, часто составляющего более половины массы золы. В золе опада кустарничковых пустынь увеличено содержание кальция, иногда даже превышающее содержание азота, и в значительном количестве присутствует натрия. В опаде постоянно влажных тропических лесов количество зольных элементов во много раз больше азота, а ведущее значение имеет кремний. Изменение соотношения химических элементов в опаде растений можно представить в виде следующей схемы (табл. 8).

Таблица 7. Химический состав золы некоторых групп растений (по данным В. А. Ковды, 1973)

Группа растений	Количество анализов	Содержание золы, %	В % к золе								
			K	Na	Ca	Mg	Fe	P	S	Si	Cl
Бактерии	10	7,3	14,7	0,6	6,0	4,8	0,6	1,0	1,2	0,6	—
Водоросли	9	25,3	5,0	12,2	23,1	1,7	0,5	1,5	8,3	2,6	10,3
Грибы	46	7,2	28,4	2,7	3,2	2,4	1,4	16,5	2,3	1,3	1,3
Лишайники кустистые	90	2,6	9,3	3,5	11,0	2,4	3,0	2,3	2,9	16,8	0,4
Мхи	29	4,6	8,0	2,5	16,04	4,0	5,3	2,2	2,3	12,2	4,0
Хвощи	49	19,0	11,2	1,5	8,1	1,6	0,6	1,8	2,2	29,3	4,1
Голосеменные (дерево в целом)	22	3,8	15,4	—	26,4	4,5	2,0	6,2	6,2	4,2	—
Голосеменные (хвоя)	5	4,5	6,5	—	21,0	1,7	0,4	2,6	6,0	16,0	—
Злаки	260	6,6	23,0	3,1	4,4	1,9	2,1	2,1	2,4	19,0	6,1
Лебедовые	290	20,5	12,4	19,5	7,3	3,9	0,9	1,6	5,0	2,4	14,5
Крестоцветные	108	9,6	23,0	7,7	17,0	2,3	1,5	4,0	4,0	3,0	7,9
Бобовые	190	7,9	27,0	3,4	18,0	3,4	1,0	4,7	1,7	5,1	4,1
Культурные растения											
Злаки	60	7,0	31,0	1,8	4,8	2,0	0,4	3,2	2,6	15,0	5,8
Бобовые	50	10,4	27,0	3,2	11,8	3,2	1,7	3,4	2,4	6,6	5,8

**Таблица 8. Схема распределения азота и зольных элементов в зональных типах растительности, % от их суммы**

Растительность природных зон	Элементы, содержащиеся в количестве около 50% и более	Элементы, содержащиеся в количестве около 20% и более
Тундровая	N	Ca, K
Таежная	—	N, Ca, K
Широколиственных лесов	Ca	N, K
Степная	Si	N, Ca, K
Полукустарничковых пустынь	Ca	N, Na+Cl
Влажных тропических лесов	Si	Ca, N, Fe+Al, K+ +Mg

Как ни важно для почвообразования перераспределение химических элементов в системе биологического круговорота, однако этим роль высших растений для формирования почв не ограничивается. Известно, какое значение имеет растительность для регулирования стока, противодействия эрозии почв, хотя различные растительные группировки не в одинаковой мере предохраняют почву от водной и ветровой эрозии.

В заключение отметим, что сложившиеся в настоящее время границы распространения растительных сообществ еще в недавнее геологическое время были другими, а в более отдаленные эпохи состав растительности был совершенно иным. Следовательно, образование современных или близких к ним типов почв можно представить лишь с момента возникновения современных растительных группировок. Это дает основание предполагать относительную молодость почвенного покрова большей части суши земного шара.

### 2.3. Участие животных в почвообразовании

Основной функцией почвенных животных является преобразование органического вещества. Этот процесс осуществляется благодаря сложившимся системам пищевых цепей. Травоядные животные синтезируют зоомассу, которую последовательно потребляют хищники и животные, существующие за счет использования продуктов метаболизма и отмирания. Так как на каждом звене пищевой цепи теряется от 50 до 90% энергии, заключенной в потребляемой биомассе, то образуются так называемые *трофические пирамиды*. Поэтому количество зоомассы на Земле значительно меньше количества фитомассы и составляет несколько миллиардов тонн.

По подсчетам И. В. Якушевской и В. А. Ковды (1967), зоомасса составляет (% от фитомассы): в тундре — 0,04, тайге — 0,1, широколиственных лесах — 0,28, черноземных степях — 5,8 и пустынях Средней Азии — около 4. В среднем для суши зоомасса составляет

около 1% от массы фитомассы. Количественная характеристика зоомассы, приходящейся на единицу площади, колеблется от единиц до сотен и даже тысяч килограммов на 1 га.

Чем меньше размеры организмов, тем больше их в почве. Простейшие содержатся в количестве более миллиона экземпляров в 1 г почвы. Насекомые и их личинки исчисляются тысячами экземпляров на 1 м<sup>2</sup>, ногохвостки и клещи — десятками тысяч, нематоды — миллионами. Число позвоночных в некоторых почвах достигает нескольких тысяч на 1 га.

Возникает вопрос, какие же группы животных определяют суммарную зоомассу? Самые мелкие почвенные животные — простейшие, несмотря на многочисленность по причине ничтожных размеров имеют небольшую массу. Относительно крупные представители почвенных позвоночных (змей, ящерицы, грызуны и пр.) составляют менее 1% суммарной зоомассы в силу малочисленности. Оказалось, что зоомасса определяется почвенной мезофауной, т. е. беспозвоночными: членистоногими, нематодами, дождевыми червями и др.

На основании многолетних исследований Ю. И. Чернов определил зоомассу почвенных беспозвоночных в распространенных ландшафтах СССР. Как видно из данных, приведенных ниже:

<i>Ландшафты</i>	<i>Сырая зоомасса, кг/га</i>	<i>Ландшафты</i>	<i>Сырая зоомасса, кг/га</i>
Типичная тундра	90	Дубравы лесостепи	700
Северная тайга	100—150	Полупустыни	6
Южная тайга	300—400	Глинистые и каменистые пустыни	2—4
Широколиственные леса на серых лесных почвах	600—2000		

наибольшая масса почвенных беспозвоночных приходится на хорошо увлажняемые широколиственные леса умеренного климата. В северных степях зоомасса в 4 раза ниже, чем в дубравах. В то же время интенсивность жизненных процессов, измеряемая потреблением кислорода, и соответственно прирост мезофауны достигают максимума в северных (луговых) степях. Распределение зоомассы в почвах природных зон показано на рис. 12.

Роющая деятельность почвенных животных также имеет важное значение для почвообразования.

Черви — одна из наиболее распространенных групп почвенных животных. Они содержатся в количестве от многих тысяч до миллиона особей на 1 га и составляют 90% и более всей зоомассы в почвах таежных и лиственных лесов. Большое значение деятельности червей придавал Ч. Дарвин. Согласно его подсчетам, почвенная масса в течение нескольких лет полностью проходит через организмы червей. Установлено, что черви на протяжении года могут переработать на 1 га до 50—380 т почвы, создавая мелкоком-

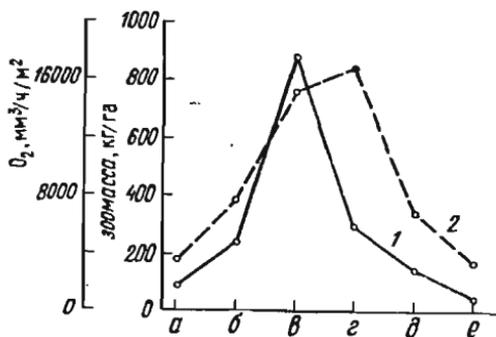


Рис. 12. Распределение массы почвенных животных в распространенных ландшафтах СССР (1) и интенсивность жизненных процессов (2) (По Ю. И. Чернову, 1975):

а — тундра; б — тайга; в — дубравы; г — луговые степи; д — типичные степи; е — полупустыни

ния в несколько метров. Ежегодно термиты выносят до 10 ц/га почвенной массы на поверхность.

В степных почвах значительную работу производят грызуны-землерои. В некоторых случаях ходы землероев так многочисленны, что в литературе упоминаются «кротовины» черноземы.

Так же как и растения, животные накапливают в своих организмах определенные химические элементы. Особенно характерно концентрирование кальция почвенными беспозвоночными.

#### 2.4. Микроэлементы в растительных и животных организмах

Для нормальной деятельности растительных и животных организмов необходимы помимо уже названных и ряд других элементов, содержание которых часто столь незначительно, что измеряется тысячными и десятитысячными долями процента от массы золы. Некоторые из таких элементов — микропримесей, входят в состав особых соединений (витаминов, ферментов, гормонов), участвующих в регулировании жизненно важных биохимических процессов. Такие химические элементы называются *микроэлементами*. Среди них известны как многие рассеянные элементы (молибден, медь, кобальт и др.), так и химические элементы, содержащиеся в земной коре в количестве, значительно большем 0,01% (например, железо).

Энергичное поглощение растениями рассеянных элементов скажется на повышенном содержании их в верхней части почвы, обогащенной отмершими остатками растительных и животных организмов. Последние также способствуют накоплению некоторых химических элементов в почве. Проведенные анализы показа-

коватую структуру и определенным образом изменяя растительные остатки в количестве до 5 т/га.

В почвах пустынь и сухих степей весьма энергично развивается деятельность муравьев и термитов. Н. А. Димо (1905) подсчитал, что муравьи в засушливом Нижнем Заволжье способны перемешать за 8—10 лет почвенный слой, в котором они живут. Деятельность термитов приобретает особенно большой размах в тропиках, где колонии этих животных строят сооружения высотой до 3 м и выше, с диаметром основа-

Таблица 9. Сопоставление содержания некоторых рассеянных химических элементов в почвообразующих породах и золе почвенных животных,  $1 \cdot 10^{-3} \%$  (по В. В. Добровольскому, 1964)

Элементы	Среднее содержание		Элементы	Среднее содержание	
	в покровных суглинках	в золе почвенных животных		в покровных суглинках	в золе почвенных животных
Ti	297,0	127,0	Ag	Не обнаружено	0,7
Mn	91,0	96,0	Ba	34,0	30,0
V	9,3	8,4	Sr	20,0	30,0
Cu	4,5	5,9	Ga	5,1	3,4
Zn	5,0	34,3	Zr	17,9	12,0
Pb	9,0	8,3	Yb	3,0	1,0
Ni	1,5	2,5	Cr	5,0	2,0
Co	1,2	1,9	Sn	0,5	0,7
Mo	0,5	0,9			

ли, что почвенная фауна аккумулирует определенные элементы. В табл. 9 в качестве примера сопоставлены данные по содержанию микроэлементов в исходных почвообразующих породах (покровных суглинках) и в золе почвенных животных (главным образом червях) из дерново-подзолистых почв, сформированных на этих суглинках.

Из данных таблицы следует, что в золе почвенных животных аккумулируются цинк, серебро, молибден и некоторые другие микроэлементы.

В определенных местах имеет место повышенное содержание отдельных рассеянных элементов. Например, у выхода на поверхность рудных месторождений почва и воды обогащены металлами, входящими в состав руд. Естественно, эти металлы в повышенном количестве поглощаются растениями. В результате возникает соответствующая реакция растительного организма, часто вызывающая изменение внешнего облика растения.

Угнетающее влияние на растения оказывает не только избыточное, но и недостаточное содержание химических элементов. Через растения, поверхностные и грунтовые воды эти особенности геохимии ландшафта передаются животным, населяющим данный район. Территории, характеризующиеся столь значительными отклонениями от среднего содержания химических элементов, что отражается на внешнем облике растительных и животных организмов или даже появлением специфических заболеваний населения, были названы А. П. Виноградовым *биогеохимическими провинциями*.

## 2.5. Органическая часть почвы

Огромная масса мертвого органического вещества ежегодно поступает в почву. Различное количество и состав поступающих остатков, неодинаковая направленность и интенсивность микро-

биологической деятельности, разнообразные водно-тепловые условия — все это способствует формированию сложного комплекса органических соединений, называемого *гумусом почв*. Почвенный гумус непрерывно обновляется в результате разложения и синтеза входящих в его состав органических соединений.

В органической части почвы различаются следующие формы:

1) почти не разложившиеся или слабо разложившиеся остатки преимущественно растительного происхождения. Их скопления образуют лесные подстилки, торфянистые горизонты, степной войлок. Это так называемый *грубый гумус*, в иностранной литературе именуемый *мор*\*. Под микроскопом хорошо видны все детали растительной ткани — конфигурация клеток, их расположение, толщина оболочек клеток и др. Наименее стойкие живые ткани разрушены (камбий, флоэма, паренхима первичной коры). Цвет растительных остатков бурый; под микроскопом — от соломенно-желтого до темно-бурого;

2) остатки в стадии глубокого преобразования, которые невооруженному глазу наблюдателя представляются в виде однородной рыхлой черной массы *перегноя*. Однако под микроскопом можно увидеть, что эта масса состоит из физически и химически измененных растительных остатков — *мелких обрывков растительной ткани*, лишь отчасти сохранивших реликты клеточного строения и обильно пропитанных новообразованными органическими соединениями. В этих остатках можно наблюдать разрушение таких устойчивых растительных элементов, как одресневевшие (лигнифицированные) стенки сосудов, хорошо сохраняющиеся в грубом гумусе. Цвет этих остатков под микроскопом обычно бурый до черного. Подобная форма органического вещества получила название *модер*\*\*;

3) микроскопически не обнаруживающие следов растительных тканей специфические почвенные органические образования, составляющие *собственно гумус*. Под микроскопом — это аморфные, прозрачные и слабо окрашенные в желто-бурые тона, плохо прозрачные и соответственно имеющие более темно-бурый цвет. В одних случаях эти образования диффузно распределены в почвенной массе, образуя мелкие сгустки. В других почвах гумусовые вещества цементируют и склеивают минеральные частицы почвы, образуя муллевую\*\*\* форму гумуса.

Между охарактеризованными формами почвенного органического вещества существуют постепенные переходы.

Наблюдения под микроскопом позволяют сделать вывод, что в почве присутствуют две группы органических веществ: поступившие в почву в виде растительных остатков и новые, специфические

---

\* От лат. *humus* — земля; от нем. *moor* — торфяник.

\*\* От нем. *moder* — труха.

\*\*\* От нем. *mull* — пыль.

гумусовые вещества, возникшие при преобразовании остатков. Такое заключение хорошо согласуется с результатами химических исследований, согласно которым разнообразные органические вещества почвы также разделяются на две группы.

К первой группе относятся соединения, содержащиеся в большом количестве в растительных и животных остатках и являющиеся результатом их жизнедеятельности. Соединения первой группы хорошо известны в органической химии. Это белки, углеводы, органические кислоты, жиры, лигнин, смолы, воски и др. Их содержание в некоторых группах растений приведено в табл. 10, а их

Таблица 10. Содержание основных органических веществ в растительных организмах, % от массы сухого вещества (по А. Е. Возбуцкой, 1964)

	Белки	Углеводы		Лигнин	Смолы, воски, жиры
		целлюлоза	прочие		
Бактерии	40—70	Нет	Есть	—	1—40
Водоросли	10—15	5—10	50—60	—	1—3
Лишайники	3—5	5—10	66—80	8—10	1—3
Хвойные деревья:					
а) хвоя	5—7	15—20	15—20	20—30	15—0
б) древесина	0,5—1	45—50	15—25	25—30	2—12
Лиственные деревья:					
а) листья	4—10	15—25	10—20	20—30	5—15
б) древесина	0,5—1	40—50	20—30	20—5	5—15
Травы	5—20	25—40	15—35	15—20	2—10

Таблица 11. Элементарный состав некоторых органических соединений, % от абсолютно сухого вещества

Соединения	С	Н	О	N
Целлюлоза	44,4	6,2	49,4	Нет
Лигнин	62—69	5—6,5	26—44	»
Белки	50—55	6,5—7,3	19—24	15—19

химический состав — в табл. 11. Эти соединения в сумме составляют всего 10—15% от всей массы органического вещества почвы.

Углеводы составляют 50% и более от массы растений. Среди углеводов выделяют моносахариды (глюкоза, фруктоза), дисахариды (сахароза), растворимые в воде, и полисахариды — высокомолекулярные соединения, нерастворимые в воде. К полисахаридам относятся крахмал и клетчатка (целлюлоза). В растениях основное количество углеводов представлено целлюлозой и гемицеллюлозами. Разрушение углеводов происходит на начальных стадиях гумификации под влиянием целлюлозных бактерий. Легко

и быстро разрушается глюкоза, наиболее устойчива из углеводов целлюлоза.

*Лигнин* содержится в растительных остатках в значительном количестве, особенно много его (до 30%) в древесной растительности, меньше — в травянистой (10—20%). Лигнин является наиболее устойчивой к разложению частью растительных остатков; он разрушается под влиянием грибной микрофлоры.

*Белковые вещества* — сложные азотистые соединения, в состав которых входят фосфор, сера и многие другие химические элементы. Белки входят в состав протоплазмы и ядра клеток, в значительном количестве содержатся в травах (около 10%); в древесине их содержание резко уменьшается, доходя до 1% и менее. Особенно много белков в бактериях (40—70%).

*Органические кислоты.* В результате жизнедеятельности растений и почвенных животных в почве образуются низкомолекулярные органические кислоты (лимонная, уксусная, муравьиная, щавелевая и др.). Эти кислоты в некоторых почвах имеют существенное значение для миграции химических элементов.

Вторая группа органических соединений почвы — гумусовые вещества, составляющие 85—90% органической части почвы, — представлена сочетанием соединений более сложного строения, чем некоторые исходные вещества. Макромолекулы этих соединений могут состоять из 1000 атомов и более.

Образование гумусовых веществ совершается при участии процессов двух типов. Процессы первого типа обеспечивают частичное разложение (расщепление) мертвого органического вещества до более простых соединений: белки расщепляются на аминокислоты, углеводы — на простые сахара, расщепление лигнина изучено недостаточно. В результате процессов второго типа происходит конденсация ароматических соединений фенольного типа (продуктов распада лигнина и целлюлозы) с аминокислотами (продуктами распада микроорганизмов). В итоге возникает система органических высокомолекулярных кислот, способных к дальнейшей полимеризации. В процессе формирования гумуса и поддержания его состава важную роль играют гетеротрофные и автотрофные микроорганизмы, геохимическая деятельность которых была рассмотрена ранее.

По отношению к различным растворителям выделяют следующие компоненты гумуса: фульвокислоты, гуминовые кислоты и гумин. Резкой границы между этими образованиями нет, так как, согласно современным представлениям, они связаны между собой постепенными переходами.

*Фульвокислоты* представляют собой высокомолекулярные соединения ароматического ряда. Они растворяются в воде и в высушенном состоянии имеют буровато-желтый цвет\*. Фульвокислоты могут образовывать комплексные соединения с трехвалентными

---

\* От лат. Fulvus — желтый.

металлами, особенно с железом. Они активно воздействуют на многие минералы, разрушая их и образуя устойчивые комплексные соединения с катионами. Большая часть этих соединений (фульваты) хорошо растворяется в воде или в слабых растворах кислот и легко вымывается почвенными водами.

*Гуминовые кислоты*, нерастворимые в воде, но растворяющиеся в щелочах, бурого цвета с переходом до черного. Для элементарного состава гуминовых кислот характерно повышенное содержание углерода и азота по сравнению с фульвокислотами. Ранее предполагали, что в основе строения гуминовых кислот находятся циклические группировки, вытянутые в цепи. Д. С. Орлов на основании электронно-микроскопических исследований обнаружил, что диспергированные молекулы гуминовых кислот имеют округлую, возможно плоскую дискообразную форму. По-видимому, ароматические и гетероциклические кольца, соединенные в рыхлую сетку, образуют ядро гуминовых кислот. К ядру присоединены цепи боковых радикалов неароматического строения. Фульвокислоты имеют принципиально такое же строение, однако их ядро менее конденсировано, а соотношение ядра и боковых цепей сдвинуто в сторону последних. Согласно Д. С. Орлову, содержание в гуминовых кислотах углерода 46—61, азота — 3,3—6,0%, в фульвокислотах углерода 36—44, азота 3,0—4,4%.

*Гумин* является частью гумусовых веществ, которая не растворяется ни в одном растворителе. Неизвлекаемые растворителями гумусовые соединения частично представлены гуминовыми кислотами, прочно связанными с высокодисперсными гипергенными минералами. Специальной обработкой гуминовые кислоты можно отделить от минеральной части почв. В состав нерастворимых гумусовых соединений также входят обуглившиеся растительные остатки — гумусовые угли, которые не принимают непосредственного участия в почвенных процессах.

В гумусе помимо углерода, водорода, кислорода и азота, содержится значительное количество серы, фосфора, кальция, калия и других химических элементов. Установлено, что в гумусе накапливаются многие редкие и рассеянные химические элементы, поэтому чем больше в почве гумуса, тем выше содержание микроэлементов.

## 2.6. Географические закономерности распределения гумусовых веществ в почвах

Живые организмы суши, обеспечивая циклическую миграцию химических элементов в системах почва — растения, почва — атмосфера, почва — природные воды, вместе с тем трансформируют и аккумулируют радиационную энергию Солнца. Почвенный гумус, будучи наиболее важным результатом почвообразования, представляет собой один из наиболее мощных концентраторов солнечной энергии. Согласно расчетам В. А. Ковды, суммарные запасы энергии, связанные в почвенном гумусе всей суши, равны  $42 \cdot 10^{23}$  Дж и

превышают запасы энергии, накопленной надземной частью растительности. Так как количество энергии, поступающей от Солнца, в различных местах неодинаково, то ученые пытались выяснить зависимость между содержанием органического вещества почвы и географическими условиями.

Впервые положение о закономерном изменении количества гумуса в зональных типах почв в зависимости от географических условий было сформулировано В. В. Докучаевым в его работе «Русский чернозем» (1883).

Содержание гумуса увеличивается от таежных подзолистых почв (2—3%) на юг к дерново-подзолистым, серым лесным (4—6) и далее к черноземам (в среднем около 10), а потом также закономерно уменьшается до 2—4 в каштановых почвах сухих степей и до 1—2% в почвах пустынь. Одновременно меняется соотношение основных компонентов почвенного гумуса — гуминовых кислот и фульвокислот. Содержание гуминовых кислот увеличивается с возрастанием гумуса, а содержание фульвокислот, наоборот, уменьшается. Поэтому для характеристики органической части почвы важное значение имеет соотношение между содержанием гуминовых кислот и фульвокислот или соотношение углерода гуминовых и фульвокислот (табл. 12). Эта величина для черноземов равна ~2, для серых лесных и каштановых почв — 1, для почв, расположенных южнее или севернее, — <1.

При изучении географических закономерностей расщепления гумуса было замечено, что степень его накопления не просто зависит от радиационного баланса, а определенным образом связана с атмосферным увлажнением.

Американский почвовед Г. Йенни (1948) установил сложную математическую функциональную зависимость между гидротермическими условиями и содержанием азота в почвах Великих равнин США. В этих районах с возрастанием увлажнения увеличивается содержание азота, однако при невысокой среднегодовой температу-

Таблица 12. Среднее содержание и состав гумуса основных типов почв СССР, % (по данным М. М. Кононовой, С. В. Александровой, Н. П. Бельчиковой и Н. А. Титовой, 1964)

Почвы	Гумус	Относительное содержание углерода		Отношение гумусовых кислот к фульвокислотам
		гуминовые кислоты	фульвокислоты	
Подзолистые	2,5—4,0	12—30	25—30	0,6—0,8
Серые лесные	4,0—6,0	25—30	25—27	1,0
Черноземы (мощные и обыкновенные)	7,0—10,0	35—40	15—20	1,5—2,5
Каштановые	1,5—4,0	25—35	20—25	1,2—1,5
Бурые сухостепные	1,0—1,2	15—18	20—23	0,7
Сероземы светлые	0,8—1,0	17—23	25—33	0,7
Красноземы	4,0—6,0	15—20	22—28	0,6—0,8

ре содержание азота (следовательно, и гумуса) возрастает энергично, а при повышенных среднегодовых температурах количество азота в почве увеличивается незначительно даже при большом увлажнении.

Советский почвовед В. Р. Волобуев (1963) проанализировал влияние гидротермических условий на гумусонакопление для почв земного шара. Он установил, что максимальные значения запасов гумуса свойственны почвам с невысокими годовыми температурами, где количество поступающих осадков близко к испарению. Большое увлажнение влечет за собой увеличение запасов гумуса только при повышении термических условий; при недостаточной высокой среднегодовой температуре повышение увлажнения приводит к уменьшению запасов гумуса. Это объясняется процессами вымывания гумусовых веществ из почвы.

Гумусовые вещества играют важную роль в почвообразовании. В гумусе аккумулированы азот и элементы зольной пищи растений. Он в значительной степени определяет поглотительную способность почв, оказывает воздействие на формирование структуры верхних горизонтов почвы и на ее физические свойства. Фульвокислоты активно участвуют в переводе химических элементов из минеральной части почв в подвижное состояние. Гуминовые кислоты в малых дозах влияют на развитие растений в качестве активаторов роста. Поэтому изучение природы органической части почвы, условий генезиса и закономерностей распространения гумусовых веществ — важная задача почвоведения.

### ГЛАВА 3

## ВЫСОКОДИСПЕРСНАЯ ЧАСТЬ И ПОГЛОТИТЕЛЬНАЯ СПОСОБНОСТЬ ПОЧВЫ. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ГАЗОВОЙ И ЖИДКОЙ ФАЗ ПОЧВЫ

Почва — чрезвычайно сложное образование, в состав которого входит твердое, жидкое и газообразное вещество. В свою очередь, каждая из этих главнейших составных частей почвы представлена различными формами. По степени дисперсности\* выделяются две формы твердого вещества почвы. Первую группу образуют сравнительно крупные частицы, размер которых превышает 0,001 мм. Это крупнодисперсная масса почвы, сложена она следующими компонентами: 1) обломками горных пород и слагающих их минералов, сравнительно устойчивых к почвообразовательному процессу; 2) минеральными новообразованиями, порожденными процессом почвообразования; 3) малоизмененными органическими остатками.

\* Дисперсность — распыленность, раздробленность.

Вторую группу образуют высокодисперсные частицы размером от 0,001 мм и менее, активно участвующие в протекающих в почве процессах. Высокодисперсная часть почвы складывается: 1) частицами новообразованных и породообразующих, преимущественно глинистых минералов; 2) специфическими почвенными органическими образованиями — гумусовыми соединениями.

Высокодисперсная масса играет особую роль в почвообразовании.

### 3.1. Дисперсные системы и строение коллоидной частицы

При измельчении вещества образуются частицы различного размера (различной степени дисперсности). Чем выше степень дисперсности, тем больше удельная поверхность вещества, т. е. поверхность вещества, приходящаяся на единицу объема. Например, поверхность куба с ребром в 1 см будет равна 6 см<sup>2</sup>. Если этот куб разделить на восемь частей, то объем его останется прежним, равным 1 м<sup>3</sup>, а поверхность уже составит 12 см<sup>2</sup>. Разделив куб на кубики с ребром 1 мм, получим поверхность кубиков, равную 60 см<sup>2</sup>. Дальнейшее деление (диспергирование) куба вызовет еще большее увеличение удельной поверхности. Поэтому суммарная поверхность 1 г почвенных частиц, размер которых 0,5—1,0 мм, будет равна около 22 см<sup>2</sup>, частиц размером 0,05—0,25 мм — 226 см<sup>2</sup>, частиц меньше 0,001 мм — 22 600 см<sup>2</sup>.

Дисперсные вещества образуют дисперсные системы, в которых различают дисперсную фазу и дисперсионную среду. Частицы дисперсной фазы как бы растворены в дисперсионной среде. Среди дисперсных систем выделяют грубодисперсные системы с частицами дисперсной фазы крупнее 0,1 мк и коллоидно-дисперсные системы (дисперсоиды) с частицами от 0,1 мк до 1 нм. Более мелкие дисперсные частицы обычно представляют собой крупные молекулы, которые образуют молекулярно-дисперсные системы. Таким образом, коллоидное состояние характеризуется определенными размерами частиц.

Коллоидно-дисперсные системы могут быть представлены различными комбинациями дисперсионной среды и дисперсной фазы. Для процессов почвообразования особое значение имеют коллоидно-дисперсные системы, дисперсионной средой которых является жидкость (вода), а дисперсной фазой — твердое вещество. Эти системы носят название *золей* или *коллоидных растворов*.

Чрезвычайно мелкие размеры и соответственно большая удельная поверхность коллоидных частиц обуславливают их особые свойства. Это является одним из примеров диалектического перехода количественных признаков в новое качество.

Большая часть твердых природных веществ обладает определенной кристаллохимической структурой. Внутри вещества ионы, атомы или группы атомов находятся в равновесном состоянии. На

поверхности энергетические возможности ионов насыщены не полностью (рис. 13). Ионы кристаллической решетки, находящиеся на ее поверхности, способны воздействовать на свободные ионы — отталкивать одноименно заряженные и притягивать ионы противоположного знака. Явление притяжения под влиянием остаточных сил ионов, находящихся на поверхности твердого тела, называется адсорбцией\*.

Сила воздействия ионов, находящихся на поверхности, очень небольшая, поэтому в крупных обломках при наличии небольшой удельной поверхности влияние этих сил весьма незначительно. Однако при измельчении обломков, когда удельная поверхность возрастает, суммарный эффект воздействия поверхностных ионов становится значительным.

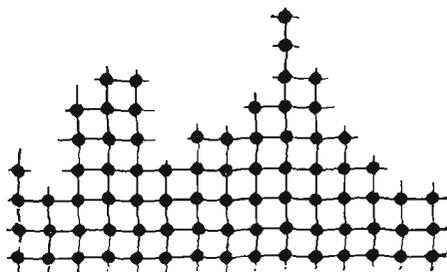


Рис. 13. Схема состояния ионов внутри кристаллической структуры и на ее поверхности

Находясь в растворе, коллоидные частицы в результате взаимодействия с ионами раствора приобретают определенное строение и электрический заряд. Рассмотрим образование строения коллоидной частицы на простейшем примере.

При сливании растворов нитрата серебра ( $\text{AgNO}_3$ ) и бромида калия ( $\text{KBr}$ ) образуются мелкие частицы кристаллического бромида серебра ( $\text{AgBr}$ ). Если затем дополнительно добавить раствор бромида калия, то к поверхности частиц  $\text{AgBr}$  прочно притянутся ионы брома (рис. 14). Они создают слой отрицательно заряженных ионов, который определяет заряд почвенной частицы. Анионы брома притягивают положительно заряженные катионы калия, которые уравнивают (компенсируют) отрицательный заряд коллоидной частицы. При этом часть катионов калия соединяется с анионами брома в виде  $\text{KBr}$ , а часть катионов калия лишь притягивается к поверхности частицы без прочной химической связи. В итоге образуется отрицательно заряженная коллоидная частица бромида серебра с двойным электрическим слоем — слоем ионов брома и слоем ионов калия.

Коллоидная частица с двойным электрическим слоем называется *мицеллой* (рис. 15), внутренняя часть мицеллы — *ядром*. Слой ионов, прилегающих к ядру (в данном случае ионов брома), называется *потенциалопределяющим*, а внешний слой (в данном случае образованный ионами калия) — *компенсирующим*. В компенсирующем слое выделяются внешний (рис. 15, а) и внутренний (рис. 15, б). Внутренний слой называется *неподвижным* слоем компенсирующих ионов, так как он представлен неотдиссоциированными

\* От лат. ad — на, при и sorbeo — поглощаю.

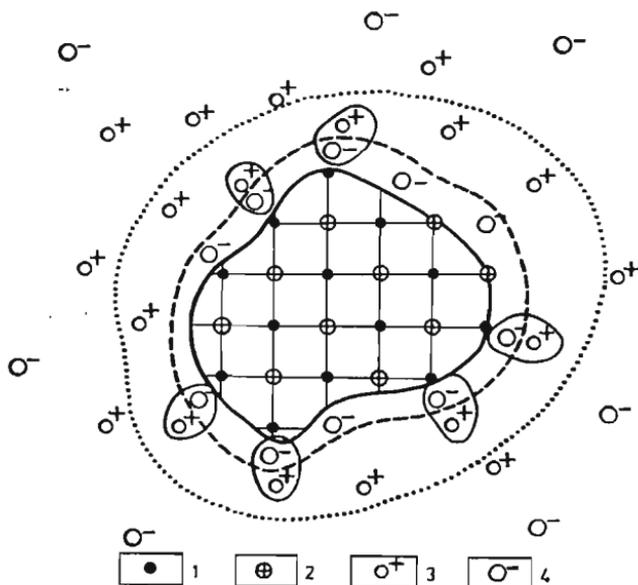


Рис. 14. Схема образования коллоидной мицеллы бромида серебра:  
 1 — катион серебра в кристаллической структуре; 2 — анион брома в кристаллической структуре; 3 — катион калия в растворе; 4 — анион брома в растворе

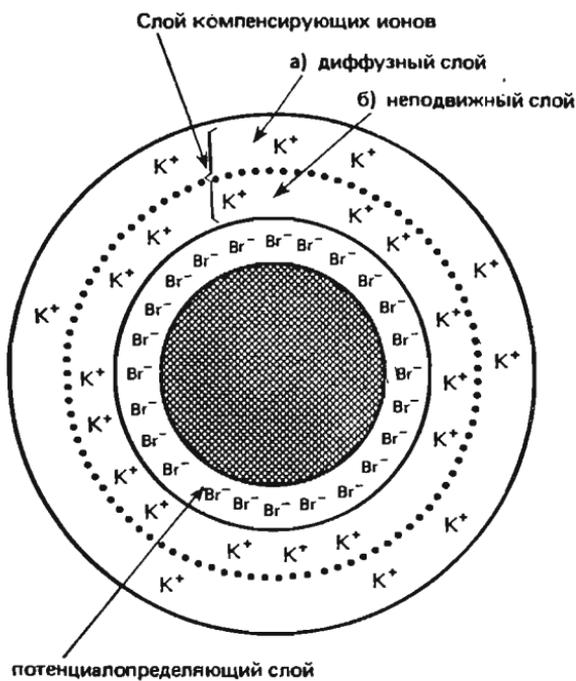


Рис. 15. Схема строения коллоидной мицеллы (по Н. И. Горбунову, 1963)

ми ионами, прочно соединенными с ионами потенциалопределяющего слоя. Внешний слой носит название *диффузного слоя*; он представлен отдиссоциированными ионами, менее прочно связанными с потенциалопределяющими ионами. Диффузный слой может существовать только при наличии дисперсионной среды, т. е. воды. Если почва высохнет, то ионы диффузного слоя переходят в неподвижный слой; мицелла без диффузного слоя называется *частицей*.

Строение почвенных коллоидов более сложно, чем в разобранным случае, вследствие сложной кристаллохимической структуры тонкодисперсных минералов и поглощения ионов различной валентности.

В коллоидном растворе частицы какого-либо вещества обладают одинаковым зарядом и в силу этого отталкиваются друг от друга. Если же создадутся условия для взаимного притяжения частиц, то возникнут агрегаты из нескольких частиц, состояние коллоидного раствора будет нарушено, а вещество, находившееся в состоянии дисперсной фазы коллоидного раствора, выпадет в виде рыхлого осадка. Процесс соединения отдельных коллоидных частиц и выпадение осадка называется *коагуляцией*. Осадок, возникший в результате коагуляции, называется *гелем*. Коагуляция происходит в результате нейтрализации коллоидных частиц. Это имеет место при добавлении к золю электролита, при сливании двух золь с разноименно заряженными частицами, под воздействием  $\beta$ -радиоактивного излучения и ряда других причин. Переход геля в золь называется *пептизацией*.

Гели чрезвычайно широко распространены в природе, особенно в зоне гипергенеза и, в частности, в почве. Многие особенности почвы связаны с наличием гелей.

Обладая в силу высокой дисперсности огромной поверхностью, гели могут поглощать (сорбировать) из раствора ионы различных химических элементов, не образуя с ними при этом химических соединений.

Катионы раствора, поглощаясь коллоидными частицами, вытесняют ранее поглощенные катионы. Таким образом, в процессе поглощения имеет место своеобразный физико-химический обмен химических элементов. Подобную реакцию можно изобразить следующим образом (рис. 16). Коллоидная частица условно изображена

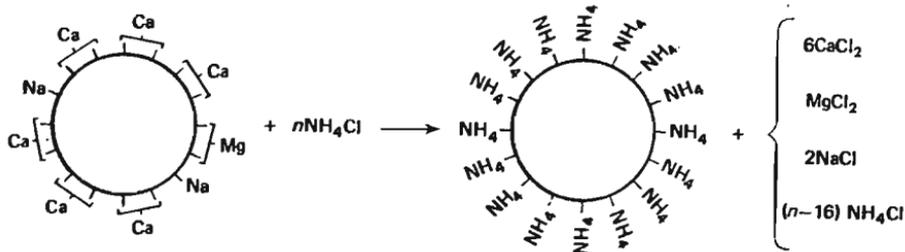
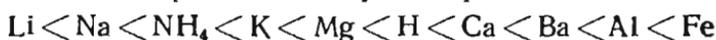


Рис. 16. Схематическое изображение обменной сорбционной реакции

в виде круга, на поверхности которого расположены катионы кальция, магния и натрия, способные к обмену. При воздействии на частицу раствором хлорида аммония можно вытеснить шесть катионов кальция, один катион магния и два катиона натрия из диффузного слоя мицеллы. Так как катионы кальция и магния двухвалентны, то место каждого из этих катионов должны занять два одновалентных катиона аммония. Катион натрия одновалентен и соответственно замещается одним ионом аммония. Всего для полного замещения потребуется  $(6 \times 2) + (2 \times 1) + (1 \times 2) = 16$  катионов аммония. Одновременно в растворе уменьшится содержание хлорида аммония на 16 молекул, но появится шесть молекул хлорида кальция, одна — хлорида магния и две — хлорида натрия.

Чем выше валентность поглощенного иона, тем прочнее эти ионы связываются с потенциалопределяющими ионами и тем сильнее они нейтрализуют заряд коллоидной частицы. Уменьшение заряда сопровождается менее энергичным отталкиванием частиц друг от друга, что приводит к слипанию и коагуляции. Следовательно, поглощение коллоидными частицами одновалентных катионов способствует образованию зелей, а поглощение двух- и трехвалентных катионов приводит к образованию гелей. По возрастанию прочности сорбционных связей (энергии поглощения) и коагулирующей способности распространенные катионы были расположены К. К. Гедройцем в следующий ряд:



### 3.2. Высокодисперсная часть почвы

Коллоидные свойства у почвенных частиц начинают проявляться при несколько более крупных размерах, чем это предусматривает теория коллоидно-дисперсных систем. Ясно выраженными коллоидными свойствами обладают частицы размером от 0,001 мм и менее.

Высокодисперсные частицы почвы в подавляющем большинстве случаев заряжены отрицательно и поэтому сорбируют различные катионы. В качестве обменных оснований, составляющих диффузный слой мицелл, в почвенных коллоидах встречаются обычно кальций, меньше — магний. В поглощающем комплексе некоторых почв много натрия. Ион калия встречается часто, но, как правило, в небольшом количестве.

Было обнаружено, что при воздействии нейтральной соли (например, раствора KCl) высокодисперсные частицы выделяют оснований меньше, чем поглощают. Поэтому за счет «свободных» анионов соли образуется кислота. В частности, при действии на высокодисперсную часть почвы раствором KCl образуется соляная кислота. Это явление, получившее название *обменной кислотности*, происходит в результате обмена ионов калия из раствора на ионы водорода, поглощенные тонкодисперсными частицами (рис. 17).

Ионы водорода связаны довольно прочно и при обмене с катионами нейтральной соли полностью не выделяются. Если подействовать на коллоиды гидролитически щелочной солью (солью, образованной сильным основанием и слабой кислотой), например уксуснокислым натрием ( $\text{CH}_3\text{COONa}$ ), то можно вытеснить почти все

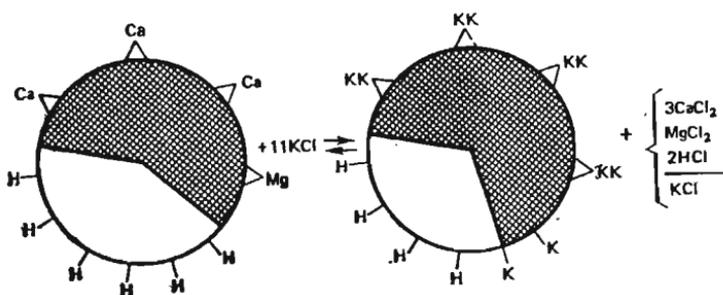


Рис. 17. Схема обменной кислотности (по Н. П. Ремизову, 1963)

поглощенные ионы водорода. Это явление называется *гидролитической кислотностью*. При этом образуется значительно больше кислоты, чем при обмене с катионами нейтральной соли.

Количество поглощенных оснований и водорода называется *емкостью поглощения* или *обмена*. Диффузный слой коллоидных мицелл может быть полностью насыщен катионами (кальцием, магнием, натрием, калием) или частично занят ионами водорода. Поэтому говорят о степени насыщенности коллоидов основаниями, т. е. о процентном содержании суммы оснований (от емкости поглощения). Степень насыщенности основаниями в почвенных коллоидах колеблется от нескольких процентов до 100.

Емкость поглощения (обмена) почв определяется составом высокодисперсных частиц почвы и их количеством. Представление о емкости катионного обмена наиболее распространенных компонентов высокодисперсной части почвы (мг·экв 100 г вещества) можно получить из следующих данных:

Компоненты	Емкость обмена
Каолинит (по Н. И. Горбунову, 1963) . . . . .	3—20
Гидрослюды (по Н. И. Горбунову, 1963) . . . . .	20—50
Монтмориллонит (по Шахтнабелю, 1952) . . . . .	60—150
Гуминовые кислоты (по М. М. Кононовой, 1963)	350
а) подзолистых почв . . . . .	400—500
б) черноземных почв . . . . .	100—200
Гумус почвы в среднем (по А. А. Роде, 1965) . . . . .	100—200

Как следует из приведенных данных, для поглотительной способности почвенных коллоидов важное значение имеет содержание в них гумусовых веществ; не менее важное значение имеет мине-

ральный состав, особенно соотношение между минералами группы гидрослюды и монтмориллонита, с одной стороны, а каолинита — с другой. Монтмориллонит обладает высокой дисперсностью и значительной поглотительной способностью. Каолинит менее дисперсен и в силу своей кристаллохимической структуры обладает емкостью поглощения, в 5—10 раз меньшей, чем монтмориллонит. Гидрослюды занимают промежуточное положение. В связи с этим большой интерес приобретает проблема закономерности географического распространения основных минералов тонкодисперсной части почв.

Одно время было распространено мнение, что реакция среды определяет минеральный состав высокодисперсной части почв: в кислой среде возникает каолинит, в нейтральной — гидрослюды, в щелочной — монтмориллонит. Этот взгляд нашел отражение в некоторых учебниках.

Н. И. Горбунов (1963) убедительно показал, что минеральный состав высокодисперсной части почв определяется составом почвообразующих пород. Так как основными почвообразующими породами на территории СССР являются четвертичные отложения, то в большей части почв преобладают минералы группы гидрослюды и монтмориллонита, а также смешанослойные. Минералы группы каолинита встречаются значительно реже. В заметном количестве эти минералы присутствуют в почвах, в состав почвообразующих пород которых входят продукты выветривания тропических и субтропических ландшафтов (например, в красноземах Грузии). Из других минералов высокодисперсной части почв отметим аморфные соединения типа аллофанонидов, гидроксидов железа, марганца и кремния (опал).

### 3.3. Поглотительная способность почвы

Свойство почвы задерживать, поглощать твердые, жидкие и газообразные вещества, находящиеся в соприкосновении с твердой фазой почв, носит название *поглотительной способности*.

Люди в своей практической деятельности давно использовали явление поглотительной способности для очистки питьевой воды. Поглощение почвой катионов было отмечено более 150 лет назад. В середине прошлого столетия (1850) английский исследователь Уэй установил катионный обмен между почвой и раствором и объяснил это явление присутствием в почве цеолитов — минералов, для которых типично наличие обменных катионов и слабо связанной формы воды.

В конце XIX — начале XX в. голландский ученый И. ван Бемелен и австрийский ученый Ф. Корню пришли к выводу о важном значении физико-химических обменных реакций в почве и коре выветривания. Ван Бемелен ввел в научную практику термин «адсорбция». Крупный вклад в изучение адсорбционных процессов в почве внесли Д. Хиссинк, С. Матсон, Г. Вигнер. Наиболее важ-

ные исследования в области поглотительных явлений в почве принадлежат советскому ученому К. К. Гедройцу, создателю учения о поглотительной способности почв.

Поглотительная способность почв определяется различными причинами. В зависимости от причин, определяющих явление поглощения, К. К. Гедройц выделил следующие типы поглотительной способности почв.

*Механическая* поглотительная способность проявляется при фильтрации воды, когда в почвенных порах и капиллярах задерживаются относительно крупные частицы, взвешенные в поверхностных водах,— глинистые и песчаные частицы, органический детритус и т. п. Механическая поглотительная способность почв и грунтов обуславливает чистоту ключевых грунтовых вод, формирующихся из поверхностных вод, мутных от большого количества механических примесей. Явление механической поглотительной способности широко используется при устройстве искусственных фильтров для очистки воды.

Под *молекулярно-сорбционной*, или *физической*, поглотительной способностью понимают увеличение концентрации молекул различных веществ в растворе у поверхности коллоидов. Это обуславливается притяжением отдельных молекул к поверхности твердых почвенных частиц в результате проявления поверхностной энергии. Как известно, интенсивность проявления поверхностной энергии зависит от площади удельной поверхности и, следовательно, обязано присутствию в почве высокодисперсных частиц. Эти частицы могут притягивать молекулы газов (например, молекулы водяного пара из воздуха), молекулы жидких веществ. В частности, наличие пленочной влаги вокруг почвенных частиц обусловлено действием поверхностных сил. Почвенными частицами также адсорбируются молекулы твердых веществ, находящихся в состоянии молекулярных растворов. Например, при прохождении через почву навозной жижи из последней поглощаются молекулы органических соединений вследствие их притяжения к поверхности тонких частиц. Следует подчеркнуть, что сорбированные молекулы не входят в состав твердых частиц, а лишь концентрируются у их поверхности.

*Ионно-сорбционная*, или *обменная*, поглотительная способность, представляющая, по выражению К. К. Гедройца, «поглотительную способность в тесном смысле этого слова», заключается в обмене ионов, адсорбированных почвой, на ионы почвенного раствора. Между высокодисперсной массой почвы и почвенным раствором существует подвижное равновесие. Изменение в составе почвенного раствора вызывает соответственные изменения в составе поглощенных ионов. Особо важное значение в ионном почвенном обмене имеют катионы. С поглощением анионов приходится встречаться значительно реже и этот процесс менее изучен.

Различные почвы имеют определенную емкость поглощения и определенный состав поглощенных катионов. Характеристика по-

глутительной способности некоторых распространенных почв СССР приведена в табл. 13.

Почвы, поглощенный комплекс которых представлен катионами металлов (преимущественно катионами щелочей и щелочноземельных), называются *насыщенными*. К ним относятся черноземы, каштановые, сероземы и ряд других почв, преимущественно аридных

Таблица 13. Поглотительная способность некоторых почв СССР

Почвы	Емкость поглощения, мг-экв/100 г почвы	Характерные поглощенные катионы
Дерново-подзолистые	10—30	Ca, H > Mg
Серые лесные	20—40	Ca > Mg > H
Черноземы	40—60	Ca > Mg
Каштановые	15—30	Ca > Mg > Na
Серо-бурые	10—20	Ca > Mg, Na, K
Красноземы	10—18	H > Mg > Ca

ландшафтов. Почвы, содержащие в составе поглощающего комплекса ион водорода, называются *ненасыщенными*. Сюда относятся подзолистые, красноземы и другие почвы преимущественно гумидных ландшафтов. Количество поглощенных катионов, выраженное в процентах от емкости поглощения, называется *степенью насыщенности*.

Емкость поглощения почв обуславливается содержанием и минералогическим составом высокодисперсной части пород, на которых сформированы эти почвы, а также содержанием в них гумуса. Глинистые, тяжелые почвы имеют большую емкость поглощения, чем песчаные. При этом важен минералогический состав глинистой массы. В случае преобладания минералов группы монтмориллонита емкость поглощения будет несравненно выше, чем при наличии минералов группы каолинита. Среднее положение занимают почвы, высокодисперсная часть которых представлена минералами группы гидродиспуд. Органические коллоиды почвы имеют более высокую емкость поглощения, чем минеральные. В гумусовом горизонте почв на долю органических соединений приходится до 50—70% емкости поглощения. В нижней части почвы значение органических соединений для поглотительной способности сильно уменьшается.

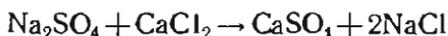
Благодаря высокой сорбционной способности высокодисперсная часть почв и почвообразующих пород играет важную роль в перераспределении редких и рассеянных химических элементов в зоне гипергенеза. Часть рассеянных химических элементов, освобождающихся при разрушении первичных минералов и растительных остатков, энергично поглощается и прочно связывается высокодисперсными частицами, поэтому некоторые из них содержатся в вы-

Таблица 14. Содержание некоторых рассеянных химических элементов в общей массе и в высокодисперсной части четвертичных отложений,  $1 \cdot 10^{-3} \%$  (по В. В. Добровольскому, 1966)

Территория	Содержание химических элементов			
	Cu	Zn	Ni	Ga
Район среднего течения р. Оки:				
а) общая масса	4,4	5,0	2,6	6,4
б) фракция менее 0,001 мм	7,0	8,0	3,0	5,0
Северный Казахстан:				
а) общая масса	6,8	8,4	2,1	4,3
б) фракция менее 0,001 мм	10,7	15,0	2,5	6,3

сокодисперсной части в большем количестве, чем в общей массе почв и почвообразующих пород (табл. 14).

Химическая поглотительная способность обусловлена образованием труднорастворимых химических соединений в результате реакций обмена в почвенном растворе. Например, возникновение новообразований гипса в почве представляется в виде следующей реакции:



Биологическая поглотительная способность связана с присутствием животных и растительных организмов в почве. В процессе своего жизненного цикла растения и животные избирательно накапливают некоторые химические элементы, необходимые для своей нормальной жизнедеятельности. Накопленные элементы частично задерживаются в почве. Таким образом, почва постепенно обогащается определенными элементами, например углеродом, азотом, фосфором и др., а также некоторыми микроэлементами.

#### 3.4. Значение высокодисперсной частицы почвы

Высокодисперсная часть почвы играет чрезвычайно важную роль в режиме почвообразования. От содержания частиц менее 0,001 мм зависит ряд физических, физико-химических и водно-физических свойств почвы. Особенно большое значение имеют высокодисперсные частицы для создания благоприятной почвенной структуры.

Высокодисперсная часть почвы в значительной мере обуславливает режим питания растений. Это связано с тем, что ионы химических элементов, освобождаясь из кристаллических решеток минералов и разрушающихся растительных остатков, частично поглощаются тонкодисперсными компонентами почвы. Катионы, находящиеся в поглощенном состоянии, являются важнейшими элементами питания растений. Таковы кальций, калий, магний, натрий, некоторые редкие и рассеянные химические элементы. Поглощенные ионы настолько прочно связаны, что не могут вымываться просачиваю-

щимися водами. В то же время они могут быть оторваны осмотическими силами корневых волосков. Схема поступления ионов в растение в системе разрушающийся минерал — почвенные коллоиды — корневой волосок представлена на рис. 18.

Емкость поглощения почвы обусловлена количеством и составом высокодисперсных компонентов. В свою очередь, состав поглощенных ионов определяет состояние высокодисперсной части почвы,

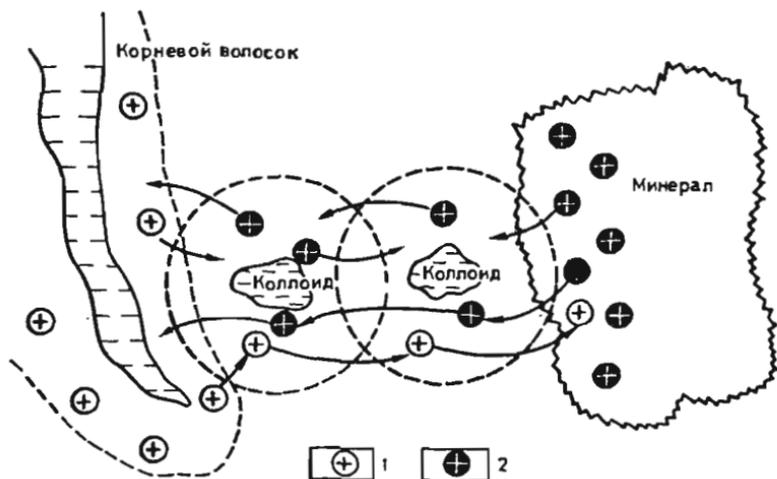


Рис. 18. Схема поглощения элементов питания корнями растений (по В. Д. Келли и А. Ф. Фредериксону, 1952):  
1 — ионы водорода; 2 — ионы металлов

а вместе с тем некоторые свойства почвы в целом. Насыщение высокодисперсной части почвы ионами водорода отрицательно сказывается на питании растений и на структуре почвы. Ионы натрия еще в большей степени способствуют разрушению почвенных агрегатов, диспергированию высокодисперсных частиц и их вымыванию. Насыщение высокодисперсной части почв ионами кальция, наоборот, обуславливает коагуляцию частиц, их неподвижность и образование прочной структуры почвы. Максимальная молекулярная влагоемкость, высота поднятия воды, пластичность, электропроводимость и ряд других качеств почвы будут наибольшими в случае преобладания в поглощенном комплексе натрия. Степень выраженности этих свойств уменьшается при увеличении в среде поглощенных катионов калия, магния и кальция. Скорость всасывания воды, прочность структуры почвы и некоторые другие показатели бывают, наоборот, наибольшими при преобладании среди поглощенных катионов кальция и затем последовательно уменьшаются при вытеснении кальция магнием, калием и натрием.

Изучение закономерностей пространственного изменения высокодисперсной части почвы и почвенных сорбционных явлений в зависимости от географических условий представляет актуальную задачу географии почв.

### 3.5. Почвенный воздух

Наряду с твердым веществом важными составными частями почвы являются почвенный воздух и почвенный раствор. Суммарный объем почвенных пор (порозность) составляет от 25 до 60% объема почвы. Соотношение между почвенным воздухом и водой определяется степенью увлажнения почвы.

Почвенный воздух существенно отличается по составу от атмосферного. Это зависит от биологических процессов, совершающихся в почве. Корневые системы высших растений и аэробные микроорганизмы энергично поглощают кислород и выделяют диоксид углерода ( $\text{CO}_2$ ). Избыток  $\text{CO}_2$  из почвы выделяется в атмосферу, а атмосферный воздух, обогащенный кислородом, проникает в почву. Так как почвенный воздух находится в состоянии газового обмена с атмосферным, припочвенный слой атмосферы содержит в несколько раз больше углекислоты, чем воздух на высоте нескольких метров. На протяжении суток почвы нашей страны выделяют  $\text{CO}_2$  от 10—20 до 100 кг с 1 га.

Чем интенсивнее протекают биологические процессы в почве, тем больше выделяется  $\text{CO}_2$ . Обнаружено, что особенно много  $\text{CO}_2$  выделяет почва в ландшафтах лесостепи. Количество углекислоты в почвенном воздухе меняется на протяжении года, достигая максимума в теплое время года и минимума зимой.

В результате постоянного газообмена между почвой и атмосферой устанавливается подвижное равновесие. Содержание основных газов в почвенном воздухе в верхнем горизонте почвы в среднем можно выразить следующими цифрами (табл. 15). С глубиной со-

Таблица 15. Состав почвенного и атмосферного воздуха, % по объему (по Н. П. Ремезову, 1963)

Компоненты	Атмосферный воздух	Почвенный воздух
Азот	78	78—80
Кислород	2,1	0,1—20
Диоксид углерода	0,03	0,1—15,0

держание  $\text{CO}_2$  возрастает до 10—15—19%, а содержание  $\text{O}_2$  уменьшается до 10—12%.

Считают, что в почвенном воздухе в среднем содержится  $\text{CO}_2$  0,3%, т. е. в 10 раз больше, чем в атмосферном. Характерная особенность почвенного воздуха — насыщенность парами воды.

В зависимости от внешних условий состав почвенного воздуха

существенно меняется. Газообмен почвы с атмосферой может быть затруднен либо плотным сложением почвы, либо ее избыточной увлажненностью, в результате которой вода занимает не только, капиллярные пространства, но и макропоры. В этом случае в почвенном воздухе резко уменьшается содержание кислорода и начинают развиваться анаэробные микробиологические процессы, приводящие к образованию метана, сероводорода, аммиака и некоторых других газов.

Твердое вещество почвы более энергично поглощает молекулы водяного пара, чем молекулы газов, а так как в почве обычно высокое содержание водяного пара, то поглощение газов почвой невелико. По способности сорбироваться компоненты почвенного воздуха можно расположить в следующий ряд:



Иногда в составе почвенного воздуха могут присутствовать некоторые газы, диффундирующие через толщи горных пород из мест их скопления. В результате этого явления почвы над нефтяными и газовыми месторождениями бывают обогащены углеводородами; над скоплениями радиоактивных элементов — радиоактивными эманациями, отчасти гелием. На этом основаны специальные газовые геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых (нефтегазовая съемка, эманационная съемка и др.).

### 3.6. Почвенный раствор

Основные химические и биологические процессы в почве могут совершаться только при наличии свободной воды. Почвенная вода является той средой, в которой осуществляется миграция и дифференциация химических элементов в процессе почвообразования. Многие вещества содержатся в свободной воде в виде истинных или коллоидных растворов, поэтому свободную почвенную воду правильнее называть *почвенным раствором*. Почвенный раствор играет настолько важную роль в почвообразовании и питании растений, что Г. Н. Высоцкий образно называл его кровью почвы.

Большая часть соединений находится в почвенном растворе в виде ионов. Основные анионы:  $[\text{HCO}_3]^-$ ,  $[\text{NO}_2]^-$  и  $[\text{NO}_3]^-$ , поступают в почвенный раствор преимущественно в результате биологических процессов. В тропиках некоторое количество (до 30 кг/га) азотной кислоты попадает в почву из атмосферы, где оксид азота образуется в результате грозových разрядов. Основная масса оксидов азота в почве связана с микробиологическими процессами нитрификации. Содержание фосфат-, хлор- и сульфат-ионов обусловлено преимущественно растворением соответствующих минералов и разрушением растительных остатков. Преобладающую часть анионов почвенного раствора незасоленных почв обычно составляет гидрокарбонат-ион. В засоленных почвах резко возрастает содержание хлоридов и сульфатов.

Среди катионов в почвенном растворе постоянно находятся в значительном количестве  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{NH}_4^+$ ,  $\text{H}^+$ . В почвенном растворе некоторых почв содержатся  $\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Al}^{3+}$ . В растворе засоленных почв резко увеличивается количество  $\text{Na}^+$  и  $\text{Mg}^{2+}$ , а из рассеянных химических элементов  $\text{Sr}^{2+}$  и  $\text{B}^{3+}$ . Помимо минеральных соединений в почвенном растворе постоянно присутствуют водорастворимые органические соединения: фульвокислоты, органические кислоты, аминокислоты, сахара, спирты и др.

Осмотическое давление раствора определяется количеством частиц (ионов, молекул или мицелл), находящихся в единице объема раствора. Поэтому растворы почв, содержащие легко растворимые соли, обладают высоким осмотическим давлением. В засоленных почвах осмотическое давление в 3—4 раза выше, чем в незасоленных. Если осмотическое давление почвенного раствора больше, чем клеточного сока, то прекращается поступление воды в корневые клетки и растение погибает от физиологической сухости.

Состав и концентрация почвенного раствора обуславливают его активную реакцию. Активная реакция (актуальная кислотность) определяется концентрацией в растворе ионов  $\text{H}^+$ . Вода, в слабой степени подвергаясь электролитической диссоциации, распадается на два иона:  $\text{H}^+$  и  $\text{OH}^-$ . Концентрация этих ионов ничтожна: произведение  $[\text{H}^+] \cdot [\text{OH}^-] = 10^{-14}$ . В идеально чистой воде должно находиться равное количество обоих ионов:

$$[\text{H}]^+ = [\text{OH}]^- = 10^{-7}.$$

Добавление кислоты повышает концентрацию  $\text{H}^+$ -ионов:  $[\text{H}^+] > 10^{-7}$ . В этом случае раствор обладает кислой реакцией. Присутствие оснований повышает концентрацию  $\text{OH}^-$ -ионов:  $[\text{OH}^-] > 10^{-7}$ . Реакция раствора становится щелочной. Так как иметь дело с такими малыми величинами неудобно, то оперируют с отрицательным десятичным логарифмом концентрации  $\text{H}^+$ -иона. Этот логарифм обозначают рН. Следовательно,  $\text{pH} = -\lg[\text{H}^+]$ .

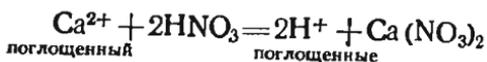
В нейтральных растворах рН 7, в щелочных — больше 7, в кислых — меньше 7. рН почвенного раствора изменяется от 3 до 9, при этом по значению рН различают:

Почвы	рН
Сильнокислые . . . . .	3,0—4,5
Кислые . . . . .	3,5—5,5
Слабокислые . . . . .	5,5—6,5
Нейтральные . . . . .	6,5—7,0
Слабощелочные . . . . .	7,0—7,5
Щелочные . . . . .	7,5—8,5
Сильнощелочные . . . . .	8,5 и более

Степень кислотности почв является весьма важным показателем, так как характеризует многие генетические и производственные качества почвы. Как правило, в кислых почвах отсутствуют хлориды, сульфаты, карбонаты. В нейтральных почвах присутст-

вуют карбонаты. В почвах с щелочной реакцией накапливаются не только карбонаты, но также сульфаты и хлориды. Различные растения нормально развиваются в определенных интервалах значения рН. Установлено влияние концентрации водородных ионов в почвенном растворе не только на высшие растения, но и на микробиологические процессы, а вместе с тем и на весь ход почвообразования.

Почва обладает *буферностью*, т. е. свойством сохранять свою реакцию при сравнительно небольшом добавлении кислот или щелочей. Буферность почв обуславливается в основном составом поглощенных оснований. При воздействии кислоты на почву с нейтральной реакцией произойдет обмен поглощенных оснований на ион водорода кислоты, а в растворе образуется нейтральная соль:



В силу того что ионы водорода будут изъяты из раствора и адсорбированы почвой, концентрация ионов водорода существенно не изменится.

При взаимодействии щелочной соли с кислой почвой произойдет обмен между основаниями солей и поглощенными ионами водорода, в результате чего основания будут сорбированы, а вытесненные ионы водорода перейдут в раствор и увеличат кислотность почв до исходного уровня.

#### ГЛАВА 4

### КЛИМАТ И ПОЧВООБРАЗОВАНИЕ. ТЕПЛОВОЙ И ВОДНЫЙ РЕЖИМЫ ПОЧВЫ

*Климат* — один из важнейших факторов почвообразования. С этим фактором связано обеспечение почвы теплотой и в значительной мере влагой. Климатические условия определяют основную закономерность географии почв — их горизонтальную зональность.

Тесная связь между климатом и типами почв давно обратила на себя внимание исследователей. Наблюдая закономерную смену почв, сопровождающуюся изменением основных элементов климата, отдельные ученые даже преувеличивали значение климатических условий для почвообразования. Однако, признавая важность климата, нельзя отрицать значение и других факторов для почвообразования. Известно, что В. В. Докучаев резко возражал против неправильного истолкования своих взглядов как климатической теории. В то же время глубоко неверна и недооценка роли климата для почвообразования и выветривания.

Климат оказывает влияние на почвообразование как непосредственно, так и косвенно, воздействуя на другие факторы почвообра-

зования (почвообразующие породы, грунтовые воды, растительный и животный мир).

Определяя такие существенные условия жизни, как влага и теплота, климат регулирует биологические процессы, которые имеют особо важное значение для почвообразования. Основным источником энергии для продуцирования органического вещества на суше является солнечная радиация. Чем более теплым будет климат, тем большей может быть продуктивность растительности. Однако использование поступающей на поверхность суши энергии Солнца для создания растительной биомассы в значительной мере зависит от количества атмосферных осадков. При этом важно не абсолютное количество осадков, а их отношение к испаряемости (максимально возможному в данных условиях испарению).

Как видно из рис. 19, при высокой относительной увлажненности (в гумидных ландшафтах) годовая продуктивность растительности резко возрастает с увеличением радиационного баланса.

Одновременно нарастает скорость микробиологического разрушения отмирающего органического вещества, возникают слабо полимеризованные гуминовые и фульвокислоты, вследствие чего почвенный раствор приобретает кислую реакцию. В условиях недостаточной атмосферной увлажненности увеличение радиационного баланса может и не сопровождаться ростом биопродуктивности — его сдерживает недостаток воды. Биомасса аридных ландшафтов значительно меньше по сравнению с гумидными. Имеются количественные и качественные отличия и в почвенной микрофлоре аридных и гумидных ландшафтов. Все это оказывает сильное влияние на почвообразование.

В результате непосредственного влияния климата формируются тепловой и водный режимы почвы, обуславливающие особенности миграции вещества при выветривании и почвообразовании. Движение воздушных масс вызывает миграцию солей и твердых частиц через атмосферу, а также оказывает влияние на газовую фазу почвы.

#### 4.1. Тепловой режим и тепловые свойства почвы

Тепловой режим в значительной мере определяет интенсивность механических, геохимических и биологических процессов, протекающих в почве. Температура влияет на интенсивность химических реакций. Согласно правилу Вант-Гоффа, скорость химической реакции возрастает в 2—3 раза с повышением температуры на каждые

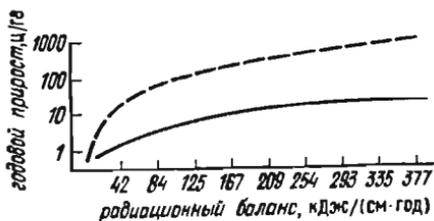


Рис. 19. Изменение биологической продуктивности в зависимости от радиационного баланса в условиях обильного (пунктир) и недостаточного (сплошная линия) атмосферного увлажнения

10°C. Поэтому в различных районах земного шара в связи с неодинаковыми термическими условиями скорости химических реакций могут отличаться во много раз. От температуры зависят растворимость газов в почвенном растворе и соотношение твердой и жидкой фаз почвы, пептизация и коагуляция коллоидов, явления сорбции и десорбции.

Известно, что распространенные минералы заметно отличаются коэффициентами объемного расширения. Эта величина, например, у полевых шпатов в 2 раза меньше, чем у кварца, поэтому при периодическом нагревании и охлаждении в минералах и породах образуются многочисленные трещины. Капиллярное давление в тонких трещинах и давление замерзающей воды в более крупных способствуют механическому разрушению минералов.

Интенсивность биохимической деятельности бактерий увеличивается с повышением температуры до 40—50°C. Выше этого предела жизнедеятельность микроорганизмов угнетается. При температуре ниже нуля биологические явления резко затормаживаются и прекращаются.

*Тепловым режимом* почвы называется сумма явлений теплообмена в системе приземный слой воздуха — почва — почвообразующая порода. В его характеристику также включаются процессы переноса и аккумуляции теплоты в почве.

Тепловой режим почвы обусловлен преимущественно соотношением поглощения радиационной (лучистой) энергии Солнца и теплового излучения почвы. Особенности этого соотношения определяют отличия режима различных почв. Известную роль при этом играет выделение или поглощение тепловой энергии при экзо- или эндотермических реакциях, протекающих в почве, а также внутренняя тепловая энергия нашей планеты. Однако в целом два последних источника энергии оказывают незначительное влияние на термический режим почвы.

Способность почвы поглощать лучистую энергию Солнца оценивают отношением количества отраженной энергии к количеству поступающей энергии. Это отношение, выраженное в процентах, называется *отражательной способностью (альбедо)*.

Интенсивность поглощения солнечной энергии зависит от окраски почвы, характера ее поверхности и теплоемкости. Темные почвы, богатые органическим веществом и глинистыми минералами, энергично поглощают солнечное излучение. Их отражательная способность около 15—20%. Светлые почвы (песчаные и содержащие небольшое количество органического вещества) поглощают меньшее количество солнечной радиации — их альбедо достигает 40—45%, а в отдельных случаях еще больше.

Под *теплоемкостью* почвы понимают количество теплоты, необходимое для нагревания на 1° 1 г почвы (массовая теплоемкость) или 1 см<sup>3</sup> почвы (объемная теплоемкость). Теплоемкости твердой, жидкой и газовой частей почвы отличаются друг от друга. Для твердой фазы почвы теплоемкость равна 0,1—0,5 (минеральных

компонентов — около 0,2, органических остатков — 0,4—0,5). Теплоемкость жидкой фазы составляет около 1, газовой — 0,0003. Поэтому объемная теплоемкость почвы возрастает с увеличением влажности почвы. Следовательно, для нагревания влажной почвы затрачивается больше теплоты, чем для нагревания сухой.

Излучение теплоты почвой также зависит от состава и влажности почвы и строения ее поверхности. Разность между солнечной радиацией, поглощенной поверхностью, и эффективным излучением называется *радиационным балансом*. Поступающее количество энергии (радиационный баланс) расходуется на испарение воды, нагревание почвы и отдачу теплоты в атмосферу. Тепловой баланс почвы можно представить в следующем виде:

$$R = Q_1 + Q_2 + Q_3,$$

где  $R$  — радиационный баланс;  $Q_1$  — количество теплоты, расходуемое на теплообмен в почве;  $Q_2$  — количество теплоты, расходуемое на теплообмен в атмосфере;  $Q_3$  — количество теплоты, расходуемое на испарение и конденсацию.

В среднем годовом цикле тепловой баланс почвы равен нулю, так как не происходит нарастающего разогревания почвы или ее охлаждения.

Способность почвы проводить теплоту называется *теплопроводностью*; она определяет глубину нагревания и охлаждения почв. Теплопроводность воды более чем в 20 раз превышает теплопроводность воздуха, поэтому, хотя поверхность влажных почв нагревается медленнее, чем поверхность сухих, влажные почвы прогреваются на большую глубину. Биологически активное прогревание почвы соответствует глубине проникновения температуры выше 10°C. Охлаждение характеризуется проникновением температуры ниже 0°C.

Результаты систематических наблюдений за температурой почвы на разных глубинах изображаются в виде термозоплет — кривых, соединяющих точки одинаковых температур. Анализ имеющихся данных показывает, что колебания суточных температур распространяются обычно до глубины одного метра (рис. 20). Сезонные колебания захватывают почву на значительно большую глубину.

В самом первом приближении можно считать, что суточные колебания температуры почв в СССР возрастают с севера на юг, а сезонные колебания увеличиваются в обратном направлении. Однако местные условия — климатические, орографические и прочие — оказывают весьма сильное влияние на особенности суточных и сезонных температурных колебаний различных типов почв.

*Промерзание* почвы зависит от ряда причин: географического расположения данного участка, его климатических особенностей, температуры замерзания почвенного раствора, мощности снежного покрова и времени его выпадения. Глубина промерзания редко превышает 1—2 м. Следует отметить, что промерзаемость почв в из-

вестной степени регулируется лесом благодаря особому климатическому режиму под его пологом.

Существенное влияние на тепловой режим почвы оказывает растительность. Она задерживает солнечную радиацию, в результате чего, а также под влиянием транспирации температура почвы

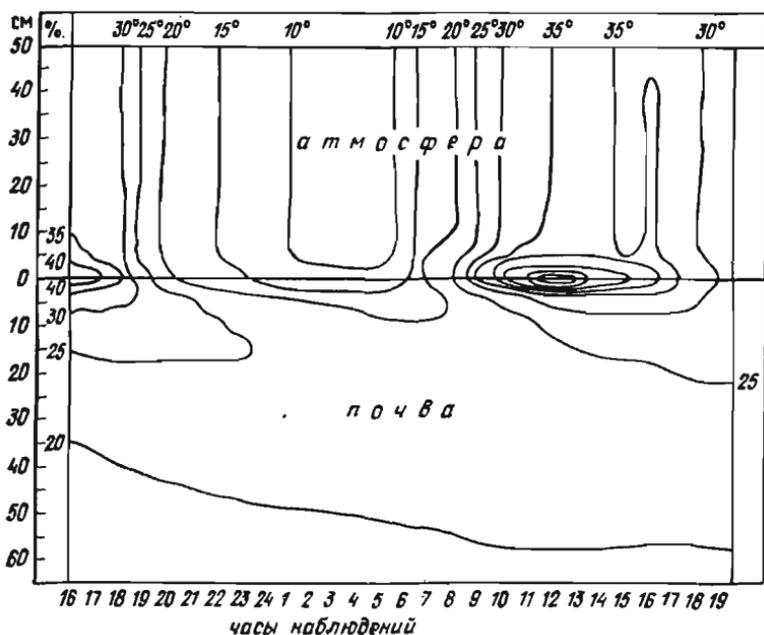


Рис. 20. Нагревание и охлаждение почвы в течение суток (по А. Ф. Большакову)

летом может быть ниже, чем температура воздуха. Особенно заметно сказывается влияние лесной растительности.

Изменение температуры почвы под лесом в значительной мере связано с ролью лесной подстилки, имеющей пониженную теплопроводность. Обнаружено, что летняя температура почвы под сосновым бором (в Приуралье) на 6,5, а под дубовым лесом (под Воронежем) на 8°C ниже, чем в почве на соседних полях. Зимой температура почвы под лесом несколько выше, а глубина промерзания меньше, чем на полях. В лесных почвах снижается амплитуда не только сезонных, но и суточных колебаний температуры.

#### 4.2. Состояние и формы воды в почве

Наличие воды является одним из основных условий химических, физико-химических и биологических процессов, совершающихся в почве. Для большей части почв основным источником почвенной влаги служат атмосферные осадки.

Атмосферные осадки испаряются, стекают в виде поверхностного стока, просачиваются вглубь и входят в состав грунтовых и подземных вод. Все эти формы воды имеют существенное значение для почвообразования.

Одно лишь количество годовых осадков не может дать полного представления об атмосферном увлажнении почвы. Важным фактором, в значительной мере определяющим степень атмосферного увлажнения, является испаряемость. Так, например, 600 мм в год атмосферных осадков под Москвой, где испаряемость около 400 мм в год, обеспечивают высокую степень атмосферного увлажнения. Это же количество осадков в Предкавказье обуславливает недостаточное атмосферное увлажнение, так как испаряемость в этом районе около 700 мм в год.

Большое значение имеет распределение осадков на протяжении года. Равномерное выпадение на протяжении года 350 мм осадков на площади распространения каштановых почв Казахстана обуславливает более засушливые условия, чем то же количество осадков, большая часть которых выпадает весной, способствуя активной вегетации растений (сероземы Средней Азии).

Увлажнение почвы также зависит от формы осадков. Например, большая часть ливневых дождей не успевает проникнуть в почву и в значительной мере стекает в виде поверхностного стока. Часть осадков выпадает в столь малом количестве (5 мм в сутки и менее), что для растений существенного значения не имеет. В ряде районов существенное влияние на увлажнение почв оказывают росы. С. С. Неустроев наблюдал в пустынях увлажнение почвы росой на глубину 5—10 см. Автор настоящей книги мог убедиться, что в саваннах Африки в сухой сезон обильные росы являются существенным источником увлажнения почвы. Снежный покров не только обеспечивает определенный запас воды, но и предохраняет почву от сильного охлаждения, способствует лучшему проникновению воды в почву.

Вода, содержащаяся в почве, находится во всех трех своих состояниях — твердом (лед), жидком и парообразном. Помимо льда, можно выделить следующие формы воды в почве: 1) химически связанную; 2) парообразную; 3) сорбционно связанную (гигроскопическую и пленочную); 4) свободную воду (капиллярную и гравитационную).

1. *Химически связанная (кристаллизационная)* вода в почве входит в состав почвенных минералов, занимая определенное место в их кристаллической структуре\*. Химически связанная вода не принимает непосредственного участия в процессах почвообразования.

2. *Парообразная* вода получается за счет испарения поверхностной или почвенной влаги. При наличии в почве свободной жидкой

---

\* С понятием химически связанной воды не следует смешивать гидроксильную группу, которая входит в кристаллическую структуру минералов как анион, хотя аналитически определяется как  $H_2O$ .

воды в почвенном воздухе содержится максимально возможное (при данной температуре) количество молекул пара. Ночью вследствие конденсации пара в приповерхностных горизонтах почвы и соответственного понижения в этих местах его упругости происходит движение пара вверх. Днем это движение приобретает обратное направление.

3. *Сорбционно связанная* почвенная вода образуется вследствие действия поверхностных сил твердой фазы почвы на молекулы воды (парообразной или жидкой). Связыванию молекул воды способствует их дипольный характер.

*Гигроскопическая* вода представляет собой сорбированные молекулы водяного пара. Чем дисперснее почва, чем больше содержится в ней тонких частиц, тем больше будет суммарная поверхность частиц и, следовательно, тем больше будет сорбированной воды. В зависимости от концентрации молекул водяного пара в воздухе (упругости пара) вокруг твердой частицы может образовываться несколько слоев дипольных молекул водяного пара. При высокой относительной влажности воздуха толщина этой пленки равна 20—30 диаметрам молекул водяного пара.

Молекулы гигроскопической воды очень прочно закреплены, они удерживаются давлением около  $1-2 \cdot 10^9$  Па. Для того чтобы их оторвать от твердой частицы, требуется затратить некоторую энергию (например, тепловую). Гигроскопическая вода выделяется при нагревании почвы, находящейся в воздушно-сухом состоянии, примерно до  $105^\circ\text{C}$ . Именно таким образом определяется массовое содержание гигроскопической воды в почве. Почва, лишенная при нагревании гигроскопической воды, будучи помещенной в обычные условия, вновь приобретает ее вследствие сорбции молекул водяного пара, находящихся в атмосфере.

Наибольшее количество гигроскопической воды почва может сорбировать из воздуха с относительной влажностью около 100%, т. е. насыщенного водяными парами. Эта величина называется *максимальной гигроскопичностью* почвы; она увеличивается с уменьшением размера частиц (рис. 21). Эффект сорбции паров воды заметно проявляется у частиц размером 2—3 мкм и резко возрастает у частиц менее 1 мкм.

Поверхностные силы, притягивающие молекулы водяного пара, весьма велики. Поэтому пленка сорбированной воды сильно уплотнена, не содержит растворенных веществ и не способна проводить электрический ток. Сорбирав максимум возможное количество молекул водяного пара из воздуха, поверхностные силы твердой фазы почвы оказываются в состоянии притянуть еще некоторое количество жидкой воды (при наличии последней). Притянутая вода, образующая внешнюю пленку сорбционно связанной воды, получила название *пленочной* или *рыхлосвязанной*. Эта вода удерживается давлением около  $1 \cdot 10^6$  Па. Количество пленочной воды может в 2—4 раза превышать максимальную гигроскопичность. Пленочная вода связана значительно менее прочно, чем гигроскопиче-

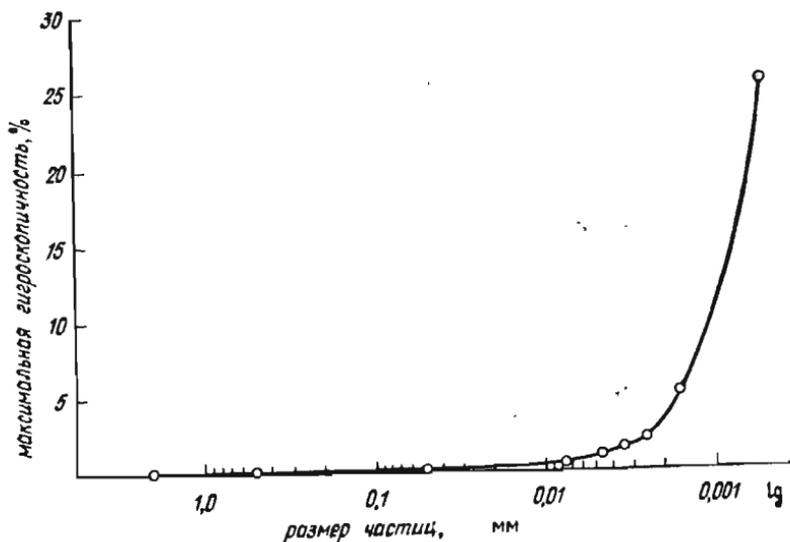


Рис. 21. Зависимость между размерами твердых частиц и максимальной гигроскопичности

ская, и поэтому может передвигаться (хотя и очень медленно) от почвенных частиц с относительно толстой пленкой к частицам с более тонкой пленкой. Это передвижение осуществляется в любом направлении.

Рыхлосвязанная влага отличается от свободной воды в почве несколько меньшей концентрацией растворенных соединений и, возможно, пониженной температурой замерзания.

4. *Свободная* вода почвы подчиняется действию физико-механических законов.

*Капиллярная* вода\* передвигается в тонких порах почвы под действием капиллярных сил. *Водоподъемная способность* почвы обуславливается подъемом воды по капиллярам. Высота подъема зависит от структурных особенностей почвы, ее гранулометрического состава, формы зерен, их минералогического состава и др.

Изучение капиллярного водоподъема, несмотря на известные различия результатов, показывает логарифмическую зависимость нарастания водоподъемной способности с уменьшением размера частиц примерно до 5 мкм. Дальнейшее уменьшение размера частиц сопровождается резким сокращением водоподъема. Это явление, по-видимому, связано с минералогическим составом частиц мельче 0,005 мм, представленных преимущественно тонкодисперсными силикатами со слоистой кристаллической структурой. Эти минералы обладают значительной сорбцией и способностью к набуханию.

\* От лат. *Capillaris* — волосной. Капиллярные поры — волосные, тонкие поры.

Следовательно, можно ожидать, что наибольшей высотой капиллярного водоподъема обладают почвы и грунты, в гранулометрическом составе которых преобладают частицы размером 0,01 мм. Наблюдения над почвами и грунтами, находящимися в природных условиях, подтверждают это предположение. Расчеты показывают, что при радиусе капилляра в 0,001 мм высота подъема воды около

15 м. В природных условиях капиллярный подъем воды не превышает 5—6 м, обычно же высота капиллярной каймы достигает 2—3 м. Это объясняется тем, что в почвах и грунтах имеет место сочетание идеальных пор — трубочек, а сложная система каверн, трещин, корневых ходов и ходов землероев (рис. 22). Чем протяженнее природные капилляры, тем больше высота капиллярного подъема воды.

Относительно высокий водоподъем характерен для уплотненных почв и грунтов, естественное или искусственное разрыхление почвы резко уменьшает капиллярный подъем. В природных грунтах высота капиллярного подъема возрастает от песков к лёссовидным суглинкам. Высокое содержание частиц менее 0,001 мм

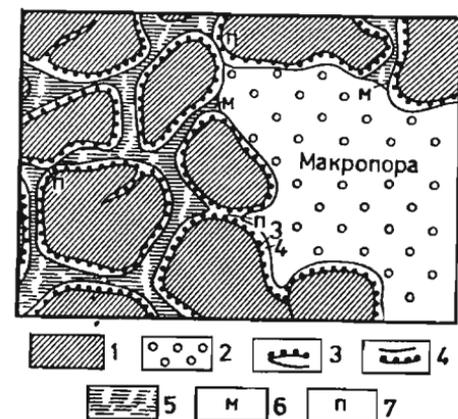


Рис. 22. Схема соотношения основных форм почвенной воды:

1 — почвенные частицы и агрегаты; 2 — свободные молекулы водяного пара; 3 — сорбированные молекулы водяного пара (гигроскопическая влага); 4 — пленочная вода; 5 — тонкие поры, заполненные капиллярной водой; 6 — менники капилляров; 7 — тонкие поры, «закупоренные» пленочной водой

неблагоприятно влияет на высоту капиллярного подъема вследствие перекрытия тонких капилляров пленочной водой и набухающими тонкодисперсными минералами. Влага, заключенная в капиллярах внутри почвенных агрегатов и не могущая передвигаться к поверхности испарения, называется капиллярно-внутриагрегатной.

При поверхностном увлажнении почвы образуется *капиллярно-подвешенная и пленочно-подвешенная вода*. Капиллярно-подвешенная вода может передвигаться в направлении к испаряющей поверхности. Это движение прекращается, когда капилляры в силу недостатка воды разрываются. Влажность, при которой это происходит называется *влажностью разрыва капилляров*.

*Капиллярно-подпертая вода* образуется при подъеме ее снизу вверх по капиллярам от зеркала грунтовых вод или верховодки. Капиллярная вода играет важную роль в процессе перераспределения в почве легко растворимых соединений.

Свободная почвенная вода, не удерживаемая капиллярами и

перемещающаяся вниз под действием силы тяжести, называется *гравитационной*\*. Различают гравитационную воду, просачивающуюся (фильтрующуюся) сверху вниз через почвенно-грунтовую толщу, и гравитационную воду, накапливающуюся над водонепроницаемым горизонтом в виде грунтовой воды. Гравитационная вода не только обеспечивает энергичный вынос или горизонтальную миграцию химических элементов, но и способствует возникновению условий недостатка кислорода в почве. При заполнении водой всех пустот почвы и развития анаэробной микробиологической деятельности начинаются реакции восстановления.

*Водопроницаемость* представляет собой способность почвы пропускать через себя воду и характеризует скорость просачивания гравитационной воды. Водопроницаемость почв весьма изменчива и в значительной мере зависит от их влажности. При поступлении воды в почву вначале она быстро поглощается в результате образования пленочной и капиллярной форм почвенной воды. В дальнейшем происходит только процесс просачивания (фильтрации) воды, в котором принимает участие лишь гравитационная вода.

Количество воды, удерживаемой почвой, называется *влагоемкостью*. *Полная влагоемкость* отвечает состоянию полного насыщения почвы водой, когда все поры, как капиллярные, так и более крупные, заполнены водой. Понятию *капиллярной влагоемкости* соответствует состояние насыщения водой всех капилляров почвы. *Полевая влагоемкость* — количество воды, удерживаемое почвой при промачивании его сверху при условии глубокого расположения грунтовых вод. *Наименьшей влагоемкостью* называется содержание в почве лишь пленочной воды.

Растениям для нормальной их жизнедеятельности требуется значительное количество воды. Основная масса потребляемой растениями воды идет на транспирацию. Для создания 100 кг зерна пшеницы требуется не менее 10 т воды, а может быть в несколько раз больше. В этих 100 кг будет присутствовать 75 кг слабо-связанной воды, которую можно удалить при температуре 101—102°C. В абсолютно сухом зерне содержится около 40% углерода и 60% усвоенной и преобразованной в процессе фотосинтеза воды, вошедшей в структуру растительных тканей.

Вода из почвы поступает в корни растений благодаря действию осмотических сил, обусловленных концентрацией в растворе соединений. Концентрация клеточного сока, как правило, значительно выше концентрации почвенной влаги. Помимо осмотических сил корневых клеток, всасывающая способность растений увеличивается осмотическим давлением клеточного сока листьев, постоянно теряющих воду вследствие транспирации.

Всасывающая способность корней достигает 100—200 тыс. Па и более; сорбционные силы значительно больше, поэтому гигроскопическая и пленочная вода в почве недоступна для растений.

\* От лат. *gravis* — тяжелый.

Недоступна для растений и химически связанная вода, а также лед и пар. Остальные формы почвенной влаги могут быть усвоены растениями.

Основная форма почвенной влаги, используемая растениями,— капиллярная. Однако растения начинают проявлять признаки завядания до того, как в почве останется только гигроскопическая вода. Отчасти это объясняется тем, что корневые волоски растений, имеющие диаметр около 0,01 мм, не могут использовать влагу из более мелких пор. Влажность почвы, при которой начинают обнаруживаться признаки завядания растений, называется *влажностью завядания*. Эта величина зависит как от особенностей почвы, так и от характера растений. Влажность завядания если не определяется экспериментально, то вычисляется умножением максимальной гигроскопичности на 1,5 (коэффициент Н. А. Качинского).

### 4.3. Водный баланс и типы водного режима почвы

Основным источником почвенной воды, как уже известно, являются атмосферные осадки. Некоторое количество воды поступает в почву в результате конденсации пара из воздуха. Следует отметить, что более или менее значительное выражение этот процесс имеет лишь в грубозернистых и щебенистых почвах, в которых водяные пары могут проникать в относительно значительном количестве и, конденсируясь, превращаться в жидкую воду. В обычных почвах конденсация происходит в поверхностном слое толщиной 10—15 мм и поэтому вода, сконденсированная ночью, днем снова полностью испаряется. Третьим источником почвенных вод могут быть грунтовые воды при наличии капиллярной связи их с почвой.

Расход воды обуславливается следующими процессами. Часть воды, поступившей на поверхность почвы, стекает в виде поверхностного стока. Наибольшее количество поступившей в почву влаги поглощается растениями (отсос почвенной воды корнями растений называется *десукцией*). Некоторое ее количество расходуется на физическое испарение, причем расход зависит от ландшафтных условий. Часть этой влаги задерживается растительным покровом и с его поверхности испаряется в атмосферу, часть испаряется непосредственно с поверхности почвы. Кроме того, почвенная вода может расходоваться в виде внутрипочвенного стока. Это явление обусловлено различной водопроницаемостью отдельных горизонтов почвенного профиля. В результате сезонного увлажнения по наиболее проницаемому горизонту начинает перемещаться гравитационная вода, водоупором для которой является менее проницаемый горизонт. Сезонно существующие воды получили название *верховодок*. Наконец, значительная часть почвенной воды может достигать поверхности грунтовых

вод и удаляться в составе грунтового стока. Схематически баланс воды в почве изображен на рис. 23.

Таким образом, водный баланс почвы в общей форме может быть выражен следующим уравнением:

$$O + K + ГП = Д + И + ПС + ВПС + ГС \pm b,$$

где  $O$  — сумма атмосферных осадков;  $K$  — конденсационная вода;  $ГП$  — количество воды, поступившей в почву из грунтовых вод;

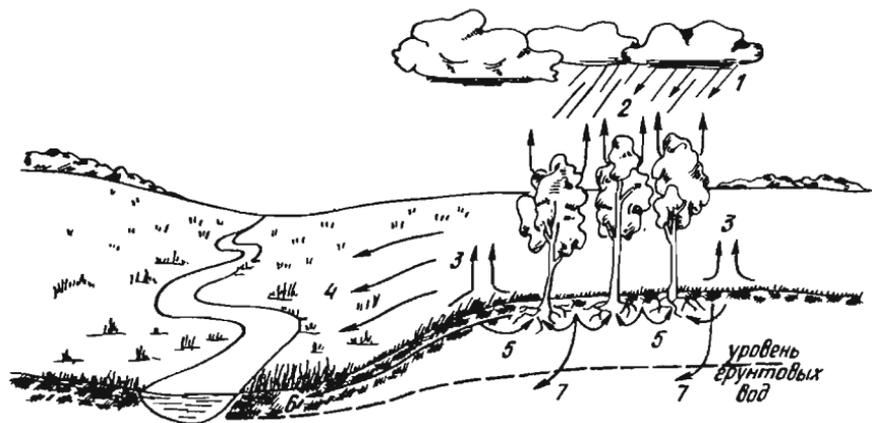


Рис. 23. Схема баланса воды в почве:

1 — атмосферные осадки; 2 — испарение с поверхности растительности; 3 — испарение с поверхности почвы; 4 — поверхностный сток; 5 — десукция растениями; 6 — внутрипочвенный сток; 7 — грунтовый сток

$Д$  — десукция;  $И$  — физическое испарение;  $ПС$  — поверхностный сток;  $ВПС$  — внутрипочвенный сток;  $ГС$  — грунтовый сток,  $b$  — коэффициент, характеризующий запас воды в почве.

Теория типов водного режима почвы была заложена известным русским почвоведом Г. Н. Высоцким, дополнена и развита рядом исследователей, в первую очередь А. А. Роде. Выделяются следующие основные типы водного режима.

**Промывной тип водного режима.** В условиях этого типа режима имеет место ежегодное промачивание всей почвенно-грунтовой толщи до грунтовых вод. При этом в грунтовые воды уходит большее количество почвенных вод, чем поступает из грунтовых вод в почву. Уравнение водного баланса для этого типа режима будет иметь следующий вид:

$$O > Д + ПС + ВПС.$$

Разность между количеством осадков и суммарным значением десукции, испарения, поверхностного и внутрипочвенного стока будет составлять ту часть почвенных вод, которая теряется посредством грунтового стока. Почвенно-грунтовая толща в условиях этого режима ежегодно как бы промывается гравитационной

водой. Подобный тип водного режима почвы типичен для гумидных ландшафтов умеренного и тропического климата, где сумма осадков больше испаряемости.

Схематическое изображение водного баланса при промывном режиме представлено на рис. 24, а.

**Непромывной тип водного режима.** Для этого типа режима характерно отсутствие сплошного промачивания почвенно-грунтовой толщи. Атмосферная влага, поступая в почву, проникает на глубину от нескольких дециметров до нескольких метров (обычно не более 4 м). Почвенная вода при этом режиме представлена преимущественно формой подвешенной капиллярной воды. В силу того что грунтовые воды в этих условиях залегают глубоко, между

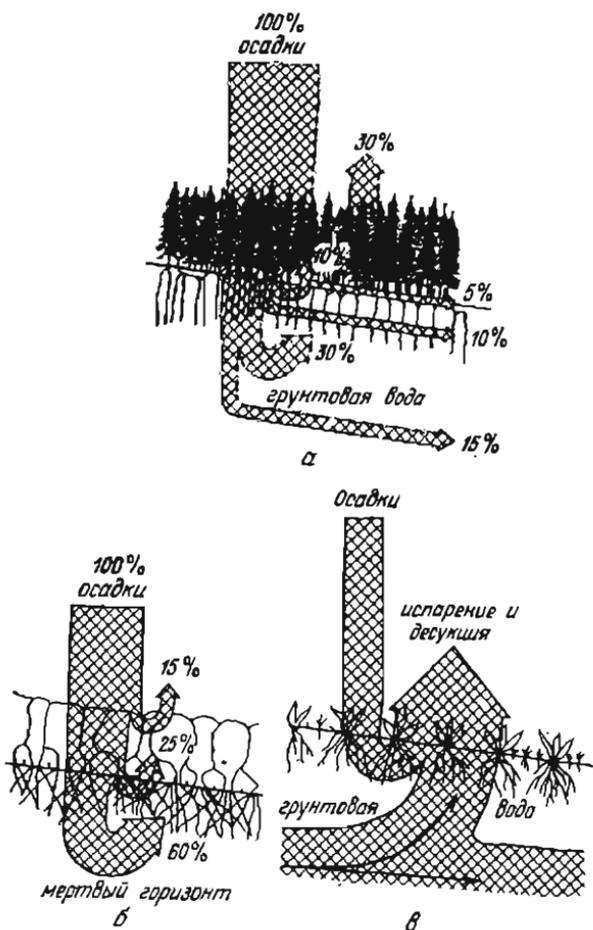


Рис. 24. Схематическое изображение типов водного режима (по А. А. Роде, 1955):

а — промывной тип; б — непromывной тип; в — выпотной тип

нижней границей капиллярно-подвешенной почвенной воды и верхней границей капиллярной каймы грунтовых вод залегают толща с влажностью, близкой к влажности завядания. Эта толща названа Г. Н. Высоцким *мертвым горизонтом иссушения*. Уравнение баланса этого типа водного режима почвы будет иметь вид

$$O = D + I + ПС + ВПС.$$

Для водораздельных участков поверхностный и внутрипочвенный стоки практически равны нулю, поэтому расходные статьи баланса складываются из десукции и испарения. Этот случай схематически изображен на рис. 24, б.

Непромывной режим почвенных вод типичен преимущественно для аридных ландшафтов, где сумма осадков всегда существенно меньше испаряемости.

**Выпотный тип водного режима.** Особенность выпотного типа водного режима — важная роль поступающих в почву грунтовых вод, причем сумма десукции и испарения превышает количество атмосферных осадков. Профиль почв с подобным типом водного режима располагается в пределах капиллярной каймы грунтовых вод. Водный баланс почв с этим типом режима может быть выражен следующим уравнением:

$$O < D + I.$$

Разность суммы десукции и испарения и количество осадков будет соответствовать количеству воды, поступившей из грунтовых вод в почву.

Водный режим выпотного типа характерен для почв, формирующихся в условиях близкого расположения грунтовых вод и резкого преобладания испаряемости над осадками. Схематическое изображение водного баланса при выпотном режиме приведено на рис. 24, в.

**Застойный тип водного режима.** Он формируется под влиянием высокого положения уровня грунтовых вод, однако вследствие повышенной влажности воздуха десукция и испарение здесь не так велики, как в случае выпотного типа. Количество атмосферных осадков превышает сумму десукции и испарения. Разница между атмосферными осадками и расходом на десукцию и испарение идет на образование верховодки. В результате происходит заболачивание почвы. Застойный тип водного режима типичен для почв депрессий рельефа в условиях гумидного климата.

**Мерзлотный (криогенный) тип водного режима.** Кроме охарактеризованных типов водного режима выделяют также мерзлотный (криогенный) тип, который характерен для территории сплошного распространения многолетней мерзлоты. Специфику этого типа режима создает близко залегающий постоянно мерзлый водоупорный горизонт. Вследствие этого, несмотря на небольшое количество осадков, в теплое время года почва пересыщена водой.

#### 4.4. Связь гидротермических условий с почвообразованием

Воздействие теплоты и атмосферных осадков на почвообразование настолько взаимосвязано, что оценка роли каждого из этих факторов изолированно от другого весьма затруднительна. При рассмотрении теплового баланса было отмечено, что одной из составных его частей является теплообмен, связанный с испарением и конденсацией влаги. При изложении представлений о водном балансе почвы было показано, что эффект конденсации и физического испарения зависит от термических условий. Ученые длительное время пытаются найти какую-либо форму выражения, отражающую совместное влияние теплоты и осадков на почвообразование. Еще в 1904 г. Г. Н. Высоцкий по совету В. В. Докучаева для оценки климатических условий почвообразования использовал коэффициент увлажнения, представляющий собой отношение суммы осадков к испаряемости. Каждой климатической зоне соответствует свой коэффициент увлажнения:

Тундровая . . . . .	} > 1,0	Степная . . . . .	0,5—1,0
Лесная . . . . .		Сухостепная . . . . .	0,33—0,5
Лесостепная . . . . .		1,0	Пустынная . . . . .

В дальнейшем были предложены некоторые другие коэффициенты, связывающие тепловую характеристику и количество атмосферных осадков. Таковы «дождевой фактор», введенный немецким ученым Л. Лангом и представляющий отношение среднегодовой суммы осадков к среднегодовой температуре. В североамериканской литературе широко использовался «фактор влажности» Майера, равный отношению годовой суммы осадков к абсолютному дефициту насыщения воздуха влагой.

Оригинальный подход к оценке связей климатических условий с почвообразованием был разработан В. Р. Волобуевым. На основании картографического анализа распространения различных типов почв, годового количества осадков и средних годовых температур этот исследователь установил гидротермические условия существования основных типов почв. На графике, где по оси абсцисс отложена годовая сумма осадков, а по оси ординат — значения радиационного баланса, были выделены климатические ареалы основных почвенных климатов (рис. 25). Ареал песков пустынь занимает крайне левое положение, ареал красноземов — крайне правое. На этом графике были выделены криволинейные ряды, по которым распространялись ареалы почв от засушливых до сильно увлажненных. Так были намечены ряды увлажнения (гидроряды), т. е. ряды почв, находящиеся в разных термических условиях, но формирующихся в условиях близкой увлажненности. Одновременно намечались терморяды, которые объединяют почвы, находящиеся в условиях различной увлажненности, но формирующиеся в близких термических условиях. Всего выделено

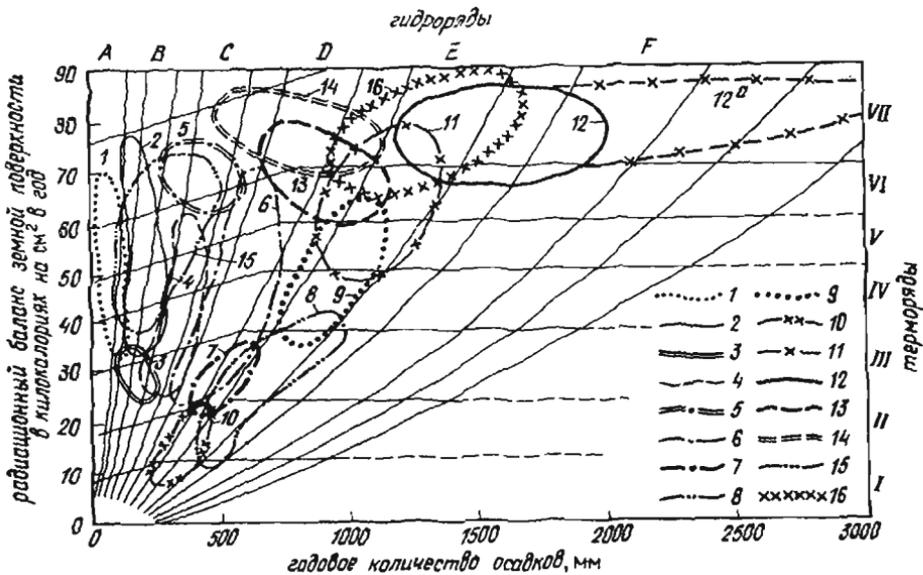


Рис. 25. Климатические ареалы основных почвенных типов мира и гидротермическая система (по В. Р. Волобуеву, 1956):

1 — пески пустынь; 2 — сероземы; 3 — бурые почвы полупустынь; 4 — каштановые почвы СССР и США; 5 — «каштановые» почвы Африки; 6 — черноземы; 7 — серые лесные; 8 — подзолы и подзолистые почвы; 9 — бурые лесные; 10 — почвы тундр; 11 — желтоземы; 12 — красные почвы (основной ареал и более редкое распространение); 13 — коричневые почвы сухих лесов и кустарников (Африка); 14 — черные почвы саванн и тропических прерий; 15 — светло-бурые почвы тропических полупустынь; 16 — красно-бурые почвы саванн

семь гидрорядов и такое же количество терморядов. Гидроряды обозначены заглавными буквами латинского алфавита, терморяды — римскими цифрами:

Гидроряды

A — пустынный  
B — сероземный  
C — каштановый  
D — черноземный  
E }  
F } — подзолистые  
G }

Терморяды

I — арктический  
II — субарктический  
III — умеренно холодный  
IV — умеренный  
V — умеренно теплый  
VI — субтропический  
VII — тропический

Границы между рядами увлажнения намечаются значениями коэффициента увлажнения Висоцкого. Так, например, гидроряд D является рядом уравновешенного увлажнения. Ряды CD и D ограничены коэффициентами увлажнения 0,60 и 0,99. Коэффициент увлажнения степной зоны заключается в пределах 0,5—1,0. Соответственно ареал черноземно-степных почв располагается в гидрорядах CD и D.

#### 4.5. Влияние атмосферной миграции вещества на почву

Воздействие климатических условий на почвообразование многообразно и не ограничивается обеспечением почвы энергией и влагой. В частности, с атмосферными осадками на протяжении года на поверхность суши поступает около 1,8 млрд. т водорастворимых солей, в том числе на территории СССР около 0,25 млрд. т (Добровольский В. В., 1984). Годовое поступление солей ( $\text{т/км}^2$ ) из атмосферы в лесных ландшафтах составляет 7—11, в степных до 17—18, в сильно засушливых повышается до 22. Исследования, выполненные по программе Международного геофизического года, показали, что в центральных районах европейской территории СССР из атмосферы на каждый гектар почвы поступает кальция 10—20 кг, серы сульфатной — около 10, хлора — 6—8 кг в год. Эти элементы поглощаются растительностью и вовлекаются в биологический круговорот, выносятся с водным стоком, а частично вновь захватываются ветром в атмосферу.

Ветер также способствует выдуванию мелких частиц почвы, переносу и осаждению их на значительном расстоянии. Ветровая миграция твердых частиц почвы имеет весьма крупные масштабы.

Потеря почвенных частиц при выдувании зависит от скорости ветра, размера частиц и степени их закрепления в почве. Размеры почвенных частиц, увлекаемых ветром (по В. Фетту, 1961), приведены ниже:

<i>Скорость ветра, м/с</i>	<i>Диаметр захватываемых ветром частиц почвы, см</i>
4,5—6,7	0,025
6,7—8,4	0,050
8,4—9,8	0,075
9,8—11,4	0,100
11,4—13,0	0,150

В реально существующих почвах ветровому захвату частиц сильно препятствует их связанность. Поэтому в гранулометрическом составе атмосферной пыли преобладают частицы более мелкие, чем здесь указано. Так, например, при массовом выпадении пыли на юго-западе США более половины ее составляли частицы от 0,005 мм и меньше, а частицы крупнее 0,025 мм содержались в количестве менее 5% от общей массы пыли.

Специальные исследования с применением изотопного анализа показали, что захваченные ветром твердые частицы почвы, в зависимости от их размеров находятся в тропосфере от нескольких минут до 28 сут, в среднем около 5—7 сут. Согласно данным А. П. Лисицына (1978), частицы в 0,1—0,01 мм переносятся главным образом на высоте нескольких сотен метров, дальность их переноса составляет обычно сотни—первые тысячи км. Более

мелкие частицы (0,01—0,001 мм) могут переноситься на 5—7 тыс. км и дальше.

Скорость осаждения частиц пыли из воздуха находится в сложной зависимости от их размеров. В Западной Европе при крупном выпадении пыли из воздушных масс, двигавшихся из Северной Африки на север, было установлено закономерное уменьшение размера оседавших частиц в том же направлении. Согласно В. Фетту (1961), на юге Европы (в Палермо) в осевшей пыли преобладали частицы около 0,013—0,011 мм, а на севере (в районе Гамбурга) — 0,004—0,009 мм. Атмосферный перенос пыли совершается постоянно. За 1952—1953 гг. для южных районов Русской равнины количество осевшей пыли составляло 500—1800 кг/га в год.

Обычно выдуванию подвергаются рыхлые, плохо закрепленные почвы аридных ландшафтов, поэтому воздушные массы, поступающие из этих районов, несут значительное количество пыли. Ветры пустынь всегда сопровождаются «запылением» атмосферы. Таков афганец в Средней Азии, сирокко в Северной Африке и др. Известно массовое выпадение пыли в Европе в марте 1901 г., когда в результате переноса пылевых частиц из Африки на протяжении четырех дней на площади 47 000 км<sup>2</sup> осело 800 000 т пыли.

Изучение минерального состава пыли в районах Северной Африки, горах Тянь-Шаня и на юге европейской части СССР показало, что в составе пыли преобладают кварцевые и глинистые частицы, присутствует примесь органических веществ.

#### 4.6. Эрозия почв

При нарушении естественного растительного покрова под воздействием ветра и атмосферных осадков может происходить разрушение верхних горизонтов почвы. Это явление получило название *эрозии* \* почвы. При этом почва теряет мелкие частицы и определенным образом изменяет химический состав. Из эродированных почв выносятся важнейшие химические элементы, поэтому в химическом составе ветровой пыли часто больше гумуса, азота, фосфора, чем в эродированной почве. Как видно из табл. 16, химический состав почв, подвергавшихся и не подвергавшихся ветровой эрозии, заметно различается.

Развевание почвенного покрова в значительной мере порождено уничтожением растительности на территории с недостаточной атмосферной увлажненностью. Пустыни и полупустыни Центральной и Передней Азии, Северной Африки своим образованием обязаны скотоводческим племенам и народам. То, что не могло быть съедено бесчисленными стадами овец, верблюдов, лошадей, было вырублено и сожжено скотоводами. Незащищенная после

\* От лат. Erodere — раздедать.

Таблица 16. Содержание некоторых веществ в незероэродированных и эродированных каштановых почвах Павлодарской области (по Л. Ф. Смирновой, 1960)

Состояние почвы	В пахотном слое на 1 га содержится			
	гумуса, т	N, кг	K <sub>2</sub> O, кг	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> , кг
Целина	67	3750	603	565
Пашня, почва слабоэродированная	54	3100	650	710
Пашня, почва сильноэродированная	21	1480	318	492

уничтожения растительности почва подверглась распылению, выдуванию и опустыниванию.

В совсем близкое от нас время, буквально на глазах нескольких поколений, аналогичный процесс опустынивания вследствие непродуманного овцеводства охватил многие районы Австралии. Ветровая эрозия почв — это один из наиболее ярких примеров «непредвиденных последствий» хозяйственной деятельности, на что впервые обратил внимание Ф. Энгельс\*.

В результате частичного развевания почва теряет с каждого гектара десятки тонн гумуса и значительное количество элементов питания растений, поэтому урожайность на эродированных ветром полях заметно снижается. Каждый год из-за эрозии почв забрасываются миллионы гектаров земель во многих странах Азии, Африки, Центральной и Южной Америки. Этот тревожный факт особенно настораживает в середине XX в. в связи со значительным увеличением населения земного шара.

Ветровая эрозия почв представляет опасность также для ряда районов нашей страны. В постановлении ЦК КПСС и Совета Министров СССР от 20 марта 1967 г. «О неотложных мерах по защите почвы от ветровой и водной эрозии» указано, что почти ежегодно в Казахстане, в степных районах Сибири, на юге Украины, на Северном Кавказе пыльные бури выдувают плодородный слой почвы, повреждают и уничтожают посевы, засыпают орошаемые земли и ирригационные каналы. Согласно данным Н. И. Суса (1949), количество выдуваемой почвы в отдельных случаях достигает очень больших размеров — 120—124 т/га. Обычно черные бури возникают при скорости ветра 10—12 м/с, но наибольшей интенсивности достигают при скорости 15—20 м/с.

В текущем столетии опустошительной была черная буря в 1928 г. Ветер, дувший со скоростью 10 м/с, выдувал почву в отдельных местах до глубины 12 см и более. Выдувание охватило

\* Маркс К., Энгельс Ф. Собр. соч. М., 1961. Т. 20. С. 495—496.

площадь около 400 тыс. км<sup>2</sup> от Дона до Днепра. По периферии этой территории происходило оседание черной пыли или черной грязи с дождем. Площадь отложения пыли составляла более 200 тыс. км<sup>2</sup>, а область потемнения атмосферы — до 470 тыс. км<sup>2</sup>. В отдельных районах Украины осело до 24 т на 1 км<sup>2</sup>.

В постановлении от 1967 г. не только указано на недопустимость преуменьшения этой опасности, но и намечены пути ее предотвращения. К настоящему времени проведено специальное районирование территории СССР. Выявлены площади, пораженные ветровой эрозией, а также территории, которые могут быть поражены ею в процессе хозяйственного освоения (Устюрт, Мангышлак, Юго-Восточное Забайкалье, Лено-Виллюйская область и др.).

Разрушение почвенного покрова происходит не только в результате развеивания, но и под действием текучих вод. Атмосферные осадки сопровождаются плоскостным смывом мелких частиц с поверхности почвы, а при ливневом характере дождей — сильным разрушением всей почвенной толщи с образованием промоин и оврагов. Растительность, особенно лесная, задерживает сток атмосферных осадков. Травянистая растительность задерживает до 15—20% выпадающих осадков, кроны деревьев еще больше. Особо важную роль играет лесная подстилка, которая полностью нейтрализует ударную силу дождевых капель и резко снижает скорость текучей воды. Сведение лесов и уничтожение лесной подстилки вызвало усиление в 2—3 раза поверхностного стока за счет сокращения внутрипочвенного стока и питания грунтовых вод (рис. 26). Усиленный поверхностный сток повлек за собой энергичный смыв верхней части почв, наиболее богатой гумусом и элементами питания, способствовал энергичному образованию оврагов. Благоприятные условия для водной эрозии также создавала распашка обширных степей и прерий и низкая культура земледелия.

Смыв почвы обычно усиливается в результате неправильной обработки почвы. На рис. 27 показано проявление эрозии на целинных и обработанных черноземных почвах США. Видно, как почва после распашки подвергается энергичной эрозии.

Смыв почвы (плоскостная эрозия) усиливается явлениями линейной эрозии — размывом почв и почвообразующих пород в результате роста оврагов. В отдельных районах овражная сеть столь развита, что занимает большую часть территории.

Масса смываемой почвы в районах земледелия весьма значительна и составляет от 9 т/га до

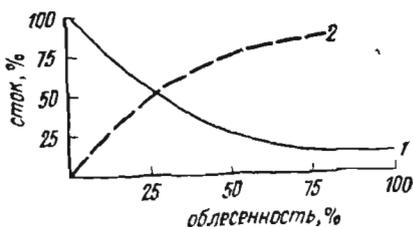


Рис. 26. Влияние степени облесенности территории на соотношение поверхностного (1) и подземного стока (2)

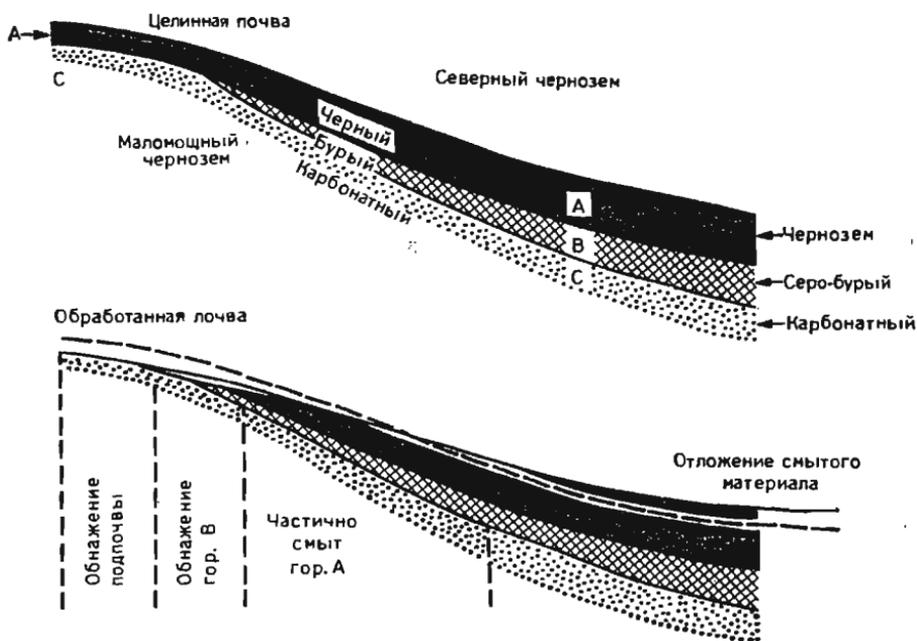


Рис. 27. Влияние эрозии на почвенный профиль целинной и обработанной почвы (по Г. Иенни, 1948)

десятков тонн с каждого гектара. Количество органических веществ, смываемых на протяжении года со всей суши нашей планеты, составляет внушительную цифру — около 720 млн. т.

Эмпирически установлено, что количество почвенных частиц, перемещаемых водой, пропорционально четвертой степени скорости движения воды. Следовательно, увеличение скорости стекающей воды всего в 2 раза вызывает увеличение количества сносимых частиц в 16 раз, поэтому для перемещения твердых частиц имеет существенное значение наклон (крутизна) поверхности. На более крутых склонах увеличивается скорость стока атмосферных вод и соответственно возрастают масса и размер переносимых почвенных частиц.

К предупредительным мероприятиям относятся правильная организация территории с сохранением на крутых склонах лесных насаждений, правильная вспашка (с направлением борозд поперек склонов), регулирование выпаса скота, укрепление прочности почвенной структуры посредством рациональной агротехники. При организации территории и производства необходимо строго учитывать конкретные географические условия. Наиболее эффективными мероприятиями для борьбы с последствиями эрозии являются создание полевых защитных лесных полос, устройство различных инженерных сооружений для задержания поверхностного сто-

ка — плотин, запруд в оврагах, водозадерживающих валов и канав. Систематическая борьба с ветровой и водной эрозией почв — большое общенародное дело в нашей стране.

## ГЛАВА 5

# ЗНАЧЕНИЕ РЕЛЬЕФА В ОБРАЗОВАНИИ И ГЕОГРАФИИ ПОЧВ

Значение рельефа как фактора почвообразования весьма своеобразно. Рельеф района в значительной мере определяет конкретное проявление воздействия других факторов при почвообразовании. Контролируя распределение и взаимоотношение факторов почвообразования, рельеф оказывает весьма сильное влияние на географию почв. При этом роль и значение форм мезо- и макро-рельефа, с одной стороны, и мезо- и микрорельефа, с другой, заметно отличаются.

### 5.1. Значение форм мезо- и макро-рельефа

Влияние форм мезорельефа проявляется преимущественно в регулировании распределения атмосферной влаги, переносимой крупными воздушными массами, и в изменении гидротермических условий в зависимости от абсолютной высоты.

На пространствах равнин и обширных плато происходит постепенное изменение количества атмосферных осадков по мере распространения приносящих их воздушных масс. Это создает необходимые условия для постепенной смены типов растительности и образования биоклиматических зон и подзон. Зональное размещение этих важнейших факторов почвообразования обуславливает формирование почвенных зон и подзон. Проявлению горизонтальной зональности почв благоприятствует однотипность почвообразующих пород. Не случайно почвенные зоны субширотного простираения, как и само явление зональности почв, были открыты на огромной Русской равнине, протянувшейся с севера на юг на тысячи километров и несущей покров супесчано-суглинистых континентальных отложений плейстоцена.

Горные системы вносят существенное изменение в распределение атмосферных осадков и, следовательно, типов растительности и почв. Ярким примером является Северная Америка, где горные системы на западном и восточном побережьях этого материка способствуют изменению простираения горизонтальных почвенных зон с широтного на субмеридиональное.

Для воздушных масс, насыщенных парами воды, трудно преодолимыми преградами являются высокие горы, поэтому в их «вет-

ровой тени» возникают засушливые области, а склоны разной экспозиции получают неодинаковое количество атмосферных осадков. Так, например, у основания западного склона Кавказа, задерживающего влажные воздушные массы, поступающие с запада, осадков выпадает до 2—3 тыс. мм в год, а у основания восточного склона — около 300 мм. Исключительно контрастно распределение осадков на склонах высочайшей горы Африки — Килиманджаро. Склоны южной и восточной экспозиции благодаря задерживанию атмосферной влаги, приносимой воздушными массами с Индийского океана, получают 1—2 тыс. мм в год и покрыты густыми тропическими лесами. Нижняя часть склонов северной и западной экспозиции получает в несколько раз меньше атмосферных осадков и несет покров сухих лесов и кустарников.

С изменением высоты местности меняется температура. В итоге в горах возникает сложное явление вертикальной зональности (поясности) почвенного покрова. Подробнее этот вопрос будет рассмотрен при описании почв горных областей. Здесь лишь отметим, что вертикальная зональность (поясность) является одной из основных закономерностей географии почв.

## 5.2. Значение форм мезо- и микрорельефа

Влияние форм мезо- и микрорельефа на почвообразование проявляется на ограниченной площади в перераспределении солнечной энергии и выпавших атмосферных осадков.

Перераспределение солнечной энергии на поверхности зависит от расчлененности толщи, крутизны склонов и их экспозиции.

В северном полушарии больше инсолируются южные склоны. Так, например, наблюдения, проведенные В. Р. Волобуевым (1963) в Батумском ботаническом саду, показали, что разница в температуре почвы на склонах южной и северной экспозиции в октябре составляла 8°C.

Выпавшие атмосферные осадки частично стекают в пониженные места. В результате почвы верхней части склонов получают меньше влаги, находящиеся рядом почвы понижений — значительно больше. Это способствует более высокому расположению грунтовых вод, или верховодки, в понижениях. Поэтому в отрицательных элементах микро- и особенно мезорельефа почва может быть хорошо увлажнена и даже переувлажнена, хотя на соседних, более высоких участках будет ощущаться недостаток влаги. Расположенные в одном и том же ландшафте, часто разделенные лишь десятками метров почвы отрицательных и положительных элементов рельефа существенно отличаются водно-воздушным режимом, значениями pH, содержанием подвижных форм химических элементов, особенностями большого и малого круговоротов веществ.

Поверхностный сток и перемещение почвенно-грунтовых вод

обуславливают направленную миграцию твердых частиц и растворимых соединений и своеобразный обмен вещества между элементами мезо- и микрорельефа. В результате поверхностного стока талых или дождевых вод верхние горизонты почвы размываются и почвенная масса переносится в относительно пониженные места. Это особенно хорошо заметно в почвах степной зоны. Так, например, в черноземных районах Среднерусской и Приволжской возвышенностей мощность верхних горизонтов почв на склонах увеличивается в 2—3 раза по сравнению с почвами, залегающими на водоразделах. Аналогичная картина имеет место в Северной Америке, где мощность гумусового горизонта лёссовых черноземных почв на водоразделах составляет около 60 см, а на крутых склонах — до 20 см. Одновременно при смыве почвы со склонов происходит намывание почвы в отрицательных элементах рельефа (рис. 28).

Перераспределение почвенной массы под влиянием силы тяжести происходит повсеместно, однако степень выраженности этого процесса в значительной мере определяется характером рельефа. Равнинный рельеф с незначительными понижениями благоприятствует перемещению наиболее тонких частиц. Это происходит, например, на равнинах с системой блюдцеобразных западин, куда сносятся иловатые частицы. При наличии резко расчлененного рельефа со значительной амплитудой высот происходит перемещение грубых обломков. Перераспределение тонких частиц отражается на гранулометрическом и химическом составе почв разных элементов рельефа. Почвы депрессий обогащены тонкодисперсными частицами, вынесенными из почв верхней части склонов.

В еще большей степени влияет мезорельеф на миграцию во-



Рис. 28. Изменение мощности почвы (южных черноземов) и почвообразующих пород (покровных суглинков) по элементам микро- и мезорельефа в условиях Северного Казахстана

дорастворимых веществ. В процессе инфильтрации атмосферных осадков, внутрипочвенного и грунтового стока растворимые химические соединения выносятся из почв, расположенных на относительно повышенных участках рельефа, и частично задерживаются в почвах, расположенных ниже. В результате этого от верхней части склона к депрессии располагается серия почв, находящихся в определенной геохимической связи. Почвы положительных элементов рельефа формируются в независимых, автономных, ландшафтно-геохимических условиях и называются *автоморфными*. Почвы понижений развиваются под воздействием поверхностных и грунтовых вод, обогащенных химическими элементами и соединениями, извлеченными из почв вышерасположенных участков. Следовательно, почвы отрицательных элементов мезорельефа находятся в подчиненных ландшафтно-геохимических условиях. Почвы, формирующиеся под воздействием грунтовых вод, называются *гидроморфными*. Геохимическая зависимость гидроморфных почв от автоморфных называется *геохимическим сопряжением*.

В условиях мезорельефа геохимическая связь имеет одностороннюю направленность: от водораздела к депрессии располагается закономерное сочетание почв, причем почвы относительно низких участков находятся под влиянием более высоких (рис. 29, а). В условиях микрорельефа геохимическое сопряжение почвы, находящейся на разных элементах рельефа, имеет иной характер. Химические элементы, мигрирующие с поверхностным стоком в микрозападины, вмываются с фильтрующимися водами и обогащают почвы. Вместе с тем быстрое иссушение микроповышений вызывает энергичное подтягивание почвенных вод по капиллярам. При этом почвенные воды микрозападин поступают в почвы микроповышений и, в свою очередь, приносят определенные химические соединения. Происходит как бы взаимообмен подвижными соединениями (рис. 29, б). Под влиянием микрорельефа образуется комплекс почв, геохимическая связь между которыми имеет двухстороннюю направленность.



Рис. 29. Схема геохимического сопряжения:

а — условия мезорельефа; 1 — поверхностный сток; 2 — внутрипочвенный сток; 3 — грунтовый сток; б — условия микрорельефа; 1 — поверхностный сток; 4 — движение почвенной влаги (пунктир — подъем воды по капиллярам)

### 5.3. Понятие о структуре почвенного покрова

Изменение биоклиматических факторов на поверхности континентов влечет за собой образование обширных почвенных зон и подзон. Вместе с этим на небольших участках внутри зон может происходить быстрая смена почв. Ведущим фактором такого явления, как было показано ранее, являются формы мезо- и микро-рельефа. Это обстоятельно, отмеченное еще В. В. Докучаевым, было положено в основу методики почвенного картирования.

Г. Д. Глинка, который являлся организатором широких почвенно-съемочных и картографических работ на базе генетического почвоведения, обращал внимание на необходимость изучения внутризональной «топографии почв» и учета влияния не только резких колебаний рельефа, но и мелких, почти не отмечаемых глазом форм микрорельефа.

Для установления связей элементов рельефа при картировании почв прежде всего выбирают типичные для данного района участки, которые являются опорными («ключами») в дальнейших исследованиях. На основании детальных исследований на опорном участке устанавливают связь элементов рельефа с растительными ассоциациями, составом почвообразующих пород и почвами. Это достигается посредством проведения ряда профилей, пересекающих различные элементы рельефа. Установив приуроченность определенных почвенных разновидностей к формам мезо- и микрорельефа изучаемого района, исследователь получает возможность широко использовать гипсометрическую основу для составления почвенной карты.

Опыт картирования почв привел ученых к заключению, что в строении почвенного покрова природных зон принимает участие не одна, а комбинация нескольких почв. Выяснилась роль рельефа в образовании почвенных комбинаций. Распределение почв по элементам мезорельефа в разных зонах Русской равнины впервые изучил Г. Н. Высоцкий. Подчеркивая важную роль определенных форм рельефа в образовании зональных автоморфных почв, он предложил их называть *пласорными*\*. Обобщив большой опыт, С. С. Неуструев (1915) обосновал представление о *комплексах почв*, связанных с микрорельефом, и *сочетаниях*, связанных с формами мезорельефа.

Структура почвенного покрова может быть обусловлена не только формами рельефа, но и другими факторами: составом почвообразующих пород, степенью развития рельефа и возрастом его разных элементов, влиянием грунтовых вод и пр. С. С. Неуструев пришел к выводу, что представление о зональных почвах следует заменить представлением о зональных или областных почвенных комбинаци-

\* От гр. *Placos* — плоскость, равнина.

ях. Им же была предпринята первая попытка анализа развития структуры почвенного покрова в связи с развитием рельефа.

Большое значение имели работы английского исследователя Дж. Милна. Изучая почвы Восточной Африки, он разработал учение о катенах\* — сочетаниях почв, закономерности образования которых регулируются не только формами мезорельефа, но также возрастом этих форм и составом почвообразующих пород. Появление этих представлений не было случайным. Подобно тому как Русская равнина является идеальной территорией для проявления горизонтальной зональности почв, условия Восточной Африки исключительно благоприятны для образования закономерных комбинаций почв, выдержанных на значительной площади. Рельеф этого субконтинента образован остатками поверхностей выравнивания разного возраста. Поверхностям определенного возрастного интервала соответствуют продукты выветривания и континентальные отложения, на которых сформированы соответствующие почвы. Комбинации разновозрастных элементов мезорельефа и почвообразующих пород обуславливают определенные сочетания почв, которые были названы катенами.

Идеи Милна о том, что почвенный покров конкретного района, как правило, не однороден, а представлен комбинацией почв в зависимости от элементов рельефа, их возраста и слагающих их образований, оказались перспективными и были восприняты не только почвоведом, но также геоботаниками и экологами.

Характерная особенность всех почвенных комбинаций, связанных с мезо- и микрорельефом, — геохимическое сопряжение почв, входящих в комбинацию. Но в некоторых случаях неоднородное строение почвенного покрова имеет место при очень ровной поверхности. Наиболее обычные факторы образования подобных явлений — геологические условия (изменчивость состава почвообразующих пород, влияние почвоподстилающих пород и т. п.). Такие почвенные комбинации, обладающие резкой контрастностью почв, называются *мозаикой*. Геохимическая связь между почвами в этих комбинациях сильно затруднена или практически отсутствует.

## ГЛАВА 6 МОРФОЛОГИЯ ПОЧВЫ

Как всякое природное тело, почва обладает суммой внешних признаков, определенной *морфологией*. Хотя морфологические признаки и доступны для непосредственного наблюдения, однако визуальные наблюдения часто недостаточны; для точного определения морфологических признаков используются как простые при-

\* От лат. Catena — цепь.

способления (например, лента с сантиметровыми делениями для определения мощности почвы), так и достаточно сложные приборы (например, поляризационные микроскопы, применяемые для изучения микроскопических морфологических признаков).

Морфологические признаки почвы являются результатом процессов ее формирования и, естественно, отражают ее химические и физические свойства. Исследователи, зная взаимосвязь между отдельными процессами при формировании почвы и проявлениями этих процессов в виде морфологических особенностей почвы, могут непосредственно в конкретной полевой обстановке на основании визуальных наблюдений делать обоснованные выводы о процессах, сформировавших почву, и о свойствах, приобретенных почвой в результате действия этих процессов.

В качестве основных морфологических признаков почвы выделяют: 1) почвенный профиль; 2) новообразования; 3) почвенную структуру; 4) цвет (окраску) почвы; 5) включения.

### 6.1. Почвенный профиль

Наиболее важным морфологическим признаком почвы является ее строение, т. е. закономерное изменение почвенной толщи сверху вниз, на первый взгляд напоминающее слоистость. Эта псевдослоистость обусловлена разделением почвенной толщи на *генетические горизонты*, составляющие *почвенный профиль*. Генетические горизонты обособляются постепенно в процессе формирования почвы, но даже в окончательно сформированных почвах горизонты, как правило, не имеют резкой границы и постепенно переходят один в другой. Этим они отличаются от осадочных слоев, отделяющихся друг от друга четкой границей. Принцип расчленения почвенной толщи на генетические горизонты установлен впервые В. В. Докучаевым, им же введены буквенные обозначения для генетических горизонтов.

В различных типах почв генетические горизонты будут существенно отличаться, однако в самом первом приближении можно выделить следующие два типа строения почвенного профиля.

Первый тип *строения почвенного профиля* характерен для *автоморфных почв*, формирование которых происходит в условиях хорошо дренируемых водоразделов. Эти почвы формируются под влиянием атмосферной влаги, систематические нисходящие токи которой обуславливают закономерное перемещение химических элементов сверху вниз. Режим почвенной влаги в этих условиях может быть как промывным, так и непромывным. Амплитуда перемещения соответствует подвижности элементов в условиях конкретного ландшафта. Формирование профиля автоморфных почв схематично изображено на рис. 30. Приведем характеристику основных генетических горизонтов почвенного профиля этого типа.

1. *Перегнойно-аккумулятивная часть профиля* обычно обозначается символом А. Здесь совершается преобразование отмер-

шего органического вещества и происходит систематическое накопление почвенного перегноя. Одновременно имеет место аккумуляция зольных элементов, необходимых для нормального питания растений.

В перегнойно-аккумулятивной части профиля развиты не только процессы накопления; часть химических элементов в виде подвижных как органических, так и неорганических соединений выносятся за пределы гумусового горизонта  $A_1$ . Однако в целом

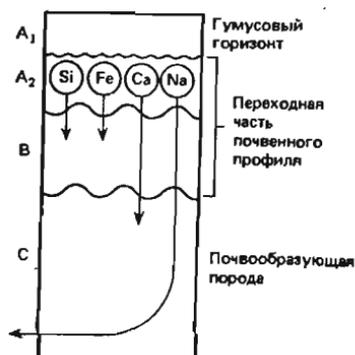


Рис. 30. Схема формирования генетических горизонтов профиля автоморфных почв



Рис. 31. Схема формирования генетических горизонтов профиля гидроморфных почв

здесь преобладает тенденция к накоплению. Цвет аккумулятивной части профиля более или менее темный от содержания органических соединений, мощность меняется в различных почвах от нескольких сантиметров почти до метра. На поверхности почвы часто накапливаются слабо измененные растительные остатки, образуя лесную подстилку или степной войлок, которые обозначаются  $A_0$ , или торфяной горизонт  $A_T$ .

2. *Переходная часть профиля* представляет постепенный переход от гумусового горизонта к почвообразующей породе. В пределах переходной части профиля совершаются различные, часто противоположно направленные процессы.

Явления вымывания характерны для верхнего горизонта переходной части профиля. В некоторых почвах они выражены необычайно сильно (например, в подзолистых почвах). В этом случае обособляется самостоятельный горизонт вымывания, откуда вынесены все более или менее подвижные соединения.

Под воздействием нейтральных и даже слабощелочных растворов выщелачиваются и выносятся легкорастворимые соли (хлориды и сульфаты натрия и магния). В результате действия слабощелочных растворов выносятся менее растворимые соли (сульфаты кальция, карбонаты). В случае сильноокислых почв (рН

почвенного раствора около 5 и ниже) за пределы горизонта вымывания также выносятся оксиды железа и марганца. Кроме того, в результате движения гравитационных вод перемещаются тонкодисперсные частицы. Вследствие этого горизонт вымывания приобретает белесую окраску, напоминающую цвет золы, и резко выделяется на почвенном профиле. Горизонт вымывания принято обозначать символом  $A_2$ .

В нижней половине переходной части профиля преобладают явления вымывания, т. е. выпадения соединений тех химических элементов и мелких частиц, которые были вымыты из верхней части почвенной толщи. Глубина перемещения частиц и соединений в разных условиях довольно значительно отличается, однако в общем более растворимые соединения мигрируют глубже, чем менее растворимые. Поэтому понятие о горизонте вымывания почвенного профиля несколько неопределенное. Обычно в качестве горизонта вымывания (*иллювиального горизонта*) выделяют горизонт вымывания высокодисперсных глинистых частиц, гидроксидов железа и марганца. Иллювиальный горизонт четко выделяется в почвенном профиле более темной окраской и большей плотностью. Горизонт вымывания обозначается символом В. Этим же символом обозначается весь переходный горизонт в тех почвах, в которых не происходит обособления горизонтов вымывания и иллювиального.

3. Ниже переходной части профиля залегает *почвообразующая порода*, обозначаемая в почвоведении как горизонт С. Следует отметить, что верхняя часть горизонта С несет следы почвообразования в виде соединений, привнесенных сюда из верхней части почвенного профиля.

4. В том случае, когда почвообразующая порода имеет небольшую мощность и в обнажении или в шурфе вскрывается порода, подстилающая почвообразующую, то она называется *почвоподстилающей* и обозначается символом D.

Такова схема строения почв с относительно глубоким положением грунтовых вод.

Иным типом строения профиля обладают *гидроморфные почвы*, формирование которых происходит в условиях близкого расположения грунтовых вод. В этом случае процесс почвообразования протекает под воздействием грунтовых вод, которые периодически или постоянно обогащают почвенную толщу определенными химическими элементами и создают специфическую геохимическую обстановку. Режим почвенной влаги в этих условиях соответствует выпотному или застойному.

При близком залегании грунтовых вод и капиллярном их подъеме в почвенную толщу различные соединения будут выпадать примерно в той же последовательности, как и в случае нисходящего движения вод. Однако в то время как при нисходящем движении ближе к поверхности расположены менее растворимые соединения, при восходящем движении грунтовых вод имеет мес-

то обратная картина — более растворимые соединения находятся близко к поверхности или располагаются непосредственно на ней. Поэтому почвенный профиль гидроморфных почв состоит, во-первых, из более или менее выраженной перегнойно-аккумулятивной части и, во-вторых, из системы минерально-аккумулятивных горизонтов, каждый из которых называется по слагающему его соединению. На рис. 31 выделяются (снизу вверх) карбонатный, гипсовый и сульфатно-натриевый горизонты.

Помимо двух основных типов строения почвенного профиля — автоморфного и гидроморфного, в природе встречаются многочисленные случаи переходного строения профиля почвы. Это объясняется сменой условий автоморфного и гидроморфного почвообразования.

При более детальном изучении строения почвенного профиля внутри основных генетических горизонтов выделяют характерные подгоризонты. Например, в горизонте вымывания подзолистой почвы выделяют подгоризонты В<sub>1</sub>, В<sub>2</sub>, В<sub>3</sub>.

В настоящее время ряд ученых разрабатывает систему более сложной индексировки горизонтов почвенного профиля. Многие почвоведы справедливо рассматривают горизонты почвенного профиля не только как генетические, но и как диагностические. В США разработана оригинальная номенклатура почв, в значительной мере основанная на учете диагностических горизонтов. Недостатком этой системы является излишняя формализация.

Сумма мощностей всех горизонтов составляет мощность почвы, или почвенного профиля.

Интересен характер смены генетических горизонтов. Обычно переход между ними очень постепенный, поэтому граница между горизонтами в известной мере условна и представлена не линией, а некоторой переходной полосой. Иногда переход между горизонтами чрезвычайно четкий, но граница при этом бывает не обязательно ровной, а языковатой. В этом случае масса верхнего горизонта в виде языков и потеков заходит в пределы нижерасположенного генетического горизонта.

## 6.2. Новообразования

В процессе почвообразования происходит закономерное перераспределение химических элементов по почвенному профилю. При этом часть элементов распределяется сравнительно равномерно в почвенной массе каждого генетического горизонта; другая часть образует соединения, имеющие тенденцию к обособлению. *Морфологически хорошо сформированные, четко обособленные от почвенной массы скопления минералов, возникших в процессе гипергенеза и почвообразования, носят название новообразований.*

Конкретные новообразования приурочены к определенным типам почв (рис. 32). Это обстоятельство было впервые обнаруже-

но В. В. Докучаевым (1899) как проявление зональности в «минеральном царстве».

Изучение новообразований позволяет понять не только процессы, совершающиеся в современных почвах. Восстановить характер древней почвы по строению ее профиля обычно невозможно, так как верхняя часть профиля древних почв, как правило, в большей или меньшей степени денудирована. Мало помогают и обычные хи-

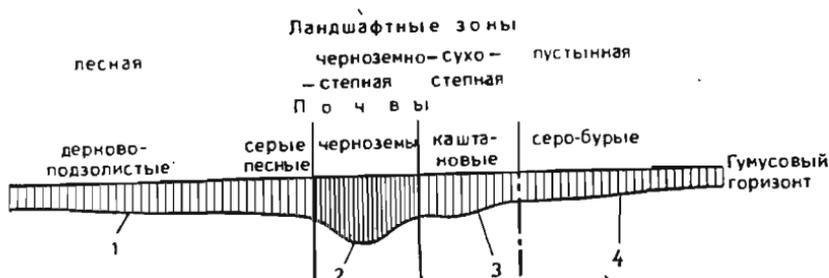


Рис. 32. Географическое распространение новообразований в почвах главных ландшафтов СССР. Распространенные новообразования:

1 — вторичные силикаты, гидроксиды железа, гидроксиды марганца; фосфаты  $Fe^{2+}-Fe^{3+}$ ; 2 — карбонаты кальция; 3 — карбонаты кальция, гипс; 4 — карбонаты кальция; гипс; водорастворимые хлориды

мические определения (рН, содержание и состав гумуса и пр.), ввиду того что после захоронения почва претерпевает столь глубокие преобразования, что установить ее тип чрезвычайно трудно. Объективно судить о характере погребенных почв можно главным образом на основании изучения реликтовых новообразований.

Морфологически новообразования весьма разнообразны — пленки, землистые массы, корочки, изолированные кристаллы и их сростки, друзы, щетки, конкреции самых различных форм и размеров и, наконец, пропластки и целые плиты. Не менее разнообразны их химический и минералогический составы. Среди почвенных и гипергенных новообразований есть представители почти всех классов минералов: сульфиды, галогениды, оксиды, нитраты, карбонаты, сульфаты, фосфаты, силикаты и некоторые другие группы.

Для почвообразования в условиях таежно-подзолистой зоны наиболее типично возникновение таких новообразований, как гидроксиды железа и марганца, а также находящиеся с ними в тесном парагенезисе вторичные железистые силикаты. Железистые новообразования в глинистых почвах обычно имеют вид мелких конкреций (*ортштейны*), а в песчаных — пропластков различной мощности (*ортсанды*). Менее распространены чисто марганцевые новообразования, имеющие вид черных пятен и мелких дробовидных конкреций. Для гидроморфных почв этой зоны также характерны своеобразные трубчатые конкреции, образовавшиеся вокруг отмерших корней (*поренштейны*), и скопления и пропластки фосфатов

железа. Типичные формы железистых новообразований приведены на рис. 33.

В почвах лесостепной зоны меньшим распространением пользуются железомарганцевые новообразования, их место постепенно с севера на юг занимают карбонатные новообразования. Они образуют нежные налеты, напоминающие плесень или грибной мицелий.

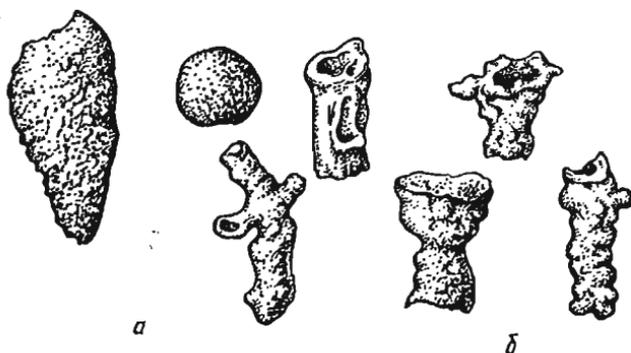


Рис. 33. Типичные формы железистых новообразований: а — округлые стяжения — ортштейны; б — трубчатые стяжения — поренштейны (×4)

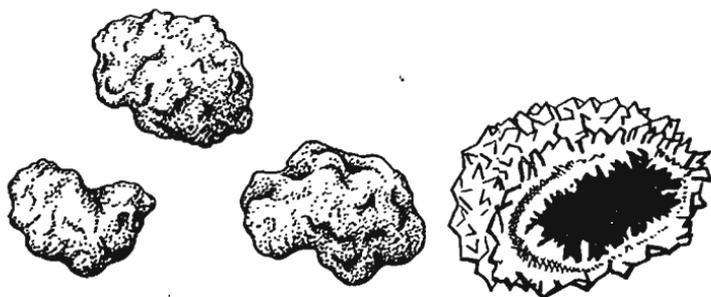


Рис. 34. Карбонатные стяжения (журавчик) и гипсовая конкреция из почвы (×2)

лий (карбонатный псевдомицелий), рыхлые скопления и пятна (белоглазка) и разнообразные стяжения (рис. 34).

С. А. Захаров (1927) проследил развитие карбонатных стяжений и использовал народные названия для обозначения отдельных стадий развития. Мучнистая белоглазка постепенно переходит в плотное стяжение — журавчик. С течением времени в центральной части журавчика образуется полость. Такое карбонатное стяжение называется дутиком, а при наличии в центральной полости обломка — погромком. В дальнейшем в результате роста полости стяжение разрывается трещиной. Подобные стяжения называются жел-

*ваком.* Карбонатные новообразования на щебне получили название карбонатных корок или бородок.

При почвообразовании в условиях степной зоны железо-марганцевые новообразования и железистые силикаты формируются лишь в гидроморфных почвах. В автоморфных почвах здесь широко представлены карбонатные новообразования и в значительном количестве проявляются гипсовые — мелкокристаллические друзочки и конкреции (рис. 34). В условиях сухих степей умеренного климата к карбонатным и гипсовым новообразованиям добавляются водорастворимые минералы (хлориды и сульфаты), образующие тонкие налеты и скопления.

В пустынных условиях субтропической и тропической зон преобладают гипсовые и водорастворимые хлоридно-сульфатные новообразования. Для пустынных почв некоторых районов Средней Азии и Казахстана характерны *реликтовые новообразования* (шестоватый гипс и др.). Гипсовые и карбонатные коры как свидетели эпох обводнения широко распространены в аридных субтропиках и тропиках за рубежом. В почвах влажных и перемененно влажных тропиков и субтропиков вновь появляются новообразования железа и марганца.

К новообразованиям относят так называемую *кремнеземистую присыпку*, образующуюся при энергичном вымывании из верхних горизонтов почвы. Кремнеземистая присыпка особенно характерна для кислых лесных почв. Она представляет собой тонкий белесоватый налет на поверхности почвенных отдельностей. Под микроскопом видно, что кремнеземистая присыпка сложена не аморфной кремнекислотой, как предполагали некоторые почвоведы, а мелкими зернами обломочных минералов, главным образом кварца, «отмытыми» от тонкодисперсных частиц.

Своеобразные новообразования представляют собой *фитолитарии* — минеральные соединения, возникающие в растениях и после разложения органических остатков остающиеся в почве. Почвенные фитолитарии впервые были изучены в середине прошлого века крупным русским геоботаником Ф. И. Рупрехтом. Среди фитолитарий в почвах преобладают выделения аморфного кремнезема (опал) и щавелевокислого кальция (минерал вевеллит). Особенно разнообразны формы выделений опала в злаках.

### 6.3. Структурность почв

Под *структурностью* подразумевается способность почвы распадаться на отдельности, имеющие определенный размер и форму.

Форма *структурных отдельностей*, их размер и прочность четко отражают характер процессов, протекающих в почве. Генетические горизонты различных типов почв различаются морфологией отдельностей. Их погоризонтное изучение в почвенном профиле дает важные сведения о генезисе исследуемой почвы.

Прочность отдельностей зависит от ряда причин, в первую оче-

редь от характера биологических процессов, количества гумуса и тонкодисперсных частиц и их состава, от состава поглощенных катионов и почвенного раствора. Массу, склеивающую и цементирующую отдельные частицы в агрегаты, образуют гели органических веществ и тонкодисперсных минералов. Поэтому песчаные



Рис. 35. Влияние географических условий на структурообразование в почвах США (по Г. Йенни, 1948):

1 — агрегированность пыли и глины, %; 2 — общее содержание агрегатов, %

почвы, лишенные глинистых частиц и содержащие мало гумусовых веществ, бесструктурны. Могут быть бесструктурны и глинистые почвы, если в составе поглощенных катионов содержится мало кальция. Так как кальций является энергичным коагулятором, то его присутствие сопровождается коагуляцией органических и минеральных тонкодисперсных веществ. Натрий способствует диспергированию почвенных агрегатов. Почвы, содержащие поглощенный натрий, при намокании расплываются, а при высыхании образуют растрескавшуюся корку. Важную роль в структурообразовании в гумусовом горизонте играют травянистые растения, создающие своей корневой системой комковатую структуру.

Изменение условий почвообразования отражается на структуре гумусового горизонта. Это условно изображено на схеме, иллюстрирующей изменение количества структурных отдельностей в почвах Северной Америки (рис. 35). Прочность структуры пахотного горизонта имеет весьма важное значение в земледелии.

Структурные отдельности почвы обладают некоторым, правда очень отдаленным, сходством с кристаллами. Поэтому структурные отдельности подразделяются на следующие три основных типа: 1) кубовидный тип, у которого отдельности имеют примерно одинаковые размеры по всем трем измерениям и обычно представлены неправильными многогранниками; 2) призмовидный тип отдельностей характеризуется преобладанием одного из трех измерений, в силу чего отдельность более или менее вытянута вверх; 3) плитовидный тип, при котором отдельность уплощена по высоте и развита по двум другим измерениям.

Важное значение для характеристики отдельностей имеет их размер.

На основании соотношения формы и размера классификация структурных отдельностей почвы, согласно С. А. Захарову и С. А. Мониному, может быть представлена следующим образом (табл. 17).

Таблица 17. Классификация структурных отдельностей почв  
Кубовидный тип

Структура	Характеристика	Размеры отдельностей, см
Глыбистая Комковатая Ореховатая Зернистая Пылеватая	Грани и ребра плохо выражены  Грани и ребра хорошо выражены	Более 5 0,05—5 0,7—2,0 0,05—0,7 0,05
<i>Призмовидный тип</i>		
Структура	Характеристика	Поперечный размер отдельностей, см
Столбчатая	Гладкие боковые грани, округлая верхняя граница, плоская нижняя	2—5
Призматическая	Гладкие, часто глянцеваыте грани и острые ребра	1—5
<i>Плитовидный тип</i>		
Структура	Характеристика	Толщина отдельностей, мм
Плитчатая	Отдельности представлены тонкими прослойками различной плотности и окраски	3—5
Пластинчатая	Тонкие, не выдержанные по простиранию пластиночки, утончающиеся к краям	1—3
Листовидная		Тоньше 1

Внешний вид структурных отдельностей приведен на рис. 36. Название структуры почвы дается по преобладающим отдельностям. Следует отметить, что структура генетических горизонтов

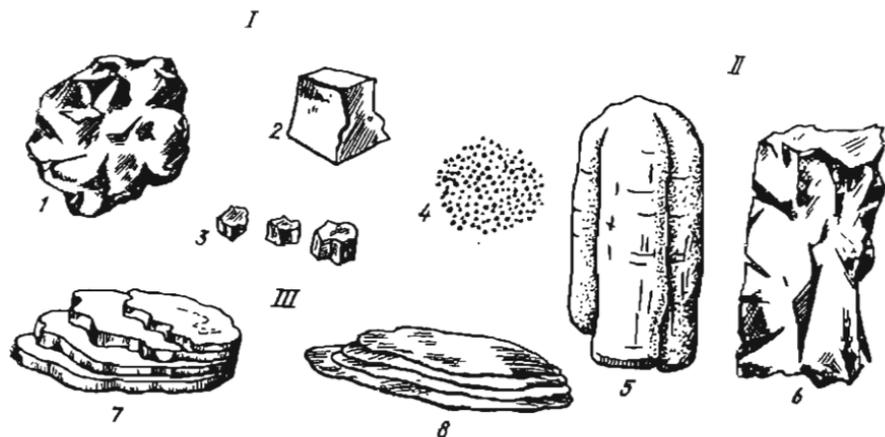


Рис. 36. Структурные отдельности:

I — кубовидный тип (1 — комковатая структура; 2 — ореховатая; 3 — зернистая; 4 — пылеватая); II — призмовидный тип (5 — столбчатая; 6 — призматическая); III — плитовидный тип (7 — пластинчатая; 8 — листоватая)

часто бывает не совсем однородной. В этих случаях соответственно с характером структурных отдельностей почвенной структуре дается двойное название, например: комковато-зернистая, средне-мелкокомковатая и т. д.

Для различных типов почвы характерна определенная структура. Так, например, зернистая характерна для гумусового горизонта черноземов; ореховатая — для горизонта В дерново-подзолистых и серых лесных почв; пластинчатая и листоватая — для горизонта  $A_2$  этих почв; для горизонта вымывания солонцов типична столбчатая структура.

#### 6.4. Цвет почвы

Окраска почв довольно разнообразна и зависит от состава почвообразующих пород и типа почвообразования. По цвету многие почвенные типы получили свое название: черноземы, красноземы, сероземы и т. д.

Темная окраска верхнего горизонта почвы обусловлена преимущественно гумусовыми соединениями. Красновато-ржавый цвет указывает на присутствие значительного количества оксидного железа. Сизые тона свидетельствуют об отсутствии свободных оксидов железа. Черные пятна и прослойки на красновато-буром фоне связаны с гидроксидами марганца. Белесая окраска обычно бывает при относительном накоплении тонкодисперсных кварцевых зерен. Белый цвет, как правило, обязан скоплениям карбонатов и сульфатов. Цвет нижних горизонтов почвенного профиля в основном определяется окраской почвообразующих пород, их составом и степенью выветривания. Особенно характерны различные оттенки коричнево-бурого цвета, обусловленные окраской плейстоценовых отложений — наиболее распространенных почвообразующих пород.

Окраска сильно меняется от степени влажности и источника света, поэтому окончательное определение окраски принято делать по образцам, находящимся в воздушно-сухом состоянии, при рассеянном дневном освещении.

Для унифицирования цветových определений С. А. Захаров предложил треугольник цветов, в вершинах которого расположен белый, черный и красный цвет, а по сторонам и медианам нанесены названия возможных цветов, производных от смешивания трех основных. За границей широко используются специальные цветные таблицы Манселла, которыми пользуются как эталонами для определения цвета.

Однако определение цвета на глаз весьма субъективно. Вследствие этого такой важный морфологический признак, как цвет генетических горизонтов почвы, в настоящее время совершенно недостаточно используется при почвенных исследованиях. Поэтому предпринимаются усилия для выработки приемлемой методики количественной характеристики цвета почвы. Количественная оценка цвета в лабораторных условиях возможна при помощи фотометра. Первый опыт в этом направлении был сделан Г. Покровским еще

в 1928 г. Весьма обстоятельные исследования провели А. И. Обухов и Д. С. Орлов (1964), И. И. Карманов (1973), которые при помощи спектрофотометра определили спектральную отражательную способность главных типов почв. В. В. Добровольским и Р. П. Чупахиной (1969) разработана методика полевого количественного определения цвета почв и рыхлых отложений на основе использования портативного фотоэлектрического люксметра с набором светофильтров.

Гуминовые кислоты и гумин резко снижают отражение по всему диапазону световых волн. Для почвообразующих пород (плейстоценовых отложений) характерно более сильное поглощение коротковолновой части спектра. Проведенные нами исследования позволили обнаружить, что поглощение коротковолнового (сине-фиолетового) излучения связано преимущественно с тонкодисперсной частью почвообразующих пород, а не со свободным оксидом железа, как ранее считали. Тонкодисперсная масса четвертичных отложений поглощает до 90% сине-фиолетовых лучей. По направлению к югу, с нарастанием аридности, отражательная способность тонкодисперсной части четвертичных отложений увеличивается. Песчаная часть почв и почвообразующих пород характеризуется более высокой отражательной способностью и более равномерным отражением различных участков видимого спектра.

Гумусовый горизонт различных почв обладает различной степенью поглощения света. Наиболее интенсивно поглощает свет гумусовый горизонт мощных и обыкновенных черноземов. К северу и особенно к югу отражательная способность гумусового горизонта почв повышается. Расчеты показали, что интегральное отражение гумусовых горизонтов (%) составляет:

В дерново-подзолистой почве . . . . .	32	В южном черноземе . . . . .	22
В серой лесной почве . . . . .	30	В каштановой почве . . . . .	28
В мощном черноземе . . . . .	16	В светлом сероземе . . . . .	49
В обыкновенном черноземе . . . . .	17	В корковом солончаке . . . . .	67

Как установили А. И. Обухов и Д. С. Орлов, поглощение света почвой связано не с общим содержанием органического вещества, а с количеством гуминовых кислот. Гуминовые кислоты являются сильным поглотителем света: в сухом состоянии они поглощают до 98% световых лучей.

В почвах, по профилю которых происходит значительное перемещение тонкодисперсных частиц, под гумусовым горизонтом отражательная способность повышается. Это особенно характерно для горизонта вымывания ( $A_2$ ) подзолистых почв. В горизонте вымывания этих почв в результате повышения содержания тонкодисперсных частиц и гидроксидов железа отражательная способность вновь понижается. В почвах, по профилю которых не происходит существенного перемещения тонкодисперсной массы (напри-

мер, в черноземах), отражательная способность увеличивается с глубиной.

Интенсивность поглощения света возрастает с увеличением влажности. Увлажнение до полной капиллярной влагоемкости снижает отражательную способность в 2—3 раза. Дальнейшее увлажнение не оказывает существенного влияния.

### 6.5. Включения

*Включения* представляют собой ясно выделяющиеся элементы почвенной массы, генетически не связанные с процессом почвообразования. К ним относятся единичные валуны или галька, находящиеся в составе почвообразующих пород, остатки животных (кости, раковины), захороненные стволы деревьев, а также археологические остатки — следы исчезнувших культур.

Включения дают возможность судить о генезисе почвообразующих пород. Например, даже единичные валуны кристаллических пород в покровных отложениях указывают на связь вещественного состава этих отложений с ледниковыми. Ценные сведения о возрасте почв можно получить при нахождении в них археологических остатков. В погребенных почвах Поволжья, Украины, бассейна Дона и других районов обнаружены многочисленные стоянки древнего человека с разнообразными орудиями и изделиями.

### 6.6. Микроморфология почвы

На первых этапах развития почвоведения внимание исследователей привлекали преимущественно крупные морфологические признаки. В последние десятилетия энергично изучаются микроскопические морфологические признаки почвы, исследование которых невозможно невооруженным глазом. Это направление, получившее название *микроморфологии*, в значительной мере создано трудами немецкого ученого В. Л. Кубиены.

Особенностью микроморфологии является не сам факт применения микроскопа для изучения почвы. Микроскоп при исследовании некоторых компонентов почвы применялся еще в середине XIX в., а первое специальное микроскопическое исследование почв в России было выполнено П. Я. Крутицким в 1881 г., т. е. раньше, чем был опубликован труд В. В. Докучаева «Русский чернозем» (1883), в котором заложены основы учения о морфологии почвы. В дальнейшем некоторые отдельные гранулометрические фракции почв, а также и почвообразующие породы в целом (в виде шлифов) изучались рядом исследователей для решения отдельных частных вопросов. Совершенно новым методом в почвоведении стало систематическое изучение в шлифах с ненарушенной структурой почв всей суммы микроморфологических признаков для познания генезиса почв. Исследование почвенных шлифов под таким углом зрения дает возможность как бы увидеть динамику почвообразования.

Для автоморфных почв и кор выветривания гумидных ландшафтов характерно явление перемещения тонкодисперсных частиц по порам и трещинам. Это обстоятельство связано с ненасыщенностью тонкодисперсных частиц. Своеобразные натечные образования перемещенных тонкодисперсных масс (рис. 37) типичны для дерново-подзолистых, серых и бурых лесных и некоторых других типов

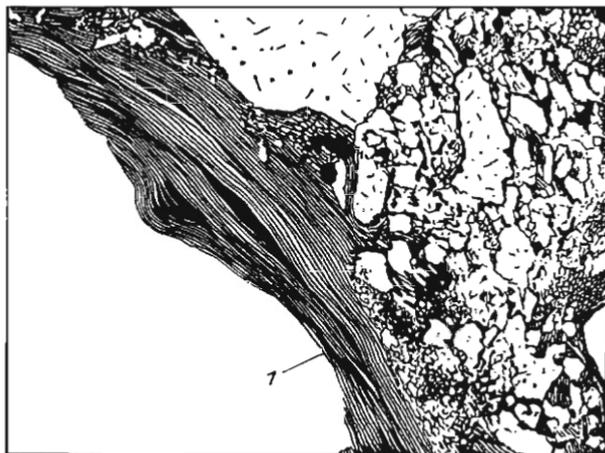


Рис. 37. Субпараллельные скопления перемещенных тонкодисперсных глинистых частиц (1) на стенке поры в горизонте В дерново-подзолистой почвы (прозрачный шлнф,  $\times 150$ )

почв. В автоморфных почвах аридных ландшафтов в результате насыщения их кальцием перемещения тонкодисперсных частиц не происходит и почвенная масса прочно агрегирована.

Различные формы органического вещества приурочены к определенным почвам. Например, для дерново-подзолистых и серых лесных почв типичны сильно разложившиеся растительные остатки. Формы грубого гумуса с хорошо сохранившимися растительными остатками соответствует торфяно-болотным почвам.

Почвенные новообразования резко различаются микроструктурой (размером кристаллических зерен) и микротекстурой (взаимным расположением этих зерен) в зависимости от условий формирования. Новообразования, которые возникают в условиях резкого пересыщения раствора, имеют криптокристаллическую структуру (размер зерен обычно менее 0,01—0,02 см). Микротекстура этих новообразований часто сохраняет следы гелевого состояния. Таковы карбонатные, железистые, марганцевые новообразования.

В результате микроморфологических исследований в почве и коре выветривания установлены процессы, которые ранее не были

известны. В частности, было обнаружено явление гипергенного метасоматоза\*. Это явление заключается в разрушении почвенных частиц (главным образом тонкодисперсных), в процессе роста некоторых новообразований. При этом объем почвенной массы замещается равным объемом новообразованного вещества.

В различных генетических горизонтах образуются неодинаковые почвенные микроотдельности. Эти отдельности, по предложению австралийского микроморфолога Р. Брюера, называют «педы». В их состав входят тонкодисперсные и более крупные частицы. Микроотдельности сочетаются в более сложные агрегаты, образуя общее микростроение почвы.

## ГЛАВА 7

### ОБЩИЕ ЧЕРТЫ ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ. КЛАССИФИКАЦИЯ ПОЧВ

Характерная особенность почвы — ее положение на поверхности суши, где наружная часть литосферы, атмосфера и гидросфера тесно связаны процессами обмена вещества. В почве активно накапливаются химические элементы, поступающие из атмосферы, и, в свою очередь, из почвы в атмосферу выделяются вещества в виде газов и паров, а также твердые частицы, образующие аэрозоли. Из почвы поверхностные и грунтовые воды выносят растворимые соли, которые затем с континентальным стоком поступают в Мировой океан. Из океана 10% этих солей вновь возвращается на сушу с воздушными массами морского происхождения. Таким образом, процессы массообмена между педосферой (почвенным покровом мира), атмосферой и Мировым океаном имеют круговой, вернее, циклический характер.

Наиболее важная роль в этих миграционных циклах принадлежит живым организмам, «живому веществу», как назвал суммарное количество всех живых организмов В. И. Вернадский. Живое вещество в неодинаковой мере поглощает разные химические элементы, определенным образом их сортирует и перераспределяет. Этот процесс наиболее активно протекает в почве, так как животные и растительные организмы насыщают ее, являются ее составной частью. Подчеркивая уникальность почвы, состоящей как из неживых, так и живых компонентов, В. И. Вернадский назвал почву *биокосным телом*.

#### 7.1. Геохимия и энергетика почвообразования

Почва — основная арена взаимодействия между живым веществом и неживой природой (горными породами, водами, воздухом).

\* От гр. *meta* — после, *soma* — тело.

В ней протекают разнообразные геохимические и биологические процессы. С одной стороны, почва наследует те химические элементы, которые содержатся в почвообразующих породах в итоге геологического развития данного района. С другой стороны, эти химические элементы энергично перераспределяются под влиянием факторов почвообразования, в первую очередь под влиянием жизнедеятельности животных и растительных организмов.

Высшие растения суши ежегодно синтезируют более 100 млрд. т сухого органического вещества. Принимая, что зольные элементы и азот составляют около 5% этой массы, можно заключить, что на суше вовлекается в биологический круговорот несколько миллиардов тонн химических элементов.

Оценить влияние биологического круговорота на перераспределение химических элементов можно путем определения степени их концентрации наземной растительностью. Эта величина выражается отношением содержания химического элемента в сухом веществе растений к содержанию этого же элемента в земной коре. Если степень биологической концентрации невелика, то, несмотря на значительное абсолютное содержание химического элемента в растительном веществе, растительность не оказывает существенного влияния на перераспределение данного элемента. Например, среднее содержание кремния в наземной растительности составляет около 0,2% от всей массы растительного вещества. Абсолютное значение этой величины, безусловно, значительно. Однако содержание кремния в литосфере составляет 27,6%. Следовательно, степень накопления кремния растительностью невелика — около 0,01, поэтому значение растительности для перераспределения кремния сравнительно небольшое.

Порядок содержания фосфора и кремния в растениях одинаков, однако содержание фосфора в литосфере в несколько сотен раз меньше, чем кремния. Следовательно, растительность весьма энергично концентрирует фосфор, и этот процесс имеет важное значение для перераспределения фосфора.

О направленности биологического круговорота можно получить представление, если определить коэффициенты биологического поглощения распространенных химических элементов наземной растительностью. Указанный коэффициент численно равен отношению концентрации химического элемента в золе растительности суши к его средней концентрации в литосфере. Это графически показано в верхней части рис. 38. Растительность оказывает активное воздействие на перераспределение многих химических элементов, в первую очередь углерода, азота, фосфора, серы и галогенов.

Весьма существенное влияние на состав почвы оказывает водная миграция химических элементов. По данным А. П. Лисицына (1974), поверхностными водами выносятся в течение года со всей суши более  $3 \cdot 10^9$  т растворенных и около  $20 \cdot 10^9$  т твердых веществ. Степень вовлечения химического элемента в водную миграцию может быть охарактеризована коэффициентом водной мигра-

ции, равным отношению содержания элемента в сухом остатке поверхностных вод к его содержанию в земной коре. Чем меньше это отношение, тем менее активно выносится химический элемент речными водами. В нижней части графика (рис. 38) пунктиром нанесены значения коэффициентов водной миграции распространенных химических элементов. Как было показано Б. Б. Польшовым, наи-

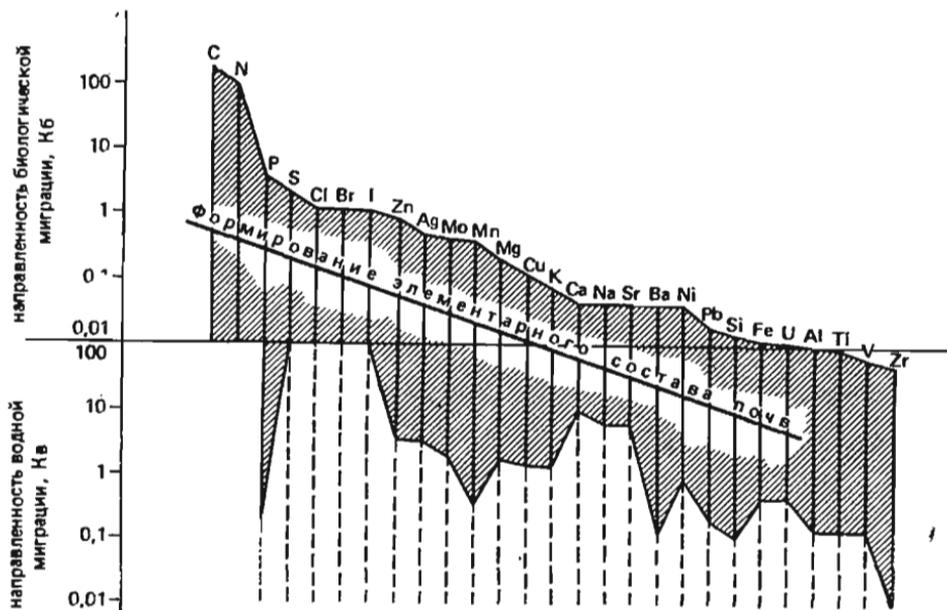


Рис. 38. Влияние водной и биологической миграции химических элементов на формирование элементарного состава почвенного покрова суши

большая геохимическая подвижность свойственна сере, хлору, бром и йоду. Несколько менее активно вовлекаются в водную миграцию щелочные и щелочноземельные макроэлементы, а также стронций, молибден, серебро, цинк и др. Водная миграционная способность отдельных химических элементов весьма невелика, как, например, у циркония. Ничтожна миграционная способность кремния кварца, но она обычно маскируется повышенной миграцией кремния силикатов.

Состав почвы формируется под воздействием многократно повторяющихся миграционных циклов химических элементов. В некоторых случаях направленность этих циклов совпадает. Так, например, цирконий не только слабо вовлекается в водную миграцию, но и весьма ограничено поглощается растительностью. Это способствует прогрессирующему накоплению циркония в почвах. В других случаях накопление в почве какого-либо химического

элемента происходит под влиянием одного из циклов, например аккумуляции азота в процессе биологического круговорота. В отдельных случаях направленность биологической и водной миграции взаимно уравнивается, что приводит почти к одинаковому содержанию химического элемента в почве и литосфере. Умеренное поглощение бария растительностью и слабая миграционная способность этого элемента обуславливают одинаковое его содержание в почве и литосфере.

В итоге элементарный состав почвы закономерно отличается от состава литосферы повышенным содержанием, во-первых, элементов, интенсивно накапливаемых растительностью (углерод, азот), и, во-вторых, элементов, относительно накапливаемых за счет их очень низкой водной миграционной способности (цирконий, кремний). Часть химических элементов содержится в почве в меньшем количестве, чем в литосфере, благодаря их энергичному вовлечению в водную миграцию. Таковы кальций, натрий, калий, хлор и др.

В табл. 18 приведен средний элементарный состав почв европейской части СССР, вычисленный С. А. Кудриным (1963), и почв

**Таблица 18. Сопоставление элементарного состава почв европейской части СССР и мира (в %)**

Химические элементы	Почвы		Химические элементы	Почвы	
	европейской части СССР	мира		европейской части СССР	мира
O	50,8	49,00	Ti	0,33	0,46
H	0,11	Не опред.	Mn	0,14	0,08
C (перегноя)	1,45	2,00	Ca	1,53	1,87
C (карбонатов)	0,18	Не опред.	Mg	0,71	0,60
Si	38,74	22,00	K	1,69	1,36
Al	5,86	7,13	Na	0,96	0,63
Fe	2,84	2,80			

мира, определенный А. П. Виноградовым (1950). Близкие значения данных для СССР и мира обусловлены тем, что последние рассчитаны без учета состава почв тропической суши, образующих большую часть суммарной площади педосферы.

Среднее содержание химических элементов в почве и коре выветривания является, как правило, наиболее часто встречающимся (модальным). Однако при анализах обнаруживаются отклонения от средних значений. Если выразить в процентах частоту встречаемости различных значений, то можно построить график, на горизонтальной оси которого будет отложено содержание химического элемента, а на вертикальной оси — частота встречаемости. Г. Йенни еще в 1941 г. обратил внимание на то, что распределение содержаний часто бывает симметричным, т. е. подчиняется закону

нормального распределения. Обобщение многочисленных данных, полученных за последние десятилетия, свидетельствует о том, что распределение содержания макроэлементов обычно подчиняется закону нормального распределения (рис. 39, а), а рассеянных хи-

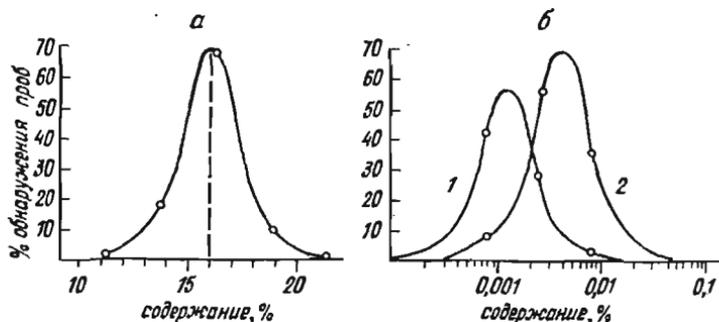


Рис. 39. Распределение концентраций химических элементов в почвообразующих породах:

а — нормальное распределение  $Al_2O_3$  в ледниковых глинах Норвегии;  
б — логарифмически нормальное распределение никеля в четвертичных отложениях Хибин (1) и Мовче-тундры (2)

мических элементов — закону логарифмически нормального распределения (рис. 39, б).

Состав почв складывается не только в результате взаимодействия литосферы и живых организмов. В итоге биологического круговорота почва ощутимо обогащается химическими элементами — азотом и углеродом, наиболее активная миграция которых совершается в атмосфере. Атмосферный кислород регулирует многие биологические и геохимические процессы в почве. В свою очередь, процесс почвообразования прямо и косвенно (через высшие растения) влияет на изменение состава атмосферы.

Миграционные циклы химических элементов не являются чем-то постоянным, они определенным образом эволюционировали на протяжении геологической истории. Данные геохимии свидетельствуют о том, что такие трудноподвижные (в современных условиях выветривания) химические элементы, как железо и марганец, в докембрии обладали высокой водной миграционной способностью, а сера — элемент с высокой миграционной способностью — в то время отличалась слабой геохимической подвижностью. Биологический круговорот в каменноугольном периоде, несмотря на огромную массу материковой растительности, был значительно менее емким, чем в настоящее время (в силу низкой зольности древней растительности), и отличался иным соотношением химических элементов.

Таким образом, в геохимическом плане почвообразование представляет собой сложный, развивающийся во времени процесс обмена вещества между литосферой, атмосферой и наземными организмами. Наряду с обменом вещества почвообразование сопровождается определенным обменом энергии. Основы учения об энергетике почвообразования заложены советским ученым В. Р. Волобуевым

(1963). Согласно данным этого исследователя, суммарная затрата энергии на почвообразование составляет в тундрах и пустынях 4—20 кДж/см<sup>2</sup> в год. В лесах и степях умеренного пояса годовой расход энергии возрастает до 40—170 кДж/см<sup>2</sup> в год. Во влажнотропических ландшафтах эта величина достигает максимума — 200—300 кДж/см<sup>2</sup> в год.

Основная часть энергии почвообразования расходуется на испарение и транспирацию (от 95 до 99,5% всей энергии). Затраты на биологические процессы составляют от 0,5 до 5,0% всей энергии (большей частью около 1,0%). По-видимому, это находится в связи с тем, что на фотосинтез идет 0,01—0,001 поглощенной солнечной энергии. На гипергенное преобразование минералов расходуются сотые и тысячные доли процента от всей энергии почвообразования.

Полнота использования поступающей солнечной энергии на почвообразование определяется отношением суммарных затрат энергии на почвообразование к радиационному балансу. Это отношение зависит от степени увлажнения.

В аридных условиях, при малых значениях коэффициента увлажнения, степень использования солнечной энергии на почвообразование очень мала. В хорошо увлажненных ландшафтах степень использования солнечной энергии на почвообразование резко возрастает, достигая 70—80%. Как следует из рис. 40, при увеличении коэффициента увлажнения вначале использование солнечной энергии увеличивается, однако при коэффициенте увлажнения более 2 полнота использования энергии увеличивается значительно медленнее, чем нарастает увлажненность ландшафта. Полнота использования солнечной энергии при почвообразовании не достигает единицы.

Соотношение затрат энергии на почвообразование сложилось на протяжении длительного времени. Можно предполагать, что в иные геологические эпохи это соотношение было другим.

## 7.2. Роль времени в почвообразовании. Развитие процессов почвообразования и выветривания

Среди факторов почвообразования, установленных В. В. Докучаевым, особое значение имеет *время*. Время является необходимым условием всякого природного процесса, в том числе почвооб-

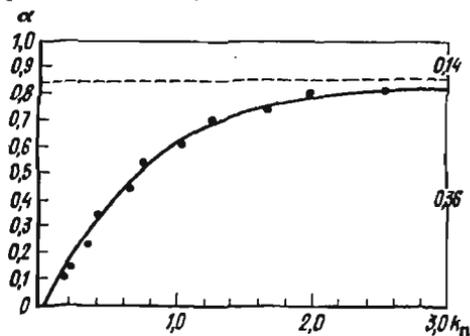


Рис. 40. Изменение коэффициента полноты использования радиационной энергии на почвообразование ( $\alpha$ ) в зависимости от показателя увлажненности (Кп) (по В. Р. Волобуеву, 1963)

разования. Определенное время требуется для образования полностью сформированной почвы, находящейся в подвижном равновесии с факторами почвообразования. Дальнейшее развитие почв в связи с эволюцией факторов почвообразования также совершается во времени.

Имеется ряд исследований скорости протекания отдельных частных процессов почвообразования и наблюдений за скоростью формирования нормально развитой почвы. М. М. Кононова, учитывая динамику годовой продуктивности растительности, полагает, что накопление гумуса в почвах осуществляется за несколько сотен лет. Американский ученый Р. С. Далман обнаружил, что уровень содержания гумуса в почвах прерий устанавливается на протяжении 100—600 лет.

Изучение почвенного покрова на молодых горных моренах, речных и морских террасах и отложениях спущенных озер показало, что на протяжении 100—300 лет образуются достаточно определенно сформированные почвы. В дальнейшем профиль почвы становится более проработанным, мощность генетических горизонтов увеличивается, их морфологические признаки приобретают большую четкость.

О сравнительно небольшом времени, необходимом для образования почвы с хорошо выраженным профилем, свидетельствуют наблюдения над почвами на искусственных сооружениях (земляных валах, развалинах древних крепостей и пр.). Еще в 1883 г. В. В. Докучаев описал образование почвы на стенах Староладожской крепости, построенной в 1116 г. Наши исследования почв на древних сооружениях Новгорода, Пскова, Владимира, Москвы, на руинах древних городов Крыма показали, что образование почв на этих зданиях связано не столько с выветриванием материала, из которого сложены сооружения, сколько с отложением эоловой пыли, на которой затем формируется почва (рис. 41). Поэтому возраст этих почв значительно меньше возраста самих сооружений.

Изложенные факты указывают, что скорость образования профиля современных почв составляет от нескольких сотен до нескольких тысяч лет. Это подтверждается результатами определения абсолютного возраста почв Русской равнины, Западной Сибири, Северной Америки и Западной Европы радиоуглеродным методом (по содержанию  $^{14}\text{C}$  в гумусе).

Следует различать время образования данной почвы и время ее существования. Последнее может быть значительно больше первого. Так, например, абсолютный возраст гумуса верхней части современных почв Русской равнины составляет от нескольких сотен до 1,5 тыс. лет. Следовательно, за указанное время образовался гумусовый горизонт современных почв со всеми особенностями его состава. Длительность же существования этих почв большая, не менее 5—7 тыс. лет. Поэтому гумус из нижней части профиля этих почв имеет значительно более древний возраст.

Образование полно сформированной почвы следует понимать как достижение почвой динамического равновесия с условиями данного ландшафта. Имеющиеся факты свидетельствуют о том, что этот процесс совершается сравнительно быстро. Но так как элементы ландшафта, являющиеся одновременно факторами почвообразования, находятся в развитии, то это отражается в эволюции почв во вре-



Рис. 41. Почва, сформированная на псевдоэлювии стен Троицкого монастыря в Пскове

мени. На протяжении геологической истории меняются климатические условия, рельеф, эволюционирует животный и растительный мир. Взаимосвязанно с этим эволюционируют выветривание и почвообразование.

Современный почвенный покров в геологическом масштабе времени характеризуется молодостью. Почвы сформированы преимущественно на отложениях плейстоцена. К началу этого периода, в результате мощной тектонической деятельности значительно увеличилась площадь суши и ее абсолютная высота. Это обстоятельство и, возможно, некоторые астрономические причины обусловили повсеместное похолодание климата и развитие материковых оледенений. Одновременно с конца неогена происходит возможно как реакция приспособления растительности к более холодным и засушливым условиям широкое распространение травянистых растений. На равнинах субтропической и умеренной зон распространяются пустынные и степные ландшафты, а в бореальном поясе формируются подзоны лиственных и хвойных лесов и тундровая зона. В начале плейстоцена складывается геохимическая специализация растительности и биологический круговорот приобретает современные черты.

Для плейстоцена характерны не только указанные общие особенности географических условий, но и резкая ритмичность природных изменений. В высоких широтах ледниковые эпохи сменялись межледниковыми, в низких широтах ксеротермические (засушливые) эпохи сменялись пльвиальными (эпохами обводнения).

В силу указанных особенностей географических условий почвы и продукты выветривания плейстоцена резко отличаются от аналогичных образований более древнего возраста, а ритмичность изменения природных условий отражена в периодической смене эпох образования мощного почвенного покрова эпохами ускоренной денудации и аккумуляции рыхлых отложений.

Детальное изучение погребенных почв позволило О. П. Добродееву (1972) восстановить последовательность формирования почвенного покрова Русской равнины на протяжении плейстоцена. Хорошо образованные почвы формировались только в межледниковья, а также между отдельными стадиями оледенений на территории, свободной от ледниковых толчков. Так как условия почвообразования в межледниковья были непохожи на современные, то география древних почв Русской равнины отличалась от их современного распределения. Так, например, в период климатического оптимума московско-валдайского межледниковья мощные лесные почвы распространялись значительно южнее границы современных лесных почв, достигая примерно линии Киев—Воронеж—Куйбышев. Южнее, там, где сейчас находятся засушливые каштановые почвы, были развиты сверхмощные черноземы и связанные с ними гидроморфные почвы — черноземно-луговые.

История эволюции почвообразования и выветривания крупных регионов имеет свои особенности.

В горных системах распространены молодые почвы. Почвенный покров здесь постоянно обновляется в результате процессов смыва и переотложения. Почвенный покров областей распространения мощных плейстоценовых аккумуляций также имеет относительно молодой возраст, однако в толще этих отложений содержатся остатки более древних этапов почвообразования (погребенные почвы, различные гипергенные новообразования, дисперсный гумус).

На внеледниковой территории в остатках погребенных почв обнаружены ясные следы гидроморфизма, по-видимому, связанные с эпохами усиленного обводнения. Интенсивность гидроморфизма убывает на протяжении плейстоцена. На площади ряда крупных районов СССР и других стран можно проследить, как мощные гидрогенные новообразования плиоценового и нижнеплейстоценового возраста постепенно сменяются новообразованиями, типичными для автоморфных почв, или слабыми следами влияния высокого стояния грунтовых вод в современных почвах.

Особенно сложна история эволюции выветривания и почвообразования на площади денудационных равнин и плато. Их возраст различен и соответственно неодинаковый возраст имеют залегающие на их поверхности древние коры выветривания. Некоторые ко-

ры выветривания Южной Америки, Африки и Австралии являются мезозойскими образованиями, хотя большая часть этих кор имеет неогеновый возраст.

### 7.3. Классификация почв

Научная классификация отражает состояние науки. Так как наука все время развивается, то соответственно совершенствуется и классификация, поэтому история развития классификации почв представляет большой интерес.

Как отметил Б. Б. Полынов, классификации додокучаевского периода, строго говоря, нельзя называть почвенными, так как они были построены на учете лишь некоторых свойств почвы и не отражали сущности процесса почвообразования. Так, например, в начале XIX в. А. Тэром была разработана классификация почв, в которой почвы разделялись по сельскохозяйственной специализации: выделялись пшеничные, ячменные, овсяные и т. п. почвы. Разумеется, такая классификация не отражает ни основных свойств почв, ни условий их образования, ни процессов почвообразования.

Столь же несовершенны были другие классификации, в основу которых была положена какая-либо одна сторона почвообразования. Такова классификация В. А. Фаллу (1862), построенная на учете состава почвообразующих пород. В этой классификации выделялись почвы кварцевых пород, почвы глинистых пород, почвы полевошпатовых, авгитовых, роговообманковых пород и т. д. Несколько позже, в 1871 г., В. Кноп предложил классификацию, основанную на учете химического состава почв. При этом выделялись почвы силикатные, карбонатные, сульфатные и т. д.

Эти примеры показывают, что в додокучаевский период изучали не почву (в современном представлении), а лишь ее отдельные свойства и стороны, поэтому для классификации использовали показатели отдельных свойств почвы.

В. В. Докучаев показал, что почва — особое природное тело, которое образуется в результате взаимодействия факторов почвообразования, и установил характерные черты морфологии почвы (в первую очередь строение профиля). Это дало возможность разработать классификацию почв на совершенно иной основе, чем это делалось ранее.

Какие же признаки в почве будут главными? Что важнее — химические или физические свойства почвы, ее цвет или мощность? В. В. Докучаев в своей работе «Разбор главнейших почвенных классификаций» (1886) показал, что подобная постановка вопроса в корне неправильна. Все признаки важны вместе, и их разъединение недопустимо. Так как почва есть результат взаимодействия факторов почвообразования, то определенные сочетания этих факторов дают генетические типы почв. Поэтому за основную классификационную единицу В. В. Докучаев принял генетические типы почв, образованные определенным сочетанием факторов почвообразования, облада-

Таблица 19. Классификация почв В. В. Докучаева (1900) \*

(Северное полушарие)

Класс А. Нормальные, иначе, растительно-наземные, или зональные, почвы

Типы почв	Зоны
I. Тундровые почвы	Бореальная зона
II. Светло-серые подзолистые почвы	Таежная зона
III. Серые и темно-серые почвы	Лесостепная зона
IV. Черноземные почвы	Степная зона
V. Каштановые и бурые почвы	Пустынно-степная зона
VI. Аэральные почвы (желтоземы, белоземы и пр.)	Аэральная, или зона пустынь
VII. Латеритные или красноземные почвы	Субтропическая и тропическая лесная зона

Класс Б. Переходные почвы

Эти почвы хотя и залегают на месте своего образования, но не вполне отвечают нормальному сочетанию физико-географических и геоботанических условий данной области; при их образовании всегда доминирует какой-либо один из главных почвообразователей, например: рельеф, грунт, избыток влаги, испарение и пр.

VIII. Наземно-болотные или болотно-луговые почвы

IX. Карбонатные или рендзиновые почвы

X. Вторичные солонцы

Класс С. Аномальные почвы

Они вовсе не связаны с генетически нормальным комплексом местных физико-географических и геоботанических условий, постепенно сливаясь с соответствующими поверхностными геологическими образованиями, но тем не менее подобно последним они существенно обязаны своим происхождением воздействию климата, организмов и пр.

XI. Болотные почвы

XII. Аллювиальные

XIII. Эоловые (как типично лёссовые, так и дюнные)

\* Докучаев В. В. Избр. соч. — М.: Сельхозиздат, 1943. Т. III. С. 376.

ющие характерными свойствами и закономерностями распространения (табл. 19).

Классификация В. В. Докучаева была разработана его учеником и ближайшим сотрудником Н. М. Сибирцевым. В классификации Докучаева — Сибирцева типы почв объединялись в три класса: зональные, интразональные и азональные. Среди типов почв фигурировали тундровые, дерново-подзолистые, черноземные и др.

В настоящее время нет общепринятой во всех странах системы классификации почв.

В классификации почв, действующей в СССР, в один генетический тип объединяются почвы с единым строением профиля, с качественной однотипностью процесса почвообразования, который развивается в однообразных гидротермических условиях, на материнских породах сходного состава и под однотипной растительностью.

В зависимости от увлажнения типы почв группируются в *ряды*. Выделяются ряды автоморфных, гидроморфных и переходных автоморфно-гидроморфных почв. В зависимости от термических условий (от приуроченности генетических типов почв к географическим зонам) типы объединяются в *классы*. В табл. 20 приведен фрагмент классификации почв, принятой в СССР в 60-х годах.

На территории СССР выделено более ста типов почв. Некоторые из них известны давно, широко распространены и сравнительно хорошо изучены. Распространенность и изученность других типов значительно меньше.

По степени выраженности процесса почвообразования типы делятся на *подтипы*. Так, например, тип черноземов разделяют на подтипы: типичных, обыкновенных, южных и др.

Таблица 20. Фрагмент классификации почв СССР (по Е. Н. Ивановой и Н. Н. Розову, 1960)

Автоморфное почвообразование	Полугидроморфное почвообразование	Гидроморфное почвообразование
<b>А. Полярно-бореальная группа почвообразования</b>		
<b>Класс I. Дерново-перегнойных (субарктических) почв</b>		
Дерново-перегнойные субарктические	Дерново-перегнойные полуболотные	Травянисто-болотные
<b>Класс II. Тундровых почв (без многолетней мерзлоты)</b>		
Тундровые	Тундрово-полуболотные	Тундрово-болотные
<b>Класс III. Тундрово-мерзлотных почв</b>		
Арктические Тундрово-мерзлотные	Арктические полуболотные Тундрово-мерзлотные полуболотные	Тундровые солончаки Тундрово-мерзлотно-болотные Бугристые торфяники
<b>Класс IV. Дерновых и кислых лесных неоподзоленных почв</b>		
Дерновые лесные	Дерновые лесные полуболотные	Болотные
Кислые лесные неоподзоленные	Кислые лесные полуболотные	
<b>Класс V. Таежно-лесных оподзоленных и подзолистых почв</b>		
Подзолистые Серые лесные	Подзолистые полуболотные Серые лесные глеевые	Болотные верховые Болотные низинные насыщенные
Дерново-карбонатные	Дерново-глеевые насыщенные	
<b>Класс VI. Мерзлотно-таежных почв</b>		
Мерзлотно-таежные	Мерзлотно-таежные полуболотные	Болотные мерзлотные

По степени развития основных свойств выделяются генетические *виды почв*. Так, например, обыкновенные черноземы подразделяют на средне- и малогумусные виды по содержанию гумуса.

*Разновидности почв* выделяют на основании их гранулометрического состава, например: чернозем (тип) южный (подтип) малогумусный (вид) суглинистый (разновидность).

Кроме этих классификационных подразделений имеются провинциальные особенности почв, обусловленные местными (фациальными) условиями. Эти особенности выделяются под названием *географических групп*. Таксономическое положение групп ниже типа и выше подтипа. Так, например, среди почв черноземного типа СССР выделяют группы среднерусских, украинских и др. Подтипы почв в каждой группе будут иметь определенные отличия. Например, обыкновенные черноземы среднерусской группы будут несколько отличаться от обыкновенных черноземов украинской группы.

С целью учета влияния вещественного состава почвообразующих пород в пределах подтипов могут быть выделены *роды почв*. Этот вопрос еще недостаточно отработан.

Согласно И. П. Герасимову (1965), таксономические единицы выглядят следующим образом: генетический тип, географическая группа, генетический подтип, литологический род, генетический вид, гранулометрическая разновидность.

Ученые неоднократно пытались использовать для классификации характеристику процессов («способов образования почвы», по выражению К. Д. Глинки), а также таких свойств почвы, которые отражают важнейшие процессы почвообразования. Широкую известность получила классификация К. К. Гедройца, в основу которой был положен состав поглощенных катионов. В классификации М. А. Глазовской (1966) все почвы мира по рН и окислительно-восстановительным условиям объединены в одиннадцать *геохимических ассоциаций*. Ассоциации подразделяются на *генерации* и *семейства* по выраженности основных признаков почв. По особенностям динамики почвенных процессов внутри семейств выделяются типы почв.

В легенде к Почвенной карте Мира, разработанной М. А. Глазовской и В. М. Фридландом (1978) в масштабе 1 : 15 000 000 для высших учебных заведений, все почвы расположены в поле координат: по горизонтали — типы водного режима почв, по вертикали — типы температурного режима. Пересечение указанных координат ограничивает группы почв с общими чертами гидротермического режима. Эти группы соответствуют таксономическому рангу семейств в классификации М. А. Глазовской.

В. А. Ковда (1973) предлагает для классификации почв использовать особенности их истории и эволюции. Наиболее крупной таксономической единицей в этой системе являются *почвенно-геохимические формации*, внутри которых по стадиям развития выделяются *группы почв*. Группы подразделяются на климатические фации, которые делятся на типы. Эти принципы нашли отражение в легенде к

Почвенной карте Мира, составленной под редакцией В. А. Ковды (1976).

Оригинальные классификации разработаны национальными школами почвоведов Франции (Ж. Обер, Ф. Дюшофур), Западной Германии (В. Л. Кубиена, Э. Мюкенхаузен), Англии (Эвери) и некоторых других стран. Все эти классификации учитывают не только признаки и свойства почв, но и связь этих свойств с природными условиями.

На иных принципах базируется современная классификация почв США, которая разработана в качестве общемировой системы с целью унификации номенклатуры почв и ликвидации несоответствий между национальными классификациями. Американская классификация построена не на оценке генетических особенностей различных почв, как большинство других классификаций, а на учете диагностических признаков почвы вне зависимости от их происхождения. Поэтому почвы, имеющие близкий генезис, могут оказаться в разных классификационных группах, и, наоборот, почвы, сформированные в разных условиях, объединяются в одну группу. Авторами американской системы классификации выработана совершенно новая, довольно сложная номенклатура почв.

На IX Международном конгрессе почвоведов в 1968 г. была принята номенклатура почв для составления карты почв мира. Принятие этой номенклатуры не отменяет национальные системы, которые используются в разных странах, но создает основу для понимания между представлениями разных национальных школ.

Приведем названия и их объяснение для некоторых распространенных почв из номенклатуры к легенде Почвенной карты Мира (по В. А. Ковде, 1973).

**Fluvisols** (флювисоли, от латинского «fluvius» — река) — слаборазвитые почвы на современных аллювиальных наносах.

**Gleysols** (глейсоли, от русского «глей») — почвы с ярко выраженным глеевым горизонтом, который характерен для многих гидроморфных почв.

**Lithosols** (литосоли, от греческого «lithos» — камень) — примитивные щебнистые почвы на скальных породах мощностью не более 25 см.

**Arenosols** (ареносоли, от латинского «arena» — песок) — песчано-кварцевые почвы тропиков и субтропиков, обогащенные гидроксидами железа и алюминия.

**Andosols** (андосоли, от японского «an» — темный и «do» — почва) — темные почвы на вулканических лавлах и лавах, богатые аморфным минеральным веществом.

**Vertisols** (вертисоли, от латинского «verto» — оборачивать) — темные трещиноватые глинистые почвы тропиков и субтропиков.

**Xerosols** (ксеросоли, от греческого «xeros» — сухой) — полупустынные почвы.

**Solonchaks** (от русского «солончак») — засоленные почвы, солончаки.

**Solonetzs** (от русского «солонец») — солонцы.

**Chernozems** (от русского «чернозем») — черноземы.

**Cambisols** (камбисоли, от латинского «cambiare» изменять) — почвы, не имеющие ясно выраженного перемещения глинистых частиц по профилю.

**Luvisola** (лювисоли, от латинского «luvi» — промывать) — лёссовированные почвы с глинистым горизонтом вымывания.

**Podzols** (от русского «подзол») — подзолы, почвы с горизонтом вымывания гумуса и гидроксидов железа на песках.

Ferralsols (ферральсоли, от названия химических элементов железа «феррум» и алюминий) — тропические и субтропические почвы, образованные на продуктах выветривания, состоящие в основном из каолинита, кварца, гидроксидов железа и алюминия.

Как видно из приведенных примеров, в предлагаемых названиях используются термины западного происхождения, ставшие международными: андосоли, вертисоли, ферральсоли, литосоли. В то же время отражены русские термины, вошедшие в международный научный лексикон. При составлении новых терминов широко использовались корни латинского и греческого происхождения, как это традиционно применяется в естествознании.

Разработка международной номенклатуры почв продолжается.

## ГЛАВА 8

### ЗНАЧЕНИЕ ПОЧВЫ ДЛЯ ЧЕЛОВЕЧЕСКОГО ОБЩЕСТВА

Значение почвы для человека трудно переоценивать. Если в период собирательства почва имела косвенное значение, так как обеспечивала человека продуктами питания за счет дикорастущей растительности, то после перехода к земледелию почва становится одним из основных источников продуктов питания. Поэтому люди труда извечно с глубоким уважением относились к этому природному богатству. Как писал К. Маркс, почва является необходимым условием «существования и воспроизводства для ряда сменяющихся человеческих поколений»\*. Подчеркивая исключительно важное значение почвы для аграрной России, В. В. Докучаев в своих лекциях называл черноземные почвы основным богатством страны.

К. Маркс образно называл почву великой лабораторией. Сложнейшие биологические, физико-химические и химические процессы, совершающиеся в ней, имеют важное значение для различных отраслей деятельности человеческого общества. Познание этих процессов открывает новые возможности практического использования почвы.

На современном уровне развития цивилизации по-прежнему сохраняется особо важное значение почвы для сельского хозяйства. Известно высказывание В. И. Ленина о том, что «земля есть, несомненно, главное средство производства в сельском хозяйстве»\*\*. Эффективное использование почвенных ресурсов — одно из главных условий дальнейшего развития сельского хозяйства нашей страны и реализации Продовольственной программы путем, намеченным

\* Маркс К. Капитал. М., Госполитиздат, 1954. Т. III. Ч. 2. С. 825.

\*\* Ленин В. И. Полн. собр. соч. Т. 19. С. 327.

постановлением XXVII съезда КПСС «Об основных направлениях экономического и социального развития СССР на 1986—1990 годы и на период до 2000 года».

### 8.1. Плодородие почвы. Почва как средство и продукт труда

*Плодородие почвы состоит в способности почвы обеспечивать нормальный рост и развитие естественных и культурных растений.*

Плодородие естественных почв складывается в процессе их формирования под влиянием факторов почвообразования и оценивается продуктивностью естественной растительности. Плодородие обрабатываемых почв измеряется урожаем сельскохозяйственных растений и в значительной мере определяется уровнем сельскохозяйственного производства: умением нейтрализовать вредные химические свойства данной почвы и создать оптимальный водный и воздушный режим, возможностью использовать минеральные, органические и бактериальные удобрения, степенью механизации сельскохозяйственного производства. Так как урожайность тесно связана с производительностью труда, то плодородие почвы является одним из важнейших средств общественного производства. «...плодородие,— указывают К. Маркс и Ф. Энгельс,— вовсе не в такой степени является естественным качеством почвы, как это может показаться: оно тесно связано с современными общественными отношениями»\*.

*Плодородие целинных, невозделанных почв определяется продуктивностью естественной растительности.* Продуктивность в виде годового прироста на единицу площади в разных ландшафтах мира колеблется от 10 до 300 ц/га и более сухой фитомассы. *Плодородие обрабатываемых почв можно оценить фитомассой культурных растений.* По данным Ф. И. Левина (1972), общая фитомасса культурных растений на территории европейской части СССР составляет от 50 до 180 ц/га сухого вещества. Карта продуктивности культурных (сельскохозяйственных) ландшафтов показана на рис. 42.

В обыденной жизни под плодородной обычно понимают почву, благоприятную для определенных культурных растений. В действительности неплодородных почв нет, так как плодородие является неотъемлемым свойством почвы. Любая почва плодородна по отношению к тем растениям, которые на ней хорошо развиваются. Например, на такой, казалось бы, явно неплодородной с хозяйственной точки зрения почве, как солончаки, хорошо развиваются некоторые солянки, которые не могут расти в других условиях. Сероземные почвы весьма плодородны для хлопчатника, но неплодородны для картофеля; дерново-подзолистые почвы плодородны для картофеля и неблагоприятны для пшеницы и т. д.

Для нормального развития растений необходимо, чтобы в почвах имели место следующие условия: 1) обеспеченность элемента-

\* Маркс К и Энгельс Ф. Соч. М., Госполитиздат, 1955. Т. 4. С. 175.

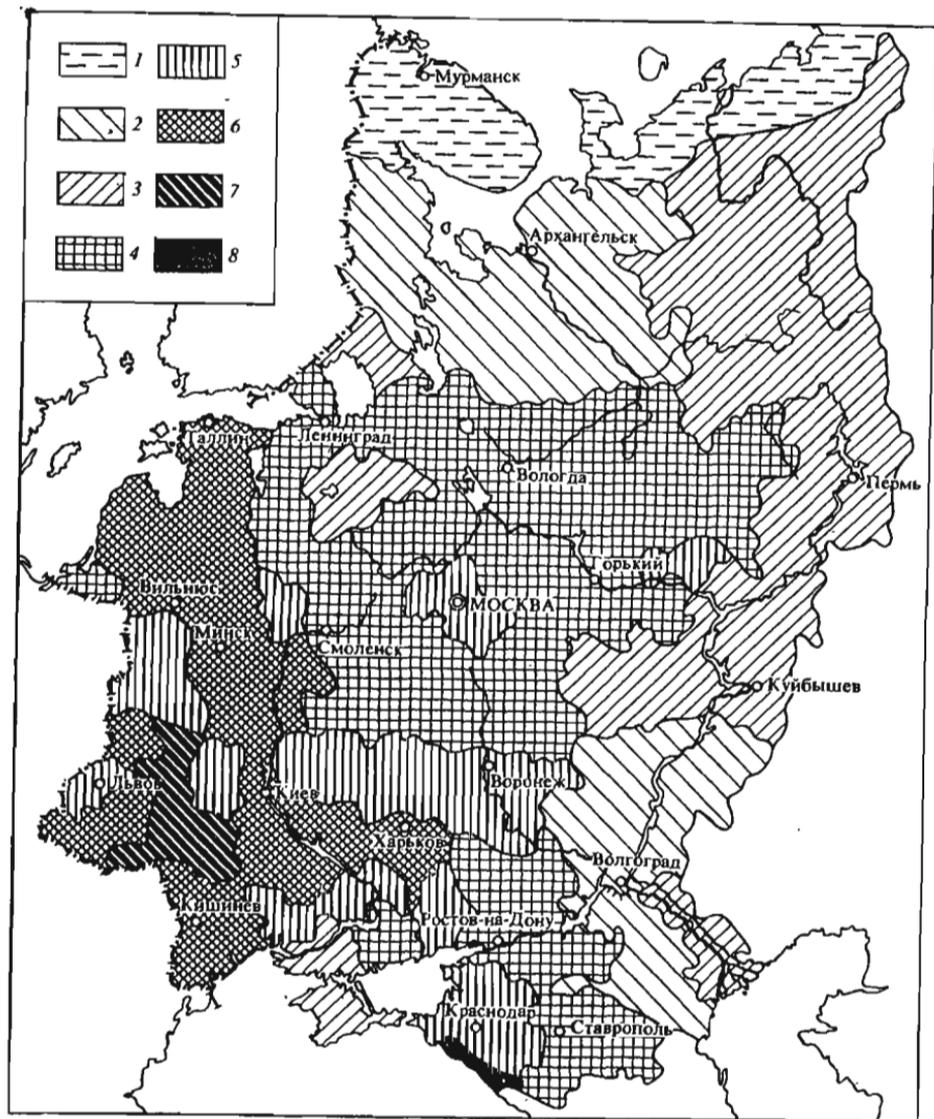


Рис. 42. Продуктивность сельскохозяйственных ландшафтов европейской части СССР, ц/га (по Ф. И. Левину, 1972):  
 1 — 60; 2 — 60—80; 3 — 80—100; 4 — 100—120; 5 — 120—140; 6 — 140—160; 7 — 160—180; 8 — 180

мн питания в усвояемой растениями форме; 2) обеспеченность водой в доступной для растений форме; 3) обеспеченность кислородом в количестве, необходимом для жизнедеятельности растений; 4) благоприятная структура почвенной массы, обеспечивающая оптимальный водно-воздушный режим и хорошую проницаемость кор-

ней, что позволяет растениям извлекать в достаточном количестве питательные вещества и влагу; 5) отсутствие соединений, вредных для растений.

В качестве основных элементов питания растения поглощают из почвы азот, фосфор, калий, кальций, магний, железо, серу. При этом для растений имеет значение не все количество химических элементов, содержащихся в почве, но лишь те формы, которые доступны растениям.

Большая часть азота в почве находится в форме органических соединений и поэтому недоступна высшим, в том числе культурным, растениям. Только образующиеся в результате микробиологической деятельности аммонийные и нитратные соединения могут быть усвоены растениями. Органические соединения фосфора и большая часть фосфорсодержащих минералов в почве труднодоступны для растений. Основная масса калия в почвах входит в состав вторичных дисперсных силикатов (гидрослюд) или первичных силикатов и в таком виде растениями не усваивается. Всаиваются растениями поглощенный калий и водорастворимые соединения калия, во многих почвах содержащиеся в ничтожном количестве. Кальций и магний доступны растениям также в поглощенном и водорастворимом состояниях.

Содержание химических элементов в усвояемых растениями формах значительно меньше, чем общее их количество, поэтому для обеспечения нормального развития культурных растений (и, следовательно, получения достаточных урожаев) необходимо некоторые элементы питания в усвояемой форме вносить в почву дополнительно, в виде удобрений. Необходимость внесения удобрений в почву обуславливается еще и тем, что ежегодно с урожаем из почвы удаляется часть химических элементов. Следовательно, содержание элементов, необходимых для нормального развития растений, может уменьшаться, что будет отражаться на урожайности. В частности, это явление было обнаружено в фермерских хозяйствах центральных районов США, где в почве за 20 лет содержание азота снизилось на 25%, за следующие 20 лет — на 10 и еще за 20 лет — на 7%. Поэтому применение удобрений является важнейшим приемом повышения урожайности сельскохозяйственных культур и плодородия почвы. Применяя удобрения, человек активно влияет на биологический круговорот веществ, направляя и корректируя его в своих целях.

Опыт показал, что в районах с достаточно активным атмосферным увлажнением применение химических удобрений в сочетании с другими приемами позволяет увеличить продуктивность почв в несколько раз (табл. 21). Неудивительно, что к 1970 г. использование удобрений во всем мире возросло более чем в 5 раз по сравнению с 1945 г. (рис. 43). По подсчетам американского ученого Л. Брауна, в настоящее время в мире ежегодно вносится около 60 млн. т удобрений, что в среднем составляет почти 5 т/км<sup>2</sup> паханых земель.

Таблица 21. Продукция (сухая масса) зерновых культур на дерново-подзолистых почвах в зависимости от количества удобрений, т/га (по Н. И. Базилевич и Л. Е. Родну, 1971)

Дозы удобрений	Зерно	Солома и стерня	Корни	Всего
Без удобрений	1,0	3,5	1,5	6,0
Средние дозы	2,5	5,5	2,0	10,0
Высокие дозы	5,0	6,0	2,0	13,0
Чрезвычайно высокие дозы	10,0	15,0	2,5	27,0

Помимо внесения органических и минеральных удобрений в последнее время находят применение бактериальные удобрения. Культуры бактерий вносят с целью интенсификации микробиологических процессов и повышения доступности для растений имеющихся в почве химических элементов.

Нормальное развитие сельскохозяйственных культур зависит не только от содержания макроэлементов, но также редких и рассеянных химических элементов. Их отсутствие или недостаток в ряде мест снижает урожайность и вызывает различные заболевания сре-

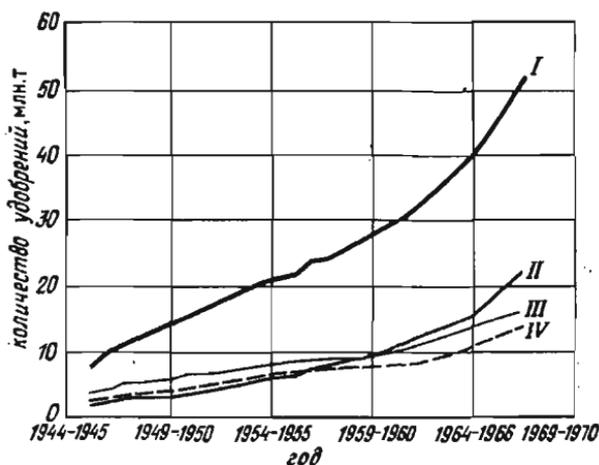


Рис. 43. Рост использования удобрений в мировом хозяйстве (по Л. Брауну, 1972):

I — общее количество удобрений всех видов; II — количество азотных удобрений; III — количество фосфорных; IV — калийных

ди культурных растений. Особенно широко распространены отрицательные явления, связанные с недостатком в почве меди. Эти явления приурочены главным образом к торфяным почвам лесной зоны (так называемая «болезнь обработки»). Внесение меди повысило урожай зерна и ликвидировало «болезнь обработки».

Велико значение микроэлементов и для животноводства. Избыточное или недостаточное содержание некоторых микроэлементов в почве и растениях (кормах) существенно влияет на продуктивность сельскохозяйственного скота. Недостаток кобальта вызывает понижение количества эритроцитов в крови животных и приводит к резкому похудению (ввиду затруднения синтеза белков), несмотря на достаточное количество местных кормов. Это заболевание мелкого и крупного рогатого скота, получившее название акобальтоза, распространено в ряде районов СССР, в Шотландии, Австралии и других местах. Определенное влияние на сельскохозяйственных животных оказывает недостаток или избыток меди, никеля, селена, фтора и иода.

Вода играет огромную роль на всем протяжении жизни растений — от прорастания семян до созревания. Для нормального прорастания семян различных растений требуются различные количества воды: для пшеницы — около 45, а для свеклы — около 120% от массы семян. Количество воды, израсходованное на создание 1 т сухой массы различных культурных растений, также неодинаково и меняется от 200 до 1000 т. Так, например, на 1 т пшеницы в среднем расходуется около 500 т воды, а на 1 т риса — более 1000 т воды.

Растениям доступны лишь формы свободной воды, т. е. гравитационная и капиллярная вода. Это объясняется тем, что сорбционно связанная вода не может быть оторвана осмотическими силами, поэтому в суглинистых почвах, содержащих большое количество сорбированной воды, при общей влажности 10—15% растение может быть лишено воды, а в супесчаных почвах предел дефицита влаги иногда понижается до 1—2%. Почвенная влага теряется преимущественно в процессе капиллярного испарения. Образование протяженных капилляров в почве обуславливает быструю потерю почвенной воды, а нарушение этих капилляров способствует ее сохранению. Поэтому создание мелкокомковатой структуры почвы является эффективным мероприятием против ее иссушения.

В засушливых районах применяются различные мероприятия, направленные на увеличение поступления воды в почву, — регулирование поверхностного стока, снегозадержание, а также различные виды орошения.

Важное значение для плодородия почвы имеет кислород воздуха. Кислород необходим прежде всего для микробиологических процессов. Затрудненный газообмен в плотных почвах и накопление в почвенном воздухе углекислоты, равно как дефицит кислорода при избыточном увлажнении почвы, угнетающе действует на растительность. Отрицательное действие почвенного воздуха проявляется при содержании кислорода менее 8—12% от всего объема, а при содержании кислорода менее 5% большая часть растений гибнет.

Обеспеченность почвы кислородом и поддержание оптимального газообмена в почве в значительной степени зависит от ее структуры. Оптимальной структурой пахотного горизонта считается мелкокомковатая или зернистая водопрочная структура.

Плодородие почвы как качество, определяющее урожайность, обуславливается не только природными свойствами, но и характером ее возделывания. К. Маркс указывал на необходимость различать *естественное плодородие* целинных земель и *плодородие эффективное*, получающееся в результате воздействия человека на почву. Естественное потенциальное плодородие обусловлено природными свойствами почвы. Эффективное плодородие составляет часть естественного плодородия, которое проявляется в виде урожая культурных растений. Оно будет увеличиваться в связи с применением удобрений, рациональной обработкой почвы и другими мероприятиями. Так создается *искусственное эффективное плодородие*. Соотношение между видами плодородия представлено в схеме:



С развитием науки и сельскохозяйственной практики искусственное плодородие будет прогрессивно повышаться. Эффективное плодородие обусловлено развитием человеческого общества, развитием его производительных сил и производственных отношений.

В прошлом веке был сформулирован ошибочный и реакционный «закон убывающего плодородия». Он был выведен на основании большого количества опытов, в процессе которых изучалось влияние какого-либо одного фактора на плодородие, на урожай. Например, определялось влияние содержания воды в почве на урожай зерновой культуры. Согласно опытным данным, урожай повышался до некоторой оптимальной точки увлажнения почвы. При дальнейшем повышении влажности урожай резко сокращался и при 100% максимальной влагоемкости был равен нулю. Подобные опыты проводились с многими растениями и в отношении других отдельных факторов их жизни. Перенеся результаты этих опытов в производство, некоторые исследователи сделали ошибочное заключение, что в процессе возделывания почвы для повышения ее плодородия эффект от каждого последующего мероприятия, от каждого последующего вложения труда и капитала в почву будет постепенно уменьшаться.

Научную несостоятельность подобных опытов показал В. Р. Вильямс. Методологическая ошибка в их проведении заключается в изменении только одного фактора жизни растений. Если производить эксперимент с одновременным воздействием на ряд факторов, то увеличение урожая будет тем больше, чем на большее количество факторов будет оказано воздействие.

Обстоятельная критика экономической и социальной стороны

«закона убывающего плодородия» была дана В. И. Лениным в работе «Аграрный вопрос и «критики» Маркса» (1901—1907). Рассматривая тезис о неэффективности новых вложений труда и капитала, Ленин показал, что новые вложения труда и капитала предполагают изменение техники, изменение способа производства. В. И. Ленин привел данные, показывающие, что, несмотря на уменьшение сельского населения (лиц, занятых непосредственно сельскохозяйственным производством), имеет место неуклонное возрастание количества получаемых сельскохозяйственных продуктов за счет интенсификации земледелия.

Положения Ленина хорошо подтверждают сведения о росте плодородия почв и продуктивности сельского хозяйства за историческое

время. Так, например, согласно В. А. Ковде (1874), урожаи зерновых хлебов, в XV—XVII вв. составляющие 6—7 ц/га, в XIX в. в индустриально развитых странах выросли до 16 ц/га, а в середине XX в. достигли 30—40 ц/га. Рост производства зерна в СССР на протяжении трех последних десятилетий показан на рис. 44.

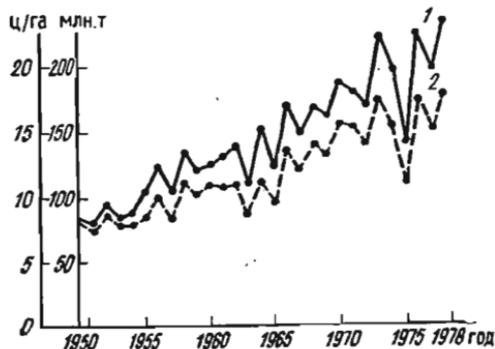


Рис. 44. Производство зерна в СССР во всех категориях хозяйства (по В. А. Ковде, 1983):

1 — валовой сбор зерна, млн. т; 2 — урожай зерновых, ц/га

## 8.2. Влияние человека на почвенный покров

Воздействие человеческого общества на почву представляет собой одну из сторон общего влияния человека на окружающую среду в целом. При этом почва, будучи важнейшим условием существования человека, имела для него особое значение.

Воздействие человеческого общества, беспрестанно возрастая на протяжении истории, проявлялось как в формах направленного преобразования, так и прямого разрушения. В отдаленные времена бесчисленными стадами была сведена растительность и вытоптана дернина на обширной территории аридных ландшафтов. Дефляция довершила уничтожение почв. В более близкое время в результате бездренажного орошения десятки миллионов гектаров плодородных почв превратились в засоленные земли и соленые пустыни. По данным ООН, ежегодно от засоления и заболачивания гибнет 200—300 тыс. га поливных земель. Буквально на наших глазах большие площади высокоплодородных пойменных почв были затоплены и заболочены в результате строительства плотин и водохранилищ на крупных реках. Однако, как ни велики явления

разрушения почв, это лишь небольшая часть результатов воздействия человеческого общества на почвенный покров Земли. Основным результатом человеческого воздействия на почву — постепенное изменение процесса почвообразования, все более глубокое регулирование процессов круговорота химических элементов и трансформации энергии в почве.

Один из важнейших факторов почвообразования — растительность — подвергся определенному изменению: за историческое время площадь лесов сократилась более чем наполовину. Обеспечивая развитие растений, которые ему полезны, человек на значительной части суши заменил естественные биоценозы искусственными. Биомасса культурных растений (в отличие от естественной растительности) полностью не поступает в круговорот веществ в данном ландшафте. Значительная часть культурной растительности (до 40 и даже до 80%) выводится с поля. Это приводит к истощению запасов в почве гумуса, азота, фосфора, калия, микроэлементов и в итоге к снижению урожайности.

В отдаленные времена, в связи с избытком земли по отношению к небольшой численности населения, после снятия одного или нескольких урожаев обрабатываемый участок оставлялся. Почвообразующие факторы с течением времени восстанавливали биогеохимическое равновесие в почве. С началом земледелия в лесной зоне стала применяться огневая (лесопольная, или подсечная) система, при которой сжигался лес, а освобождавшаяся площадь, засеваемая зольными элементами сжогенной растительности, засеивалась. После истощения обрабатываемый участок забрасывался и выжигался новый. В степных условиях наиболее древней системой земледелия была залежная или переложная: при залежной системе использованные участки земли после истощения оставались на длительное время, при переложной — на более короткое. Постепенно количество свободных земель уменьшалось, срок перелога (перерыва между посевами) все сокращался и в конце концов достиг одного года. Так возникла паровая система земледелия с двух- или трехпольным севооборотом. Однако такая усиленная эксплуатация почвы без внесения удобрений и с невысокой культурой агротехники способствовала постепенному снижению урожайности и качества продукции.

Жизненная необходимость поставила человеческое общество перед задачей восстановления ресурсов почв. С середины прошлого века началось промышленное производство удобрений, внесение которых обеспечивало компенсацию элементов питания растений, отчуждаемых с урожаем. Со временем были выработаны агротехнические приемы, активизирующие миграцию химических элементов в системе почва — растение, способствующие вовлечению в биологический круговорот возможно большей части почвенных ресурсов и нейтрализующие отрицательные свойства отдельных типов почв. Современные системы земледелия направлены на поддержание и увеличение почвенного плодородия.

Рост населения и ограниченность площадей, пригодных для земледелия, выдвинули на передний план проблему мелиорации (улучшения) почв. Современные технические средства позволяют проводить разнообразные мелиоративные мероприятия. В первую очередь они направлены на оптимизацию водного режима. На территории излишнего увлажнения и заболачивания проводится осушение, в аридных районах осуществляется искусственное орошение. Ведется борьба с засолением почв, осуществляется известкование кислых почв, гипсование солонцов, восстановление и рекультивация площади горных выработок, карьеров, отвалов. Мелиорация распространяется и на высококачественные почвы, еще выше поднимая их плодородие. Например, орошение черноземов позволяет достигать урожаев для новых сортов пшеницы и кукурузы до 100—120 ц/га (В. А. Ковда, 1983).

В Советском Союзе проводится большая работа по мелиорации почв. Значительные площади орошаемого земледелия созданы и расширяются в республиках Средней Азии, Закавказья, на юге Украины, Северном Кавказе, в Поволжье и других районах. Осуществляются работы по осушению в Нечерноземной зоне РСФСР, в Белоруссии, Прибалтике, на Дальнем Востоке. Общая площадь орошаемых и осушенных угодий в нашей стране превышает 30 млн. га (Г. В. Добровольский, И. С. Урусевская, 1984). На мелиорируемых землях производится весь хлопок и рис, две трети овощей, около половины фруктов и винограда, выращиваемых в нашей стране. Учитывая важное значение мелиорации почв для дальнейшего развития сельскохозяйственного производства, ЦК КПСС и Совет Министров СССР в октябре 1984 г. приняли постановление «О долговременной программе мелиорации, повышении эффективности использования мелиорированных земель в целях устойчивого наращивания продовольственного фонда страны». В соответствии с этой программой намечено к 2000 г. расширение орошаемых земель до 30—32 млн. га и осушенных земель до 19—21 млн. га.

В итоге деятельности человека возникли совершенно новые типы почв. Так, например, в результате тысячелетнего орошения в Египте, Индии, в республиках Средней Азии созданы мощные искусственные наносные почвы с высокими запасами гумуса, азота, фосфора, калия, микроэлементов. В некоторых странах более сотни лет проводилось известкование кислых почв, которые сейчас преобразованы в нейтральные. В особый тип культурных почв превратились почвы виноградников южного берега Крыма, используемые более двух тысяч лет. Отвоены у моря и превращены в плодородные земли низменные побережья Голландии.

Проводится работа по предупреждению процессов, разрушающих почву: создаются лесозащитные насаждения, сооружаются искусственные водоемы и ирригационные системы. О масштабах деятельности человека по регулированию почвообразования можно судить по тому, что в настоящее время во всем мире искусственное орошение осуществляется на площади около 240 млн. га. В плане

международной программы ООН и ЮНЕСКО «Человек и биосфера» предусматриваются усилия по разработке наиболее эффективных мер по защите и повышению их продуктивности. В этих работах активное участие принимают советские ученые.

### 8.3. География почв и земледелие

Согласно имеющимся в литературе подсчетам (В. А. Ковда, 1972, Б. Г. Розанов, 1977), суммарная площадь распаханых почв составляет  $1,5 \cdot 10^9$  га. В общем балансе Мировой суши леса занимают 24%, травянистые ландшафты, которые можно рассматривать как используемые потенциальные луга и пастбища — 20, распаханые площади 16,5, прочие территории — 39% всей суши. Можно считать, что сельскохозяйственная освоенность суши составляет около 30%.

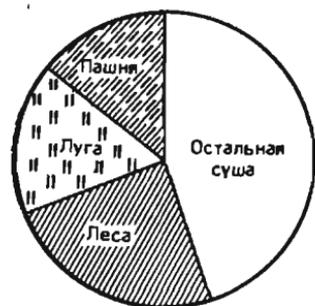


Рис. 45. Сельскохозяйственные угодья планеты (по В. А. Ковде, 1973)

Соотношение между площадью обрабатываемых земель и остальной суши представлено на рис. 45. Согласно данным ФАО по состоянию на 1972 г., на территории зарубежной Европы обрабатываемые почвы составляют 30,8% от всей площади, в зарубежной Азии — 20,2, в Северной и Южной Америке — 3,5, в Африке — 14,4, в Австралии и Океании — 4,1%. В целом для зарубежной территории обрабатываемые почвы занимают 11,7% всей площади.

На территории СССР распространение земледелия зависит от природных условий. В тундровой зоне земледелие представлено редкими очагами. Очаговое земледелие в сочетании с лесным хозяйством и охотничьим промыслом развито на севере таежно-лесной зоны европейской части СССР и на большей части этой зоны в азиатской части. С продвижением на юг земледелие играет все большую роль в хозяйственной деятельности человека (особенно в европейской части), значительно увеличивается распаханность почв. Наиболее широко распространено земледелие в лесостепных и степных ландшафтах. В сухих степях и пустынях значение его вновь сильно уменьшается. Здесь развито выборочное земледелие в сочетании с пастбищным животноводством.

Весьма показательно использование почв в сельском хозяйстве для различных географических условий. Особенно неравномерно эксплуатируются почвы в земледелии: от 63% всей площади зоны для черноземно-степных почв до очень слабого использования в северотаежных, тундровых ландшафтах и в пустынной зоне.

В послевоенный период в СССР площади земель неуклонно возрастают. Общая площадь пахотных земель царской России составляла около 120 млн. га (Г. В. Добровольский, И. С. Урусевская,

1984). К 1980 г. эта площадь возросла почти вдвое, достигнув 225 млн. га. К этому же времени сильно увеличилась (свыше 30 млн. га) площадь мелиорируемых земель, в то время как в России до революции она составляла 5,2 млн. га.

Почвенно-природными условиями определяется не только степень распространения земледелия, но и его специализация. На почвах лесостепной, степной и отчасти сухостепной зон выращивают зерновые культуры. Хлопководство развито в основном на сероземных почвах Средней Азии. Культура льна-горбунца распространена на дерново-подзолистых почвах.

Обработка почв, мелиорация, внесение удобрений и другие мероприятия обязательно должны планироваться и осуществляться с учетом географических условий. Для правильной организации земледелия необходимо всестороннее изучение как самих почв, так и природных условий почвообразования, поэтому в настоящее время особенно важное значение приобретают почвенно-географические и почвенно-картографические работы.

#### **8.4. Значение почвы для других областей деятельности человеческого общества**

**Почва и здравоохранение населения.** Почва имеет важное санитарно-гигиеническое и медицинское значение. Это хорошо понимал В. В. Докучаев, который был основным организатором первой попытки комплексного физико-географического изучения района Петербурга не только для целей сельского хозяйства, но и в санитарно-гигиеническом отношении.

Почва является средой жизни многочисленных низших животных и микроорганизмов, оказывающих болезнетворное воздействие на человека. Например, болезнь гистоплазмоз вызывается особыми грибами. При медико-микробиологическом изучении почв США было установлено, что наилучшие условия для существования этих грибов имеются в красно-желтых оподзоленных почвах теплого климата с осадками 1000—2000 мм в год. Поэтому эта болезнь весьма распространена в областях развития подобных почв и практически отсутствует там, где расположены другие почвы. Индийские ученые обнаружили, что смертность населения от холеры в сельских районах Западной Бенгалии находится в связи с характером почвенного покрова. Наибольшая смертность населения приурочена к гидроморфным почвам (аллювиальным, дельтовым, заболоченным). По-видимому, условия гидроморфных почв наиболее благоприятны для развития холерной инфекции.

Почва может быть благоприятной средой не только для непосредственных возбудителей болезней, но и для животных — носителей инфекционных заболеваний, поэтому распространение некоторых инфекционных болезней тяготеет к площади распространения определенных почв.

На состояние здорового человека может оказывать сильное воздействие химический состав почв. Иногда недостаток (или избыток) отдельных химических элементов в почве столь велик, что это сказывается на здоровье населения. Известны многочисленные случаи заболеваний, обусловленных недостатком кальция, железа, иода, фтора.

Особенно остро отражается на здоровье населения недостаток химических элементов, которые входят в состав биологически активных веществ, регуляторов жизненных процессов — витаминов, ферментов, гормонов. Подобные болезни получили название эндемических\*. Районы, в которых под влиянием местных геохимических особенностей обнаруживаются отклонения среди растений и животных, а также эндемические заболевания, А. П. Виноградов назвал *биогеохимическими провинциями*. В условиях планового хозяйства эндемические заболевания могут быть ликвидированы после обнаружения их причин. Так, например, было покончено с тяжелой формой нодной недостаточности (зобной болезнью) в некоторых горных районах нашей страны при помощи введения в рацион населения специальной йодированной пищевой соли.

**Значение почвы для поисков месторождения полезных ископаемых.** Изучение процессов, протекающих в почве, имеет исключительно важное значение для совершенствования геохимических методов поисков. Эти методы приобретают особое значение в связи со всевозрастающими потребностями народного хозяйства в минеральном сырье.

Так, изучая состав почвенного воздуха, можно обнаружить скопления нефти и газа, а также радиоактивных элементов. В 30-х годах геохимии установили, что вокруг месторождений руд металлов образуются ореолы рассеяния рудных элементов, поэтому для выявления скрытого месторождения какого-либо металла отбирают пробы с поверхности почвы и определяют в них содержание этого металла. Над месторождением содержание рудного элемента будет несколько больше, чем на остальной площади. Этот метод получил название металлометрии. Металлометрические работы с успехом используются во всем мире. Особо широкий размах они получили в СССР. В нашей стране ежегодно многочисленные экспедиции геологов отбирают миллионы металлометрических проб, которые затем анализируются в специальных лабораториях. Полученные результаты математически обрабатывают, наносят на карту и используют для обнаружения месторождений руд.

Для правильного проведения металлометрических работ и безошибочной интерпретации полученных данных необходимо учитывать особенности почвы, из которой отбирают пробы. Известно, что при почвообразовании происходит закономерное перераспределение химических элементов по профилю почвы, при этом в различных почвах это перераспределение происходит неодинаково. В некото-

\* От гр. *endemos* — местный.

рых почвах хорошо выражены горизонты вымывания и вмывания. Если на площади их распространения брать пробы без учета строения почвенного профиля, то в общей массе образцов будут присутствовать пробы из гумусового горизонта, содержащие повышенное количество металлов даже вне зависимости от ореолов рассеяния рудных месторождений. В то же время из горизонта вымывания даже вблизи месторождения рудные элементы могут быть в значительной мере вымыты и в пробах окажется небольшое содержание металлов (рис. 46). В результате полученные данные только введут в заблуждение геологов. Подобные случаи известны из практики работ на территории распространения подзолистых почв (в Канаде и других местах).

Еще более важное значение имеет учет особенностей почвообразования при анализе не всей массы пробы, а различных фракций и вытяжек из почвы. Были сделаны попытки использовать анализ поглощенных катионов для геохимических поисков.

Процессы почвообразования определенным образом изменяют физико-механические свойства верхней части почвообразующих пород, поэтому при различных инженерных изысканиях для строительства аэродромов, автомагистралей и железных дорог и т. п. важное значение имеет оценка влияния некоторых процессов почвообразования на строительную характеристику почв. Эти вопросы подробно излагаются в курсах грунтоведения.

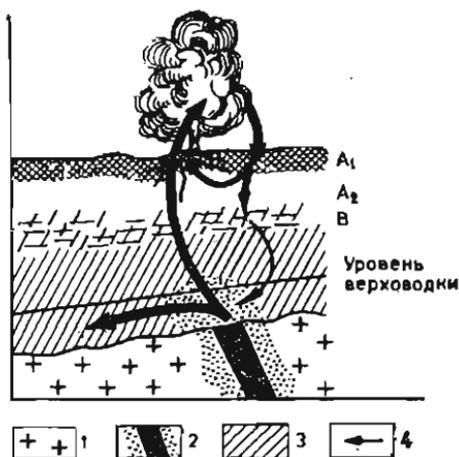


Рис. 46. Схема накопления рудных элементов в гумусовом горизонте подзолистой почвы, сформированной на морене, перекрывающей рудное тело:

1 — корневые породы; 2 — рудное тело с первичным ореолом рассеяния (точки); 3 — почвообразующая порода (морена); 4 — направление миграционных потоков рудных элементов; толщина льня соответствует количеству мигрирующих элементов; A<sub>1</sub> — концентрация Mn, Zn и др.; A<sub>2</sub> — эвергентный вынос; B — частичная аккумуляция

### Обзор распространенных типов почв

Ознакомление с типами почв можно осуществлять как в порядке их систематики, так и с учетом их географического распространения и в связи с условиями их образования. Для целей курса географии почв последний путь более приемлем, поэтому обзор почв в данном учебнике проводится применительно к наиболее распространенным ландшафтам, в первую очередь ландшафтам Советского Союза.

#### ГЛАВА 9 ПОЧВЫ АРКТИЧЕСКИХ И ТУНДРОВЫХ ЛАНДШАФТОВ

На островах и материковой части арктического и субарктического поясов северного полушария располагаются своеобразные безлесные ландшафты. Площадь, занятая ими, составляет около 4% суши земного шара, а для СССР — более 8% (рис. 47). На этой территории выделяют арктические и тундровые ландшафты. Тундровые почвы на территории Евразии занимают широкую полосу вдоль побережья морей Северного Ледовитого океана. Большая часть тундры находится за Северным полярным кругом, однако на северо-востоке континента тундровые ландшафты опускаются сильно к югу, следуя побережью Берингова моря. Это объясняется тем, что высокая относительная влажность воздуха в сочетании с низкими температурами неблагоприятно сказывается на лесной растительности. Широко распространены тундровые почвы на Аляске и в заполярной части Северной Америки, в Исландии и на южном побережье Гренландии. Арктические почвы имеются на островах и архипелагах Северного Ледовитого океана, не покрытых вечным льдом.

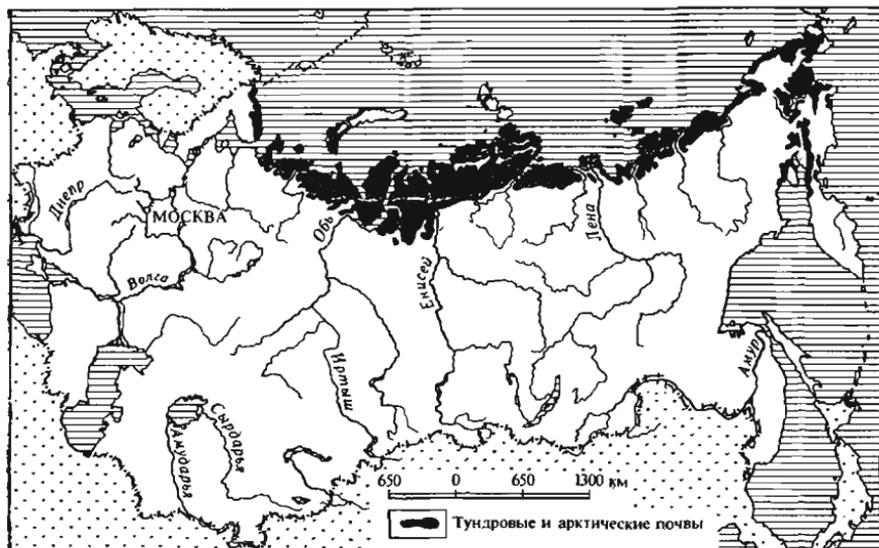


Рис. 47. Распространение тундровых и арктических почв в СССР

Тундрово-арктические ландшафты — сравнительно молодое образование. Геологические данные свидетельствуют о том, что в районах, лежащих за полярным кругом, в неогене были распространены хвойно-широколиственные леса. Возникновение и формирование тундрово-арктических ландшафтов связано с развитием великих материковых оледенений четвертичного периода.

### 9.1. Почвы арктических ландшафтов. Общие условия почвообразования

На территории Советского Союза арктические почвы распространены на островах Земли Франца-Иосифа, Новой Земли, Северной Земли, Новосибирских островах, а также в континентальной части полуострова Таймыр.

*Климатические условия* Арктики очень суровы. Среднегодовая температура от  $-10$  до  $-14^{\circ}\text{C}$ . Летом среднесуточная температура не превышает  $5^{\circ}\text{C}$ . Скопление крупных масс снега и льда препятствует значительному нагреванию воздуха. Безморозный период обычно продолжается 12—14 дн. Зима в западной части арктической зоны значительно мягче, чем в восточной. Средняя температура февраля на Земле Франца-Иосифа равна  $-19^{\circ}\text{C}$ , в то время как на Северной Земле  $-27^{\circ}\text{C}$ .

*Растительный покров*, в котором преобладают мхи, лишайники и злаки, сильно разрежен. В наиболее суровых районах растительность покрывает лишь 5—10% площади. Со смягчением климатических условий степень покрытия растительностью поверхности

почвы увеличивается до 50—70%. Годовой прирост растительности измеряется единицами центнеров сухого органического вещества на гектар площади.

На большей части арктической суши коренные породы (осадочно-метаморфические и изверженные) перекрыты рыхлыми отложениями четвертичного возраста, которые и служат *почвообразующими породами*. Генезис этих отложений ледниковый, водно-ледниковый и морской, гранулометрический состав преимущественно легкий. Местами на этих отложениях располагаются маломощные покровные суглинки. На участках выходов кристаллических пород распространены щебенчатые россыпи.

В *рельефе* важное значение имеют ледниковые абразионные и аккумулятивные формы. Наиболее благоприятны для формирования арктических почв плакорные участки (низменности островов Северного Ледовитого океана, морские террасы и поверхности выравнивания).

Для форм микрорельефа типичны слабовыпуклые участки, сложенные мелкоземистым материалом, которые обрамлены грубыми каменистыми обломками. Эти формы, известные под названием *каменных колец, каменных многоугольников* и т. п., связаны с *криогенными*\* явлениями. По-видимому, в процессе замерзания более влагоемкий мелкоземистый материал оттесняет крупные обломки к периферии. На однородных супесчано-суглинистых отложениях возникают *полигоны*, образующие сочетания четырех-, пяти- и шестигульников. Эти формы появляются в результате морозного расклевывания почвенно-грунтовой массы.

## 9.2. Характеристика почв

*Морфология и генетические особенности арктических и аркто-тундровых почв* весьма своеобразны. Мощность почвенного профиля определяется глубиной сезонного оттаивания почвенно-грунтового слоя, которая составляет в среднем 40 см. Дифференциация почвенного профиля выражена слабо. Почвы, сформированные на сравнительно низких уровнях рельефа под моховым покровом, имеют хорошо выраженный торфянистый горизонт и плохо заметный горизонт  $A_1$  мощностью 1—3 см.

Количество гумуса в верхней части профиля арктических почв не превышает 3—5% и формируется преимущественно за счет подземных частей арктических растений, которые составляют 80—90% всей биологической массы. В гумусе содержание гуминовых кислот преобладает над фульвокислотами, причем много легкорастворимых гуминовых кислот со слабо сконденсированным ядром. Это объясняется как климатическими условиями, так и тем, что в составе почвенных микроорганизмов преобладают водоросли и бактерии.

\* От гр. *kyos* — холод. Криогенез — комплекс процессов изменения горных пород при отрицательной температуре.

Микробиологическая деятельность в арктических почвах протекает довольно интенсивно, о чем свидетельствует значительное содержание микроорганизмов. По данным Е. Н. Мишустина и В. А. Мирзоевой (1964), в 1 г арктических почв содержатся сотни тысяч бактерий.

*Водный режим* арктических почв имеет ряд особенностей. В начале лета в результате таяния ледников и снежников почвенный покров переувлажняется. Однако вскоре благодаря круглосуточной инсоляции и сильным ветрам почва начинает быстро высыхать, при этом она растрескивается с образованием полигональной системы трещин.

В результате биогеохимических процессов и особенностей водного режима арктические почвы обладают слабокислой реакцией, которая в почвообразующих породах сменяется нейтральной или даже слабощелочной. *Поглощающий комплекс* часто насыщен. Среди поглощенных ионов обычно преобладает кальций, но в приморских районах резко увеличивается содержание поглощенных магния и натрия. Кратковременное иссушение почвы и криогенное подтягивание солей к поверхности способствуют появлению на отдельных участках выцветов различных солей, а на низких террасах в широких дельтах рек — образованию приморских солончаков.

Для арктических почв островов и архипелагов Северного Ледовитого океана характерно накопление в верхнем горизонте тяжелых металлов и стронция. Исследования, проведенные автором на Шпицбергене, показали, что этот процесс особенно хорошо выражен в торфянистых горизонтах почв, образованных на низких террасах фьордов.

### 9.3. Почвы тундровых ландшафтов. Общие условия почвообразования

Карельское слово «тундра» (по-фински «тунтури») означает безлесное место. Тундровые ландшафты широко распространены на Кольском полуострове и полуострове Канин, в бассейне южной Печоры и Воркуты, на полуостровах Ямал, Гыдан, Таймыр и далее к северу от Среднесибирского плоскогорья, на восточно-сибирском побережье морей Северного Ледовитого океана, на Чукотском полуострове, Камчатке и в северной части восточного побережья Охотского моря.

*Климатические условия* тундр характеризуются отрицательной среднегодовой температурой от  $-2$  в европейской до  $-12^{\circ}\text{C}$  в азиатской части СССР. Средняя температура июля, как правило, не поднимается выше  $+10^{\circ}\text{C}$ , а средняя температура января опускается очень низко до  $-30 \div -40^{\circ}\text{C}$  в Индигирско-Колымской тундре. Безморозный период невелик, обычно около трех месяцев. Количество осадков на востоке около  $150-250$  мм в год, в европейской части СССР больше:  $450$  мм — в тундрах Кольского полуострова,  $360$  мм — в районе Воркуты. Для летнего времени характерны вы-

сокая относительная влажность воздуха (80—90%) и непрерывное солнечное освещение.

В составе *тундровой растительности* преобладают кустарники, кустарнички, травянистые растения, мхи и лишайники. Древесные формы в тундре отсутствуют. Это обусловлено рядом причин — переувлажнением почвы летом и развитием анаэробных микробиологических процессов, сильными ветрами, иссушающими молодые побеги на протяжении холодного периода, низкой температурой и т. д. *Почвенная микрофлора* довольно разнообразна (бактерии, грибы, актиномицеты). Бактерий в тундровых почвах значительно больше, чем в арктических. В 1 г почв центральной подзоны тундры обнаружено от 400 до 3500 тыс., в почвах южной тундры — от 300 до 3800 тыс. (Е. Н. Мишустин и В. А. Мирзоева, 1964). Переувлажненность тундровых почв в безморозный период и обусловленный этим недостаток кислорода способствуют развитию значительного количества анаэробных бактерий.

По характеру растительности тундровую зону делят на подзоны: *арктических тундр, лишайниково-моховых, кустарничковых и лесотундры*. Наиболее типична для тундры лишайниково-моховая растительность, где глинистые пространства покрыты преимущественно мхами и травами, каменистые — лишайниками. Южнее наряду с мхами и лишайниками появляются кустарники (главным образом ерник), а еще южнее, в пределах лесотундры, встречаются изолированные лесные массивы. Лесная растительность заходит в глубь тундровой зоны лишь по речным долинам.

Несмотря на сильную увлажненность почв, в тундре не образуются крупных скоплений торфа. Значительные массивы торфяных болот появляются лишь в лесотундре.

Среди *почвообразующих пород* в тундрах преобладают различные типы ледниковых отложений. К западу от Урала ледниковые отложения содержат значительное количество грубообломочного материала горных пород областей сноса — Балтийского щита, с одной стороны, и Новой Земли и Полярного Урала — с другой. К востоку от Урала, в северной части Западно-Сибирской низменности, почвообразующими являются породы комплекса ледниковых отложений с морскими и озерными осадками, которые содержат значительно меньше валунного материала, чем морены Европы. Источником сноса для формирования минерального состава ледниковых отложений Зауралья служили Северный Урал и Таймырско-Норильский район.

В восточной части Северо-Сибирской и на площади Яно-Инди-гирско-Колымской низменности среди четвертичных отложений преобладают озерно-аллювиальные. В связи с тектоническими погружениями отдельных районов эти отложения имеют мощность в несколько сотен метров.

В местах близкого расположения плотных метаморфических и изверженных пород распространены каменистые и дресвяные россыпи.

На растительности тундровых ландшафтов, почвообразовании и различных геологических процессах сказывается влияние *многолетней мерзлоты*. Многолетней мерзлотой называют горизонты литосферы, сохраняющие на протяжении длительного времени отрицательную температуру.

Многолетняя мерзлота местами выходит далеко за пределы тундровой зоны, распространяясь на огромной территории. Например, в Восточной Сибири многолетняя мерзлота в виде отдельных островов спускается южнее государственной границы СССР. Мощность толщи мерзлых грунтов нередко достигает нескольких сотен метров. В западных районах тундровой зоны многолетняя мерзлота встречается в виде отдельных островов. Сплошное распространение она приобретает к востоку от Мезени. По поводу генезиса «вечной» мерзлоты высказан ряд гипотез, однако общепринятого мнения нет, и большинство исследователей склоняется к тому, что это не современное, а древнее явление, сохранившееся от ледникового периода.

Глубина ежегодного оттаивания многолетней мерзлоты определяется преимущественно составом пород и почв. По данным М. И. Сумгина, песчаные почвы и грунты оттаивают примерно на 1,2—1,6 м, глинистые — на 0,7—1,2, торфяно-болотные — на 0,2—0,4 м. Расположение плотного промерзшего грунта так близко от поверхности обуславливает сильное увлажнение почвенно-грунтовой массы и вследствие этого региональное заболачивание территории, несмотря на малое количество атмосферных осадков. Близость мерзлых грунтов сильно охлаждает почвенную толщу, что задерживает развитие почвообразовательного процесса. Низкая температура и пересыщенность водой тундровых почв отрицательно сказываются на биогеохимических процессах.

Специфические условия климата, усиливающиеся многолетней мерзлотой, обуславливают появление особых *форм микрорельефа*. Среди них в первую очередь следует упомянуть *полигональные формы* и *бугры*. В тундровой зоне полигоны имеют тот же характер, что и в арктической, но менее выражены. Бугры, с которыми связана пятнистость и медальонная структура тундры, представляют собой выпуклые участки грунта, ограниченные понижениями. К понижениям приурочена растительность. Образование бугров объясняют подтоком воды к наиболее промерзающим участкам. В отдельных случаях возникают крупные бугры с ледяным ядром (*гидролакколиты*). В тундрах северо-востока страны распространено явление *термокарста*. Таяние прослоев и жил льда, заключенных в толще четвертичных отложений, вызывает образование депрессий различного размера — от мелких до крупных впадин, часто занятых озерами.

#### 9.4. Характеристика почв

*Кислые бурые тундровые почвы* формируются в условиях хорошего промывания профиля и достаточного доступа кислорода, поэтому в этих почвах отсутствуют признаки анаэробности и застоя

почвенных вод. Распространение кислых бурых почв в значительной мере определяется особенностями почвообразующих пород и рельефа, благодаря которым обеспечивается хороший дренаж почвенной толщи. Этим объясняется то, что кислые бурые почвы приурочены в зоне тундр к горным районам и расчлененным высоким денудационным равнинам с чехлом хорошо проницаемых рыхлых отложений.

Для этих почв характерно накопление слабо разложенных растительных остатков, в силу чего в верхней части профиля располагается хорошо выраженный торфянистый горизонт  $A_t$ . Нижняя часть профиля слабо дифференцирована на генетические горизонты и обычно имеет мощность не более 40—50 см. Ниже горизонта  $A_t$  располагается маломощный гумусовый горизонт коричнево-бурого цвета, постепенно переходящий в горизонт В, морфологически очень слабо отличающийся от почвообразующей породы. Образованию дифференцированного профиля препятствуют процессы периодического замерзания и оттаивания почвенно-грунтовой массы и ее многократное перемешивание при этом.

Торфянистый горизонт, как показывает его название, состоит преимущественно из органического вещества. Содержание гумуса в горизонте  $A_1$  (вне торфяного горизонта) небольшое, обычно не более 1—3%. В составе гумуса резко преобладают легкорастворимые фульватные соединения. В силу этого бурые тундровые почвы характеризуются отчетливой кислой реакцией: рН водной вытяжки

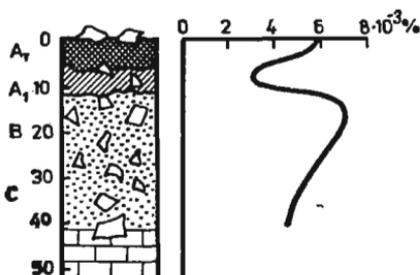


Рис. 48. Распределение меди по профилю тундровой почвы Кольского полуострова

из верхних горизонтов этих почв равна около 5. Вниз по профилю значение рН может несколько увеличиваться до 5,5—6,0.

Результаты химических анализов свидетельствуют о перераспределении вещества по профилю кислых бурых тундровых почв. Содержание поглощенных катионов в целом небольшое, самое высокое в торфянистом горизонте. Это объясняется биогенной аккумуляцией катионов и их освобождением при разрушении отмершего вещества. Легкоподвижные гумусовые соединения вымываются из горизонта  $A_t$ . При этом они образуют соединения с железом, алюминием и некоторыми рассеянными химическими элементами, которые выносятся из горизонта  $A_t$  и накапливаются в горизонте В (рис. 48). Следует подчеркнуть, что визуально накопление этих элементов совершенно незаметно.

*Тундрово-глеевые почвы* в отличие от кислых бурых формируются в условиях затрудненного дренажа почвенно-грунтовых вод и дефицита кислорода. Формирование этих почв происходит на плохо

дренированных низменностях, слабо расчлененных водоразделах, на фоне длительного застояивания вод, часто над поверхностью многолетнемерзлых толщ.

Эти почвы широко распространены на низменных равнинах в подзонах мохово-лишайниковой и кустарничковой тундр. Для профиля этих почв характерно наличие глеевого горизонта, который образуется в результате восстановительных процессов в условиях водонасыщения почвенной толщи. Благодаря присутствию Fe(II) глеевый горизонт приобретает специфический голубовато-серый (сизый) цвет. Этот горизонт располагается сразу под гумусовым и продолжается до верхней поверхности многолетней мерзлоты. Иногда между гумусовым горизонтом и оглеинной частью почвенного профиля обособляется маломощный пятнистый горизонт с чередованием серых и ржавых пятен. Содержание гумуса в горизонте  $A_1$  тундрово-глеевых почв около 1—3%, реакция близка к нейтральной.

В южной подзоне тундры, отличающейся сравнительно более мягкими климатическими условиями, формируется хорошо выраженный торфяной горизонт. В этом случае выделяют *торфяно-глеевые тундровые почвы*.

В условиях глубокого расположения многолетней мерзлоты тундрово-глеевые почвы более выщелочены и обладают кислой реакцией.

В отрицательных элементах рельефа южной подзоны тундры образуются *тундрово-болотные почвы*. Формирование их совершается под влиянием вод, стекающих с участков распространения тундрово-глеевых почв. В более континентальных условиях на склонах могут формироваться *тундровые солончаки* (Ю. А. Ливеровский, 1965).

*Дерновые кислые почвы* образуются в тундровой зоне под травянистой (осоково-злаковой) растительностью в условиях хорошей дренированности. Они отличаются сравнительно высоким содержанием элементов питания (за счет богатых кальцием материнских пород или в результате расположения на поймах рек), имеют хорошо выраженный дерновый и гумусовый горизонты, обладают высоким содержанием гумуса (5—10%) и слабокислой, почти нейтральной реакцией.

В южной части тундры встречаются *полигональные торфяники*, в которых мощность скоплений торфа необычайно велика для современных условий тундры — до 4—5 м. В торфяниках погребены остатки стволов и пней деревьев. Нижняя часть торфяников находится в постоянно мерзлом состоянии, а поверхность обычно разбита морозобойными трещинами и вспучена. Эти торфяники рассматриваются как реликтовые образования, возникшие в середине голоцена в менее суровых условиях, когда на месте современной тундры были распространены ландшафты тайги и лесотундры.

## 9.5. Использование и охрана тундровых почв

Земледелие в условиях тундры в нашей стране стало развиваться только при Советской власти. Важную роль в продвижении сельскохозяйственных культур за полярный круг сыграли исследования сотрудников Полярного ботанического сада Академии наук СССР и Полярной опытной станции Всесоюзного института растениеводства в Хибинах, а также сельскохозяйственная опытная станция в Нарьян-Маре.

В настоящее время овощи успешно выращивают в ряде районов тундровой зоны, преимущественно вокруг крупных промышленных центров (Норильск, Игарка и др.). Основные сельскохозяйственные культуры тундры — картофель, капуста, лук; в теплицах выращивают многие другие культуры. Ведется настойчивая работа по культивированию ячменя.

Тундровые почвы нуждаются в удобрениях, как органических, так и минеральных. Важное значение имеют бактериальные удобрения.

В связи с активным освоением минеральных богатств Севера, строительством горно-рудных предприятий, разведочным бурением и эксплуатацией газонефтяных залежей, строительством протяженных газопроводов и пр. остро обозначилась проблема охраны природы тундры, в первую очередь ее почвенного покрова. Верхний торфянистый горизонт тундровых почв легко нарушается и для его восстановления требуются десятилетия. Следы транспорта, буровых и строительных работ глубокими шрамами покрывают поверхность тундры, способствуют развитию эрозионных процессов. Нарушение почвенного покрова наносит непоправимый ущерб всей уникальной природе тундры. Организация строгого контроля за хозяйственной деятельностью в тундре — актуальная государственная задача.

### ГЛАВА 10

## ПОЧВЫ ТАЕЖНО-ЛЕСНЫХ ЛАНДШАФТОВ

Лесные ландшафты (без учета горных районов) занимают более  $\frac{1}{3}$  всей площади Советского Союза. Будучи также широко распространенными в Западной Европе и в Северной Америке, эти ландшафты образуют обширный пояс лесов бореального и суббореального климата северного полушария. Эта огромная территория неоднородна: лесные ландшафты разных районов существенно различаются условиями почвообразования. В самом первом приближении внутри лесного пояса можно выделить зону бореальных таежных хвойных лесов и зону суббореальных подтаежных смешанных лиственно-хвойных лесов (рис. 49). На самом юге этой зоны местами распространены лиственные леса. Значительная часть суббо-

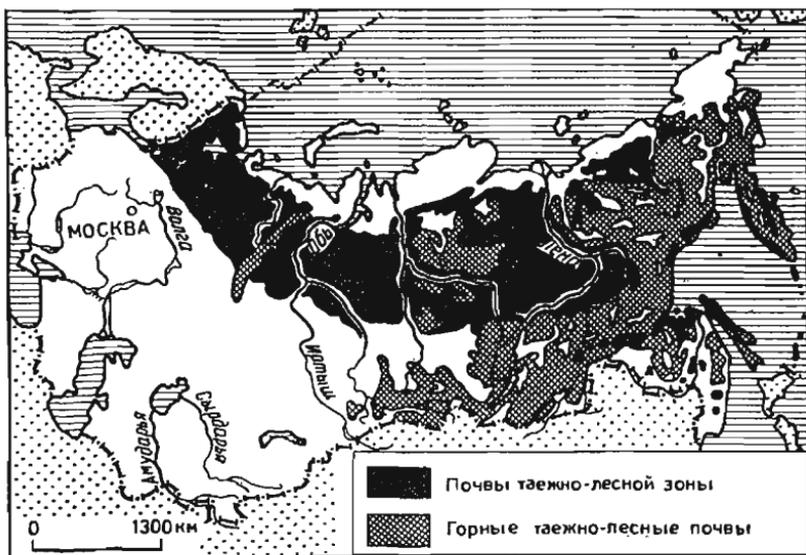


Рис. 49. Распространение почв таежно-лесной зоны в СССР

реальных лесов Европы и Северной Америки уничтожена, поэтому почвы, некогда образовавшиеся под воздействием лесной растительности, длительное время находятся в условиях безлесных ландшафтов.

### 10.1. Общие условия почвообразования

Климатические условия таежной зоны СССР закономерно меняются не только с севера на юг в связи с возрастанием радиационного баланса, но и с запада на восток. В этом направлении нарастает степень континентальности климата. В карельской тайге средняя температура января  $-10^{\circ}\text{C}$ , июля  $+15^{\circ}\text{C}$ , количество атмосферных осадков около 500 мм в год. На той же широте восточнее Енисея климат резко континентальный: средняя температура января  $-30^{\circ}\text{C}$  и ниже, амплитуда среднемесячных температур составляет  $50-60^{\circ}\text{C}$ , количество атмосферных осадков уменьшается до 150—200 мм в год. В таежных районах Сибири развита многолетняя мерзлота, но почво-грунтовая масса летом оттаивает на 50—100 см (до 250 см на песках), поэтому мерзлота не препятствует росту деревьев, обладающих неглубокой корневой системой.

Общими особенностями климата для всей протяженной таежной зоны СССР являются относительно прохладное лето (со среднемесячными температурами, близкими  $14-16^{\circ}\text{C}$ ) и положительный баланс влаги (преобладание суммы атмосферных осадков над испарением). Указанные климатические условия обуславливают

промывной тип водного режима почв, который распространен в восточно-европейской и западно-сибирской тайге. В Восточной Сибири этот тип водного режима нарушают многолетняя мерзлота и малое количество осадков.

*Почвообразующие породы* в европейской части СССР представлены преимущественно ледниковыми отложениями. На территории Балтийского кристаллического щита это грубые валунные пески и супеси, на фоне которых редко встречаются более тяжелые озерно-ледниковые отложения, например ленточные глины. По направлению к Уралу почвообразующие породы становятся менее завалунненными и более суглинистыми. К востоку от Урала, в северной половине Западно-Сибирской равнины, почвы формируются на ледниково-морских и озерно-ледниковых супесчано-суглинистых отложениях. Восточнее Енисея почвообразующими породами служат маломощные щебнистые отложения нагорий и супесчано-пылеватые, супесчано-суглинистые аллювиально-озерные отложения низменных равнин.

*Преобладающий тип растительности* зоны — хвойные леса. На территории Балтийского щита доминируют светлые сосновые, восточнее — елово-пихтовые. К востоку от Урала увеличивается количество пихты и появляются лиственница и кедр. В Центральной и Восточной Сибири преобладают светлохвойные лиственные леса. Зону хвойных лесов разделяют две подзоны. Северную подзону образуют заболоченные хвойные леса, чередующиеся с моховыми болотами. Южнее расположена подзона высокоствольных хвойных лесов. Здесь наряду с мхами растут травы. Около 20% всей площади таежной зоны занимает болотная растительность. Площади под лугами невелики.

*Существенными особенностями растительного покрова отличается Якутско-Вилюйская низменность.* В этой большой области, расположенной в центре сибирской тайги, широко распространены остепненные луга и луговые степи, чередующиеся с березовыми лесами и травяно-моховыми болотами.

Биомасса растительности хвойных лесов весьма значительна (1000—3000 ц/га), однако опад составляет лишь несколько процентов от биомассы: от 30—40 в северной подзоне до 50—70 ц/га в южной. Содержание зольных элементов в опаде невелико — 50—80 кг/га. Важная составная часть биомассы хвойных лесов — напочвенный покров из неразложившихся продуктов опада.

Почвообразовательные процессы в таежных лесах европейской части СССР и Западной Сибири имеют сравнительно много общего, но заметно отличаются от этих процессов, совершающихся в таежных ландшафтах Центральной и Восточной Сибири. Наиболее хорошо изучены почвы таежной зоны европейской части СССР.

## 10.2. Морфологические особенности почв таежных лесов европейской части СССР

На хорошо водопроницаемых почвообразующих породах под восточно-европейскими северо- и среднетаежными лесами образуются *иллювиально-гумусовые* и *иллювиально-железистые подзолы*. Особенно широко эти почвы распространены на Балтийском кристаллическом щите. Они имеют следующее строение (рис. 50, а):

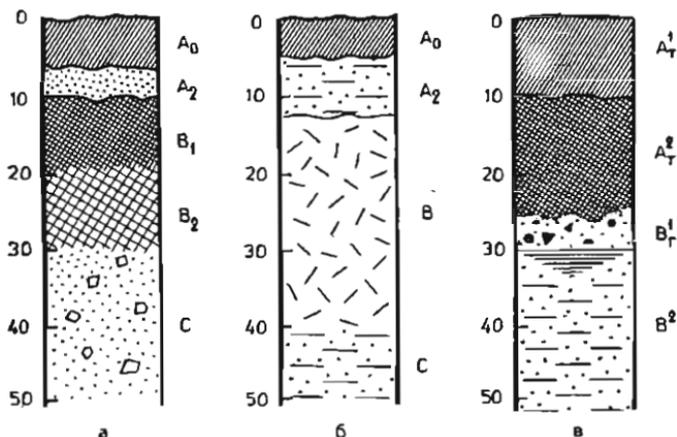


Рис. 50. Строение профиля почв таежно-лесной зоны европейской территории СССР:

а — иллювиально-железисто-гумусовый подзол; б — поверхностно-глюе-подзолистая почва; в — болотная торфяно-глюея почва

Горизонт  $A_0$  — лесная подстилка. Этот горизонт представляет собой опад хвои, сучьев деревьев, кустарников и мхов, находящихся на разных стадиях разложения. Книзу постепенно переходит в рыхлую массу грубого гумуса, в самом низу местами частично перемешанную с обломочными минералами. Мощность от 2—4 до 6—8 см.

Горизонт  $A_2$  — подзолистый. Он резко выделяется своим бледно-серым, почти белым цветом. Несмотря на небольшую мощность (обычно 2—4 см), резко выделяется благодаря своему цвету. Песчаный, легко рассыпающийся. Нижняя граница четкая.

Горизонт  $B_1$  — иллювиальный. Цвет яркий коричневый, кофейный или ржаво-бурый. Песчаный, рыхлый или очень слабо сцементирован. Мощность 10—20 см. Нижняя граница очень неясная, постепенно переходит в нижезалегающий горизонт.

Горизонт  $B_2$  — иллювиальный, переходный, на протяжении которого сверху вниз убывает ржаво-бурый оттенок. Верхняя и нижняя границы нерезкие. Мощность 20—30 см.

Горизонт С — почвообразующая порода: серый песок с постоянным количеством щебня или валунов.

Мощность профиля этих почв постепенно увеличивается с севера на юг. В подзоне южной тайги на песчаных и супесчаных отложениях почвы имеют принципиально такое же строение, но большую мощность горизонта. Особенно заметно увеличивается мощность подзолистого горизонта, до 10—15 см. Иллювиальный горизонт приобретает более ржавый оттенок и мощность до 40 см.

Образование гидроморфных почв восточно-европейской тайги связано с процессом заболачивания. По окраинам понижений рельефа, занятых болотами, образуются *болотные торфяно-глеевые почвы*. Для строения их профиля характерно наличие мощного торфяного горизонта мощностью 30 см и более, ниже которого располагается сизоватая оглеенная толща. Переход от подзолов к болотным почвам постепенный. Он хорошо заметен по увеличению мощности горизонта  $A_0$  и его оторфовыванию (рис. 50, в).

На плохо дренируемых низменных таежных равнинах, сложенных суглинистыми ледниково-морскими или ледниково-озерными отложениями, происходит застаивание верховодки в верхних горизонтах почвы. Периодическая смена окислительных условий (в период просыхания почвы и проникновения в нее кислорода с атмосферным воздухом) восстановительными во время насыщения почвы водой способствует образованию многочисленных мелких конкреций. Эти *поверхностно-глеево-подзолистые почвы* имеют следующее строение (рис. 50, б):

Горизонт  $A_0$  — лесная подстилка, состоящая из отмерших частей растений и грубого гумуса. Мощность 5 см.

Горизонт  $A_2$  — глеево-подзолистый. Цвет светлый, сизоватосерый. Присутствуют мелкие темно-бурые округлые конкреции оксида Fe (III). Мощность меняется от 5 до 10 см.

Горизонт В — серовато-желтый, уплотненный, в верхней части с пятнами сизого цвета. Мощность 30 см.

Горизонт С — плотная супесь, буровато-желтого цвета; слоистость выражена нечетко.

Поверхностно-глеево-подзолистые почвы широко распространены на севере Восточно-Европейской и Западно-Сибирской равнин.

### 10.3. Генетические особенности подзолов

Подзолы образуются на песчаных и супесчаных почвообразующих породах. В процессе формирования почвенного профиля существенного перераспределения минеральных зерен не происходит, так как высокодисперсные частицы отсутствуют или имеются в очень небольшом количестве, а более крупные частицы не могут перемещаться по межзерновым порам. В результате этого содержание главных химических элементов слабо меняется по минеральным генетическим горизонтам подзолов (табл. 22). При бо-

Таблица 22. Химический состав генетических горизонтов иллювиально-железистого подзола, % на прокаленную навеску (по Р. П. Морозовой, 1974)

Горизонт и глубина, см	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O
A <sub>0</sub> 0—2	45,78	14,00	6,46	4,12	14,22	2,61	6,51	1,29
A <sub>2</sub> 3—7	85,23	9,06	0,80	0,001	1,58	0,15	1,55	2,06
B <sub>1</sub> 7—15	83,20	9,39	1,76	0,07	1,26	0,24	1,36	1,85
B <sub>2</sub> 30—40	81,56	10,66	1,37	0,02	1,25	0,46	1,75	2,75
C 170—180	82,03	10,28	1,30	0,03	1,28	0,82	1,80	2,69

лее внимательном рассмотрении данных химического анализа можно заметить, что в подзолистом горизонте A<sub>2</sub> содержание оксида Fe (III) уменьшается, а в иллювиальном горизонте В увеличивается. Абсолютно это количество очень небольшое, но относительно горизонта A<sub>2</sub> содержание оксида Fe (III) увеличивается вдвое.

По-видимому, *резкая дифференцированность профиля подзолов связана не с минеральными компонентами, а с распределением почвенного органического вещества.*

При изучении содержания и состава гумуса в подзолах установлено, что значительная его часть представлена подвижными формами: гуминовыми и фульвокислотами. Как видно из данных табл. 23, наибольшее количество самых легкоподвижных и агрес-

Таблица 23. Характеристика гумуса иллювиально-железистого подзола Карелии (по Р. П. Морозовой, 1974)

Горизонт и глубина, см	Содержание углерода гумуса, %	Содержание от всего углерода, %		рН
		гуминовых кислот	фульвокислот	
A <sub>0</sub> 0—3	39,8	13	10	3,9
B <sub>1</sub> 7—15	0,6	19	39	5,2
B <sub>2</sub> 30—40	0,3	4	41	5,3

сивных гумусовых соединений — фульвокислот — содержится в лесной подстилке. Правда, в результате микробиологического преобразования опада таежной растительности также образуются гуминовые кислоты, однако они менее активно вымываются из лесной подстилки по сравнению с фульвокислотами и с трудом переносятся вниз по профилю почвы.

Так как количество фульвокислот в лесной подстилке наибольшее, то реакция горизонта A<sub>0</sub> сильно кислая, рН 3,5—4,0. В процессе вымывания фульвокислот в нижерасположенные горизонты почвенного профиля происходит их нейтрализация и выпадение фульватов. Одновременно с этим увеличивается рН до 5,5—6,0.

В прозрачных шлифах под микроскопом хорошо видно, что бурое органическое вещество, содержащее железо, образует тонкие пленки на поверхности минеральных зерен подзолов. Таким образом, бурый цвет иллювиального горизонта подзолов связан с вымыванием органических соединений и оксидов железа. Коричнево-кофейный цвет свидетельствует о значительном количестве органического вещества в горизонте В, ржаво-бурый — о накоплении оксида Fe (III).

■ Процесс подзолообразования изучается длительное время, однако многое еще осталось неясным. Большая часть ученых рассматривает подзолообразование как результат разрушения минералов, содержащихся в горизонте  $A_2$ , агрессивными фульвокислотами. Согласно этим представлениям, фильтрующиеся почвенные растворы выносят продукты разрушения из горизонта  $A_2$ , который в результате этого обесцвечивается, в горизонт В, где происходит их осаждение. Следовательно, все, что аккумуляровано в иллювиальном горизонте, вынесено из подзолистого. Следует заметить, что при микроскопических исследованиях подзолов не обнаружено ясных признаков выветривания минералов. В горизонте  $A_2$ , так же как и в нижезалегающих минеральных горизонтах, присутствуют мелкие обломки совершенно свежих минералов, в том числе таких неустойчивых к выветриванию, как пироксены, амфиболы, слюды. Это указывает на то, что энергичного преобразования минералов в подзолах вообще и в горизонте  $A_2$ , в частности, не происходит.

Другие ученые видели причину образования обесцвеченного горизонта  $A_2$  не в разрушении минералов и их выносе, а в условиях периодического (сезонного) оглеения верхней части почв. При водонасыщении верхней части почв Fe (III) переходит в подвижную форму оксида Fe (II), горизонт обесцвечивается, а когда кислород воздуха проникает в этот горизонт, то железо из растворов выпадает в виде мелких конкреций оксида. Однако процессом поверхностного оглеения нельзя объяснить образование мощных иллювиальных горизонтов в подзолах. В настоящее время установлено, что в результате процессов поверхностного сезонного оглеения образуются лишь некоторые почвы таежной зоны, так называемые поверхностно-глево-подзолистые.

Имеются исследователи, которые предполагают, что химические элементы, освобожденные при разрушении минералов в подзолистом горизонте, не выносятся в иллювиальный горизонт, а аккумуляруются растительностью. В соответствии с этими взглядами, разработанными В. В. Пономаревой, весь запас элементов питания таежных лесов содержится в их биомассе. Постепенно освобождающиеся при разрушении лесной подстилки химические элементы вновь захватываются корнями растений.

Количественную оценку биологической миграции химических элементов в таежных ландшафтах до последнего времени было трудно осуществить из-за очень сложной и трудоемкой методики

исследований. Учитывая новые интересные данные, полученные Р. П. Морозовой о биологическом круговороте в ельниках Южной Карелии, можно рассчитать баланс главных химических элементов в тех биоценозах, в которых формируются подзолы. Приведенные в табл. 24 данные свидетельствуют, что количество боль-

Таблица 24. Баланс зольных элементов в ельниках Южной Карелии, кг/га  
(В. В. Добровольский, 1983)

Химические элементы	Содержание в фитомассе	Ежегодное поглощение растительностью	Ежегодный возврат с опадом	Содержание в подстилке
Ca	150—260	20—45	15—40	90—160
K	50—170	7—24	6—20	10—35
Si	40—65	10—19	9—18	100—200
Mg	25—40	4—7	3—6	15—55
P	15—45	2—6	1—5	20—30
Mn	15—25	2,2—4,6	1,9—3,9	20—50
S	6—10	1,2—2,1	1,2—1,9	10—20
Al	7—10	1—2	0,7—1,8	20—85
Fe	3,5—8	0,5—1,2	0,4—1,1	18—95
Na	0,5—2,5	0,1—0,5	0,1—0,3	0,5—2
Суммарное содержание	300—600	47—107	40—90	350—650

шей части зольных элементов, находящихся в подстилке, полностью может удовлетворить потребности растительности. Содержание в подстилке таких элементов, как кремния, алюминия, и особенно железа, таково, что оно значительно превышает количество этих элементов в массе живых растений. Поэтому возможно, что необходимое количество зольных элементов растительность таежных лесов может получать за счет постепенного преобразования органических остатков, присутствующих в горизонте  $A_0$ . За счет этого же источника часть железа может аккумулироваться в иллювиальном горизонте.

Изучение распределения микроэлементов по профилю подзолов показало их тесную связь с органическим веществом. В горизонте  $A_0$  концентрация многих рассеянных металлов в несколько раз больше, чем в минеральных горизонтах. Концентрация подвижных форм меди, цинка, молибдена в лесной подстилке в десятки раз больше, чем в нижерасположенных горизонтах. Многие металлы также накапливаются в иллювиальном горизонте, хотя в меньшем количестве, чем в горизонте  $A_0$ .

#### 10.4. Почвообразование в таежных ландшафтах Центральной и Восточной Сибири

Условия почвообразования к востоку от Енисея существенно отличаются от условий Западно-Сибирской низменности и Русской равнины. Центральная и Восточная Сибирь характеризуется рез-

ко выраженным экстроконтинентальным климатом, сплошным распространением многолетней мерзлоты, особенностями растительного покрова. Почвообразующие породы представлены не мощными ледниковыми накоплениями дальнеприносного материала, а рыхлыми отложениями, как правило, небольшой мощности, в значительной мере состоящими из обломков местных пород. Различные условия почвообразования не могло не отразиться на составе почвенного покрова Сибири.

В середине текущего столетия советские почвоведы установили, что в таежной зоне Центральной и Восточной Сибири типичные подзолистые почвы теряют свое доминирующее значение и их место занимают совершенно особые почвы, отсутствующие или ограниченно распространенные к западу от Енисея. Среди восточно-сибирских почв были описаны *буротаежные*, *таежно-мерзлотные ожелезненные* и др. На основании многолетних исследований Н. А. Ногина и К. А. Уфимцева (1964) установили, что всем этим почвам свойственны общие черты, а В. О. Таргульян (1971) обосновал их объединение в один тип — *кислые бурые таежные почвы*.

Для рассматриваемых почв характерен профиль с верхним горизонтом, сложенным грубым гумусом, и отсутствием осветленного горизонта. Мощность профиля небольшая, обычно не превышает 60—100 см; он слабо дифференцирован. Особенно обращает на себя внимание отсутствие осветленного горизонта вымывания, типичного для подзолистых почв, иллювиально-гумусовых подзолов и поверхностно-глево-подзолистых почв, широко распространенных на Русской равнине и в Западно-Сибирской низменности.

Так же как и подзолистые, таежные почвы Восточной Сибири образуются в условиях замедленного биологического круговорота, с небольшой массой годового опада, который поступает почти полностью на поверхность. В результате замедленного преобразования растительных остатков и промывного режима на поверхности образуется оторфованная темно-коричневая подстилка. Из грубого остаточного органического вещества подстилки вымываются легкорастворимые гумусовые вещества, среди которых резко преобладают фульвокислоты. В силу высокой подвижности этих органических соединений гумус обнаруживается не только в верхней части профиля (8—10% под подстилкой), но и на всем его протяжении. На глубине 50 см содержание гумуса около 5%, на глубине 1 м — 2—3%. Вместе с фульвокислотами вымываются комплексные соединения железа и частично алюминия.

В процессе вымывания гумусовые вещества постепенно осаждаются и в виде гумусово-оксидножелезистых соединений образуют тонкие пленки на поверхности минеральных зерен и агрегатов или микроскопические сгустки неправильных очертаний. В результате вся почва приобретает бурый, иногда охристо-бурый цвет. В отличие от подзолистых почв, где образуется обесцвеченный гори-

зонт, из которого вынесены подвижные формы железа и частично глинистые частицы, в бурых таежных почвах мобилизованное железо вместе с гумусовыми соединениями распределяется по всему профилю. Поэтому бурые таежные почвы некоторые исследователи называют ожелезненными.

Осаждение гумусовых веществ и металлорганических соединений железа начинается сразу же за подстилкой, вниз по профилю яркость окраски уменьшается. Причина такого распределения гумуса и железа недостаточно ясна. Было высказано предположение, что процессы оподзоливания подавлены и вынос продуктов почвообразования за пределы профиля затруднен вследствие экранирующего влияния «вечной» мерзлоты. На некоторых картах бурые таежные почвы именуется *мерзлотно-таежными ожелезненными*. По-видимому, особенности этих почв следует объяснять всей суммой современных условий почвообразования.

Благодаря большому количеству образующихся фульвокислот бурые таежные почвы обладают сильнокислотной реакцией, рН водной вытяжки обычно равна 4—5, причем наиболее низкие значения в гумусовом горизонте под подстилкой. Так как эти почвы формируются обычно на рыхлых отложениях песчаного или песчано-дресвянистого состава, то содержание глинистых минералов обычно невелико. В связи с этим емкость поглощения небольшая. Она увеличивается в верхних горизонтах с возрастанием содержания органического вещества.

Следует отметить, что кислые бурые таежные почвы распространены не только в Центральной и Восточной Сибири, но и в других регионах, особенно в Северной Америке. Возможно, эти почвы образуют большую группу, внутри которой могут быть выделены не только подтипы, но и типы.

Геохимическое сопряжение кислых бурых таежных почв с гидроморфными (болотными) почвами Восточной Сибири изучено недостаточно.

*Процессы почвообразования*, протекающие в холодных гумидных условиях на вулканических пеплах, приводят к формированию особых почв. Такие почвы распространены на Камчатке. Они имеют верхний грубогумусовый горизонт, откуда вымываются фульвокислоты, обуславливающие кислую реакцию. Особенность этих почв — преобладание аморфных аллофановидов в их тонкодисперсной части.

Оригинален почвенный покров Якутско-Вилюйской низменности. Почвообразующие породы здесь представлены лёссовидными отложениями. Рельеф пологоволнистый с депрессиями, преимущественно термокарстового происхождения, до 1—3 км в поперечнике. Растительность Якутско-Вилюйской низменности резко выделяется на фоне таежной зоны распространением злаковых и злаково-полюнных степей, комбинирующихся с листовыми лесами, мохово-травяными болотами и березовыми колками. Многолетняя мерзлота залегает на глубине около 1 м.

Здесь распространены *мерзлотно-палевые почвы*. Они обладают дерновым горизонтом с 3—4% гумуса, слабощелочной реакцией, наличием среди поглощенных катионов натрия. Этот элемент способствует разрушению почвенных агрегатов и вымыванию тонкодисперсных частиц.

Под степной растительностью распространены *черноземовидные степные почвы*, содержащие до 6—10% гумуса. Наличие в них поглощенного натрия способствует перемещению тонкодисперсных частиц из верхних горизонтов почвенного профиля в горизонт вымывания.

В процессе геохимического сопряжения в гидроморфных почвах Якутии аккумулируется натрий. Этому благоприятствует экстраконтинентальность климата и явление надмерзлотной концентрации соли. В некоторых районах, особенно в надпойменных террасах Лены и Вилюя, встречаются солончаки.

### 10.5. Некоторые черты географии почв таежно-лесной зоны

Огромный пояс таежных лесов распадается на несколько крупных почвенных областей. В пределах СССР по схеме почвенно-географического районирования таежно-лесной пояс по биоклиматическим особенностям разделяют на следующие три области: 1) Европейско-Западно-Сибирскую таежно-лесную, объединяющую восточно-европейскую и западно-сибирскую тайгу; 2) Восточно-Сибирскую мерзлотно-таежную, расположенную к востоку от Енисея; 3) Дальневосточную таежно-лугово-лесную, охватывающую Камчатку, Сахалин и район нижнего течения Амура.

М. А. Глазовская выделяет несколько более ограниченные почвенные области. Например, вместо единой Центральной таежно-лесной она выделяет Северо-Европейскую (Фенноскандинавскую), расположенную в пределах Балтийского кристаллического щита, и Европейско-Западно-Сибирскую, включающую северо-восток Восточно-Европейской равнины и северную половину Западно-Сибирской равнины. М. А. Глазовская также выделяет в качестве самостоятельной почвенной области Центрально-Якутскую таежно-лугово-степную. Внутри этих областей есть подзоны и районы, отличающиеся особенностями строения и состава почв.

За пределами Советского Союза почвенный покров таежно-лесной зоны также неоднороден. В Западной Европе *поверхностно-глебово-подзолистые почвы* и *иллювиально-гумусовые подзолы* расположены на севере Фенноскандинавии. *Иллювиально-железистые подзолы* и *подзолистые почвы* находятся южнее. В северной части Канады и на Аляске распространены *кислые бурые таежные почвы*.

## 10.6. Народнохозяйственное значение почв таежной зоны

Сельскохозяйственное использование почв зоны таежных лесов связано с очень большими трудностями. В южной половине таежной зоны Европейско-Западно-Сибирской области пашни занимают менее 2% всей площади, а в северной половине — всего 0,1%. Неблагоприятные климатические условия для сельскохозяйственных культур на протяжении всей зоны, сильная завалузенность почв на севере европейской части СССР, повсеместная заболоченность территории, особенно в пределах Западно-Сибирской равнины, наличие многолетнемерзлых грунтов к востоку от Енисея — все это очень мешает развитию земледелия. Тем не менее в южных районах восточно-европейской тайги и в луговых степных районах Якутии на протяжении нескольких веков ведется упорное освоение земель. Наиболее благоприятны для земледелия суглинистые разновидности таежных почв.

■ Для эффективного использования почв таежных ландшафтов требуется внесение больших доз минеральных и органических удобрений, мероприятия по нейтрализации высокой кислотности, местами, — удаление валунов. При освоении лугово-степных почв Якутии необходимы меры по предотвращению вторичного засоления.

В медико-гигиеническом отношении зона таежно-лесных почв малоблагоприятна, так как в результате интенсивного вымывания почвы этой зоны теряют многие химические элементы, в том числе необходимые для нормального развития человека и животных. Поэтому в этой зоне создаются условия частичного дефицита ряда химических элементов, в первую очередь легкоподвижных — иода, меди, кальция и др. (В. В. Ковальский, 1964).

Изучение геохимии почв таежной зоны имеет важное значение для Сибири в связи с огромным масштабом геохимических поисков месторождений полезных ископаемых на этой территории.

## ГЛАВА 11 ПОЧВЫ СМЕШАННЫХ ЛЕСОВ

К югу от зоны таежных лесов располагаются леса смешанного хвойно-лиственного состава. Эти леса особенно широко распространены на территории Восточно-Европейской равнины, где они образуют широкую зону. За Уралом они продолжают существование далеко на восток, вплоть до Приамурья, хотя и не образуют сплошной зоны (рис. 51). Наиболее типично почвы этих ландшафтов представлены в европейской части СССР. Поэтому характеристика этих почв приводится применительно к указанной территории.

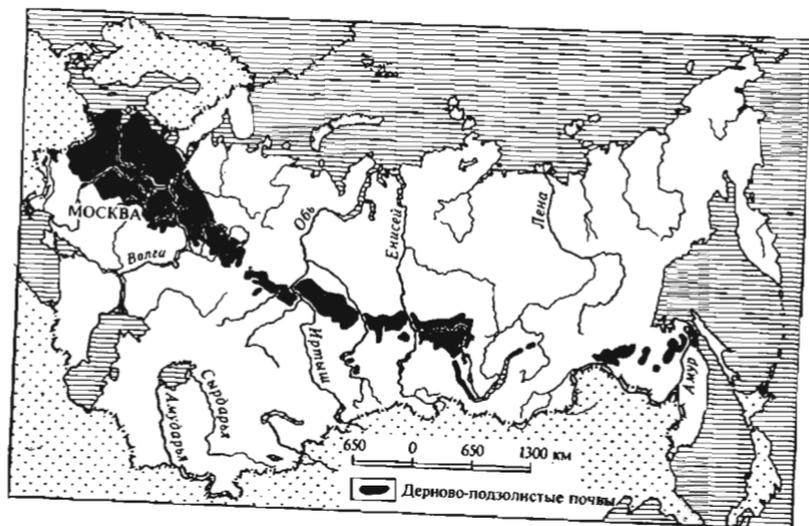


Рис. 51. Распространение дерново-подзолистых почв в СССР

### 11.1. Общие условия почвообразования

Климат зоны смешанных лесов европейской части СССР характеризуется более теплым и продолжительным летом по сравнению с зоной таежных лесов. Годовое количество атмосферных осадков около 500—600 мм. По направлению на запад эта величина возрастает, в азиатской части СССР климатические условия более континентальные, но везде количество осадков превышает испарение.

Растительность в европейской части СССР представлена смешанными лесами, состоящими из ели, березы, осины, местами встречаются широколиственные породы деревьев. В Приуралье растет пихта, в Западной Сибири преобладают береза и осина. Характерной чертой смешанных лесов является более или менее хорошо развитый покров трав. Биомасса смешанных лесов больше, чем в тайге, и составляет 2000—3000 ц/га. Масса опада также превышает таковую таежных лесов, но в силу того, что процессы разрушения мертвого органического вещества протекают более энергично, в смешанных лесах подстилка имеет меньшую мощность, чем в тайге.

Почвообразующими породами на северо-западе европейской части СССР служат отложения валдайского оледенения — валунные суглинки и супеси. Среди валунов преобладают обломки кристаллических пород Балтийского щита. Местами морена обогащена обломками осадочных карбонатных пород. На протяжении нескольких тысяч лет часть карбонатного материала была выщелочена, сохранились лишь кремнистые стяжения, иногда переполняю-

щие ледниковые отложения. Обилие валунного материала в почвообразующих породах и образованных на них почвах затрудняет земледелие.

Распространены также озерно-ледниковые, обычно суглинистые, и супесчаные водно-ледниковые отложения. За границей ледниковых образований валдайской эпохи водораздельные пространства несут покров лёссовидных суглинков, а к обширным древним долинам приурочены супесчаные древнеаллювиальные отложения. Водно-ледниковые и древнеаллювиальные пески, заполняющие большие низменности, отличаются высоким содержанием кварца и пониженным содержанием обломочных силикатов.

## 11.2. Морфологические особенности автоморфных почв смешанных лесов европейской части СССР

Наиболее характерным типом автоморфных почв подтаежных лесов Восточно-Европейской равнины являются почвы, получившие название *дерново-подзолистых*. Они формируются только на суглинистых почвообразующих породах. Наиболее типично строение этих почв выражено в том случае, когда они образованы на покровных суглинках (рис. 52, а).

Горизонт  $A_0$  — лесная подстилка, состоящая из опада хвойных и лиственных деревьев. Мощность 2—5 см.

Горизонт  $A_1$  — гумусовый. В верхней части содержит многочисленные корни трав, которые часто образуют хорошо выраженную дернину (горизонт  $A_d$ ). Цвет серый различных оттенков. Сложение рыхлое. Структура в верхней части, где расположена сеть корней трав, комковатая, непрочная, внизу неясно слоеватая. Нижняя граница отчетливая, неровная. Мощность от 5 до 20 см.

Горизонт  $A_2$  — подзолистый. Он обладает характерным светло-серым белесым цветом, по которому эта почва получила свое название (под цвет золы). Для этого горизонта характерна листовато-пластинчатая структура. На фоне пепельно-серого цвета горизонта часто выделяются черные или бурые марганцевые и железистые конкреции. Книзу встречаются участки бурого цвета. Нижняя граница ясная, но очень неровная. Типичны глубокие затеки белесого материала по трещинам в нижезалегающие гори-

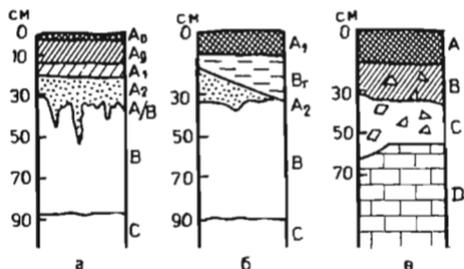


Рис. 52. Строение профиля автоморфных почв смешанных лесов европейской территории СССР:

а — дерново-подзолистая почва; б — торфянисто-подзолисто-глеевая; в — дерново-карбонатная

зонты, часто на глубину более 1 м. Мощность от нескольких до 20—25 см.

Горизонт В — иллювиальный. Цвет темно-коричнево-бурый. Очень плотный, тяжелый, насыщенный вмытой глиной. Имеет хорошо выраженную ореховатую структуру, образованную изометричными полиэдрическими отдельностями, покрытыми темно-коричневой пленкой глинистых и гумусово-глинистых натек. Вверху структура мелкоореховатая, книзу постепенно увеличивается, трещины становятся более редкими и структура переходит в глыбистую. По размеру структурных отдельностей горизонт можно подразделить на подгоризонты. В верхней части горизонта поверхность структурных отдельностей припудрена белесой кремнеземистой присыпкой, состоящей из пылеватых частиц обломочных минералов, главным образом кварца. Горизонт распространяется на большую глубину (1 м, иногда более). Нижнюю границу уверенно можно установить по появлению призматической структуры, которая характерна для почвообразующей породы — лёссовидных суглинков. Толща горизонта пересекается клиновидными белесыми языками материала, вынесенного из горизонта  $A_2$ , и трещинами с оглеенными сизовато-белесыми стенками.

В зоне смешанных лесов на междуречьях может возникнуть поверхностное заболачивание почвы. Это влечет за собой развитие анаэробных процессов и вымирание трав, на месте которых начинают развиваться сфагновые мхи. В ландшафтах верховых болот формируются *торфяно-подзолисто-глеевые* (глеевые остаточные подзолистые) почвы. Особенностью строения их профиля является глеевый горизонт, нарастающий на подзолистый сверху при сохранении остатков первичного подзолистого горизонта.

Профиль этих почв имеет следующее строение (рис. 52, б):

Горизонт  $A_T$  — торфянистый, залегает под моховым покровом и состоит из полуразложившихся остатков мха и хвон. Окраска горизонта неравномерно черно-бурая, мощность обычно 10—20 см (при мощности более 20 см горизонт называют торфяным).

Горизонт  $A_1$  — гумусовый, черного цвета, мощностью около 10 см.

Горизонт  $A_2$  — остаточный подзолистый, имеет серый цвет и непостоянную мощность (от нескольких сантиметров до 0).

Горизонт В — остаточный иллювиальный, имеет пятнистую окраску, обусловленную чередованием ржаво-бурых и серовато-сизых участков.

От приведенных профилей резко отличается профиль *дерново-карбонатных почв*, или *рендзин*. Последние образуются в автоморфных условиях на почвообразующих породах, богатых карбонатами кальция. Особенно эти почвы характерны для поля разви-

тия ордовикских карбонатных отложений в пределах Ленинградской области, Латвийской и Эстонской ССР. Цоколь этого плато образуют карбонатные породы, прикрытые с поверхности мало-мощными моренными суглинками, содержащими большое количество валунов местных карбонатных пород (до 90% всей массы валунов представлено местными породами). В Эстонии такие суглинки называются рихками.

Профиль дерново-карбонатных почв под лесом на подобных маломощных суглинках, обогащенных обломочным материалом местных карбонатных пород, следующий (рис. 52, в):

Горизонт А — перегнойный, обладает черным цветом, зернистой структурой и мощностью до 15 см.

Горизонт В — переходный, обладает темно-бурым цветом и мощностью 15—18 см. По всему профилю в изобилии рассеяны мелкие обломки известняка.

Горизонт С часто отсутствует в силу того, что вся толща почвообразующих суглинков охвачена процессом почвообразования, поэтому горизонт В может залегать на дезинтегрированном плитняковом известняке (горизонте D).

### 11.3. Генетические особенности автоморфных почв смешанных лесов

Аutomорфные почвы смешанных лесов развиваются в условиях хорошо выраженного промывного режима. Атмосферные осадки, поступая в почву и обогащаясь растворимыми гумусовыми соединениями, ежегодно промывают почвенно-грунтовую толщу на большую глубину. Гумусовые соединения в основном образуются за счет разрушения напочвенного мертвого органического вещества. Благодаря более интенсивной микробиологической деятельности опад в смешанных лесах перерабатывается быстрее, чем в тайге, и подстилка смешанных лесов более разложена. Количество подстилки связано с составом леса. С увеличением относительного содержания хвойных деревьев возрастает масса мертвого органического вещества. Например, в Белоруссии в ельниках запас подстилки превышает 500 ц/га, а в хвойно-широколиственных лесах составляет около 200 ц/га. Это обусловлено неодинаковым составом и различной устойчивостью хвои и листьев.

В горизонтах  $A_0$  и  $A_1$  сосредоточена почти вся масса органического вещества и сконцентрированы химические элементы, избирательно поглощенные живыми организмами.

При разложении мертвого органического вещества в условиях зоны смешанных лесов в значительном количестве образуются гуминовые и фульвокислоты. Благодаря присутствию гуминовых кислот в гумусовом горизонте он приобретает серый цвет. Обилие фульвокислот способствует кислой реакции. Эти хорошо раство-

римые в воде кислоты вымываются на всю глубину профиля (рис. 53).

■ То, что фильтрующиеся кислые почвенные воды, обогащенные гумусовыми кислотами, оказывают очень сильное влияние на образование профиля почв, сомнений не вызывает. Однако единого мне-

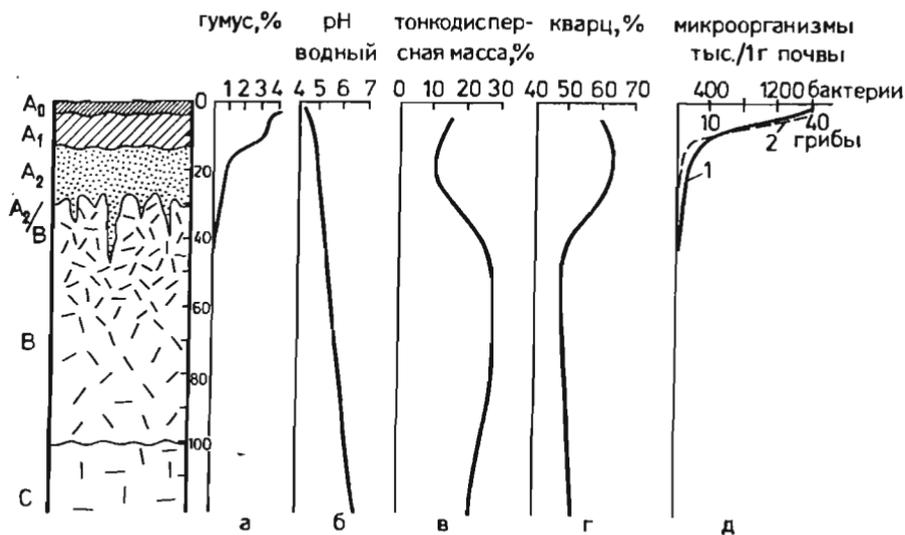


Рис. 53. Распределение некоторых компонентов по профилю дерново-подзолистых почв:

1 — бактерии; 2 — грибы

ния о механизме этого процесса нет. Одни ученые считают, что главным процессом в формировании профиля этих почв является образование светлого горизонта A<sub>2</sub> в результате разрушения силикатов и выноса освободившихся оксидов кремния, алюминия, железа из верхней части профиля с их частичным осаждением в иллювиальном горизонте. Подтверждением этих взглядов служит постоянное присутствие кремния, железа и прочих химических элементов в почвенных и грунтовых водах. Другие почвоведы объясняют образование светло-серого горизонта в результате сезонного водонасыщения верхнего горизонта почвы и периодической смены восстановительных и окислительных условий. При этом часть железа выносится в двухвалентной форме, часть сегрегируется в виде конкреций и вверху почвы образуется осветленный горизонт.

Факты свидетельствуют, что наиболее важную роль в формировании профиля дерново-подзолистых почв имеет процесс перемещения дисперсных частиц с фильтрующимися почвенными водами. Этот процесс, на значение которого было впервые указано К. А. Глинкой (1924), был детально изучен в 50-е годы почвоведом-

ми Западной Европы (Ф. Дюшофур, Ж. Обер, П. Кундлер и др.) и получил название *лессиважа*\*.

Рассматривая данные химического анализа горизонтов почвы, легко заметить, что в верхней части профиля несколько увеличено содержание кремнезема, а в горизонте вымывания содержание его немного уменьшается, а других оксидов возрастает. Известно, что основная масса химических элементов находится в почве не в форме оксидов (как это дается в результатах химического анализа), а в виде минералов. Поэтому, чтобы понять закономерности изменения состава генетических горизонтов почвы, надо выяснить распределение минералов по профилю. Как следует из данных табл. 25, содержание кварца увеличивается в верхней части про-

Таблица 25. Распределение кварца и кремнезема силикатов по профилю суглинистой дерново-подзолистой почвы (по А. А. Роде, 1955)

Генетический горизонт, см	Содержание, % от массы		
	кварц	кремнезем силикатов	всего
A <sub>1</sub> 5—10	60,86	23,67	84,53
B 40—45	47,37	30,75	78,12
C 95—100	50,25	26,74	76,99

филя, а кремнезем силикатов в наибольшем количестве обнаружен в горизонте вымывания.

Какие же силикаты накапливаются в этом горизонте — обломочные или высокодисперсные, глинистые? Гранулометрические анализы совершенно отчетливо показывают, что в горизонте В резко возрастает содержание высокодисперсных частиц.

Кислые почвенные воды, обогащаемые в горизонте A<sub>0</sub> фульвокислотами, энергично воздействуют на поглощенные катионы, которые замещают водород. Из высокодисперсной массы удаляется основной коагулятор — поглощенный кальций. Почвенные агрегаты становятся рыхлыми, непрочными, а диспергированные частицы меньше 0,001 мм могут выноситься с фильтрующимися водами. Двигаясь вниз и взаимодействуя с минеральной массой, кислоты нейтрализуются, что отражается на возрастании pH (табл. 26). Одновременно происходит увеличение насыщенности высокодисперсных частиц поглощенными катионами и осаждение этих частиц.

Вымываемые из верхних горизонтов высокодисперсные частицы оседают на внутренней поверхности почвенных пор и трещин в виде тонких пленок. Состав этих пленок аналогичен составу тонкодисперсного вещества почвообразующих суглинков. Могут быть небольшие примеси органического вещества. Так как глинистые

\* От фр. *lessivage* — выщелачивание, вымывание.

Таблица 26. Содержание и состав гумуса, кислотность и насыщенность дерново-подзолистой почвы (по В. О. Таргульяну и др., 1974)

Генетический горизонт, см	Общее содержание органического вещества, %	Содержание в гумусе, % от всего С		рН	Поглощенный Са, мг-экв/100 г	Степень насыщенности, %
		гуминовые кислоты	фульво-кислоты			
A <sub>0</sub> 1—2	61,33*	нет	данных	5,4	35,7	6
A <sub>1</sub> 2—11	6,23	13	28	4,9	8,9	25
A <sub>2</sub> 11—27	0,43	17	22	5,6	4,6	28
B <sub>1</sub> 51—60	0,44	4	32	5,1	6,1	19
B <sub>2</sub> 140—167	0,34	5	20	5,6	19,6	5
190—207	0,24	8	18	5,7	16,3	2

\* Потери при прокаливании.

минералы обладают совершенной базальной спайностью, то при оседании из взвесей образуются одинаково ориентированные скопления высокодисперсных частиц, параллельные стенкам пор и трещин. Это хорошо видно под микроскопом в шлифах, приготовленных из почвы без нарушения ее строения.

При изучении баланса высокодисперсной массы в почве было замечено, что содержание частиц размером меньше 0,001 мм в горизонте В значительно больше (М. А. Глазовская, 1972) или меньше (М. А. Глазовская, 1974; В. О. Таргульян и др., 1974), чем можно было бы ожидать при выносе этих частиц из верхней части профиля. По-видимому, это связано с закономерным изменением гранулометрического состава почвообразующих пород в процессе осадконакопления. В одних случаях в покровных суглинках имеет место увеличение содержания частиц размером меньше 0,001 мм снизу вверх, в других — в обратном направлении. Известны также случаи более или менее равномерного распределения частиц меньше 0,001 м по профилю.

Наряду с перераспределением высокодисперсного вещества в образовании профиля описываемых почв принимают участие другие процессы. С явлением сезонного оглеивания связано возникновение мелких железомарганцевых конкреций в горизонте А<sub>2</sub>. В результате процессов гипергенного метасоматоза и, возможно, воздействия некоторых организмов происходит разрушение минералов. Однако по своим масштабам эти процессы значительно уступают перемещению масс высокодисперсного вещества.

Из приведенных данных видно, что название «дерново-подзолистые» неточно отражает генетическую сущность рассматриваемых почв. Они являются кислыми лессивированными почвами смешанных лесов с дифференцированным профилем. Тем не менее пока сохраняется их традиционное название. В легенде Международной почвенной карты Мира ФАО-ЮНЕСКО эти почвы называются *под-*

Таблица 27. Баланс зольных элементов в смешанных лесах европейской части СССР

Категория биологического круговорота	Ельник-черничник, 110 лет	Ельник осиново-березовый 45—55 лет	Березняк 40 лет
Биомасса, ц/га	2738	2309	2499
зольные элементы, кг/га	2494	1994	1666
Прирост, ц/га	67	107	111
зольные элементы, кг/га	141	218	180
Опад, ц/га	49	71	62
зольные элементы, кг/га	116	119	123
Истинный прирост, ц/га	18	36	39
зольные элементы, кг/га	25	89	57
Подстилка, ц/га	510	нет данных	338
зольные элементы и азот, кг/га	2557	»	1964

*золювисоли* (от русского слова подзол, латинского *lucvi* — промыть — и французского *sol* — почва), лессивированные нейтральные почвы называются *лювисоли*.

Постоянное присутствие растворимых соединений кремния, железа, алюминия и других элементов в почвенных водах в значительной мере связано с наличием значительных масс мертвого органического вещества.

Изучение баланса химических элементов в зоне смешанных лесов показало, что лесная подстилка имеет массу в 5—7 раз меньше, чем биомасса в целом, но содержит зольных элементов немногим меньше. Количество этих элементов, захватываемых лесной растительностью на протяжении года, в значительной мере компенсируется их возвратом в составе опада (табл. 27). Разница между содержанием зольных веществ в приросте и опаде, хотя и невелика (25—100 кг/га), но должна восполняться из какого-то источника. Источником зольных элементов в лесных биоценозах служат не только гипергенно преобразуемые минералы, но и лесная подстилка. Постепенно разрушаясь микроорганизмами, мертвое органическое вещество поставляет необходимые элементы в форме, доступной для усвоения растениями, регулируя рост и развитие растительности.

Расчеты показывают, что содержание в подстилке кремния, железа, алюминия, марганца столь велико, что может обеспечивать растительность на протяжении многих десятков лет. Эти элементы, освобождаясь из подстилки, лишь частично захватываются растительностью и поэтому вовлекаются в протяженную водную миграцию. Такие элементы, как азот и калий, при освобождении из мертвого органического вещества почти полностью поглощает растительность.

Таким образом, для рассматриваемых почв характерно, во-пер-

вых, прочное связывание химических элементов в горизонте  $A_0$  и, во-вторых, энергичный вынос наиболее активных компонентов минеральной массы из верхнего горизонта с аккумуляцией ее в

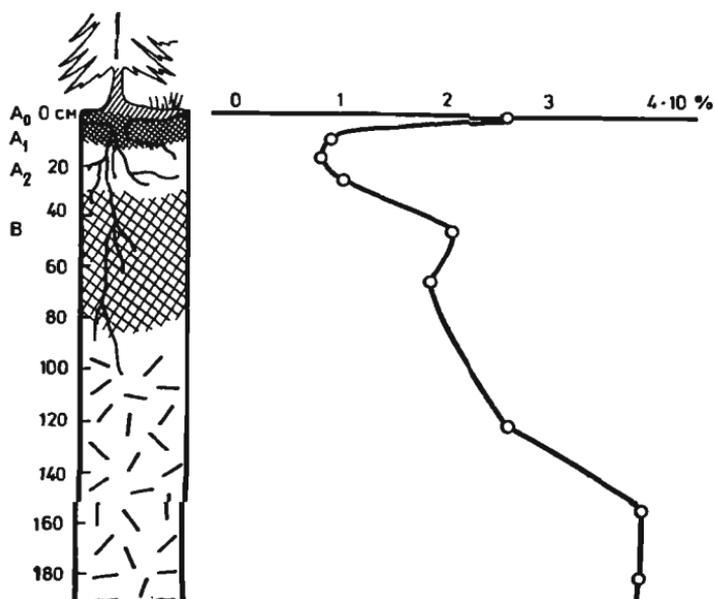


Рис. 54. Распределение молибдена по профилю дерново-подзолистой почвы Ярославской области

мощном горизонте вымывания. В итоге верхний минеральный горизонт обеднен многими химическими элементами, в частности микроэлементами (рис. 54).

#### 11.4. Гидроморфные почвы зоны смешанных лесов европейской части СССР

Благодаря промывному типу водного режима значительная часть химических элементов, вымываемых из автоморфных почв таежно-лесных ландшафтов, поступает в грунтовые воды. Мигрируя с грунтовыми водами от водораздела к понижениям, химические элементы прогрессивно аккумулируются в почвах пониженных участков. Поясним это на следующем примере (рис. 55).

На междуречье устанавливается длительное господство хвойного леса и выдержанный промывной режим воды. Процесс выщелачивания верхней части почвенной толщи обуславливает образование мощного подзолистого горизонта непосредственно под слоем лесной подстилки. Травянистая растительность, требовательная к повышенному содержанию зольных элементов питания, не находит

здесь благоприятных условий для своего развития. На вырубках и других разреженных участках леса в результате заболачивания и недостатка ряда химических элементов развиваются не травы, а мхи. В таких местах формируются малозольные *сфагновые болота*, развивающиеся за счет атмосферного увлажнения.

На склонах водоразделов существенно иные условия почвообразования. Выносимые с водораздельных площадей элементы час-

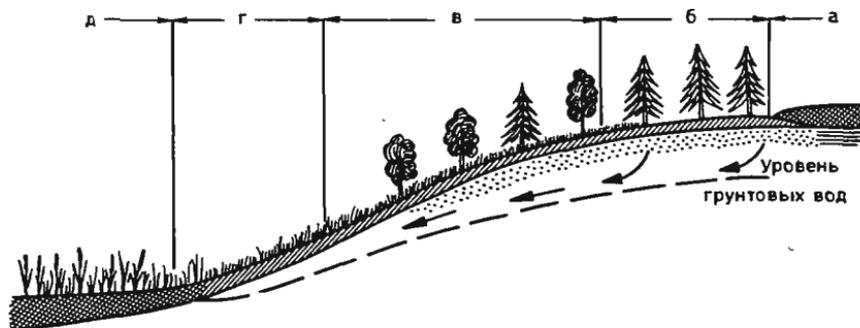


Рис. 55. Схема геохимического сопряжения почв в зоне смешанных лесов европейской территории СССР:

а — верховое болото (торфяно-подзолисто-глеевые почвы); б — хвойный лес (сильно выщелоченные дерново-подзолистые почвы); в — смешанный лес (умеренно выщелоченные дерново-подзолистые почвы); г — дуг (дерновые, местами слабо оглеенные почвы); д — низинное болото (торфяно-перегнойно-глеевые почвы)

точно поступают в верхнюю часть почвенно-грунтовой толщи, способствуя энергичному развитию растений, более требовательных к зольному питанию, — лиственных деревьев (в верхней части склона) и еще более зольных травянистых растений (в нижней части склона).

Большая часть химических элементов поступает в понижения рельефа, где происходит заболачивание и образование *низинного болота*. Характерной особенностью растительности низинных болот является ее высокая зольность, в отличие от чрезвычайно низкозольной растительности верховых болот (процесс образования верховых болот рассмотрен ранее, при описании морфологических признаков автоморфных почв лесной зоны). Соответственно торф верховых болот содержит 1—5% золы, а в торфе низинных болот содержание зольных элементов измеряется десятками процентов.

В профиле почв низинных болот выделяются торфянистый (или торфяной) горизонт ( $A_T$ ), гумусовый горизонт ( $A_1$ ), ниже которого располагается голубовато-серый глеевый горизонт. Так как грунтовые воды в результате характера почвообразования на водоразделах обогащены железом и марганцем, выше глеевого горизонта формируются оксидножелезистые и марганцевые новообразования. Скопления этих новообразований иногда столь значительны, что в прошлом они использовались для выплавки железа (болотные и

дерновые руды). На границе с рудяковым и глеевым горизонтами иногда встречаются скопления фосфатов железа (вивианита, бетакерченита, босфорита и др.). Эти почвы называются *торфяно-перегнойными почвами низинных болот* (рис. 56, а).

В отдельных случаях на состав торфяно-перегнойных почв влияют грунтовые воды, связанные с подземными (пластовыми) водами. Они в условиях центральных районов Русской равнины содержат значительное количество кальция. В этих случаях образуется мощный перегнойный горизонт, а иногда и скопления новообразованного карбоната кальция в виде известнякового туфа, болотного мергеля и др.

Таким образом, химический состав гидроморфных почв замкнутых депрессий мезо- и микрорельефа таежно-подзолистой зоны в значительной мере обусловлен характером почвообразования на водораздельных площадях. Иными словами, в системе водораздел — замкнутые депрессии имеет место прямое геохимическое подчинение. Более сложные взаимоотношения автоморфного и гидроморфного почвообразования складываются в условиях пойм рек.

*Пойменные почвы* занимают около 8% площади таежно-подзолистой зоны (по Н. Р. Ремезову, 1963). Характерная особенность образования пойменных почв — ежегодные весенние паводки и близость грунтовых вод. И первое и второе способствует обогащению пойменных почв продуктами почвообразования, вынесенными с водосборной площади. Так как водосборная площадь крупных рек весьма значительна, то на почвообразование влияет не характер почвообразования на междуречном пространстве данной местности, а суммарный эффект автоморфного почвообразования на водосборной площади.

В речной пойме выделяют прирусловую, центральную и притеррасную части. Согласно Г. В. Добровольскому (1968), им соответствуют *пойменно-дерновые, пойменно-луговые и пойменно-болотные почвы*.

*Прирусловый вал* располагается за пляжем и представляет собой одну или несколько гряд, разделенных понижениями. Он, как правило, сложен песком, поэтому сразу после спада половодья растительность вала лишается связи с грунтовыми водами. Летом здесь даже могут создаваться условия недостатка воды для растений. В составе травянистой растительности прируслового вала преобладают злаки и некоторые бобовые, под которыми формируются слабозрелые дерновые почвы. Эти почвы, как правило, молодые, неполноразвитые, не достигшие равновесного состояния с факторами почвообразования. Их профиль составляют дерновый и гумусовый горизонты мощностью 2—4 см с содержанием гумуса 2—4%, едва заметный переходный горизонт мощностью 0,5—2 см, ниже — почвообразующая порода (аллювиальный песок). В результате периодического отложения песчаных осадков на поверхности вала под современной дерновой почвой часто располагается серия погребенных почв, аналогичных современной (рис. 56, б). Поэтому

почвы прируслового вала раньше именовали аллювиальными слоистыми — слоистая пойма.

На *центральной пойме* поверхность ровная, обычно с понижением в средней части, по которому направляется главный поток воды в период половодья. Центральная пойма сложена либо глинистым наилком (в случае облесенного водосбора), либо пылеватым наилком (в случае безлесного водосбора).

Центральная пойма характеризуется богатством питательных веществ и устойчивым водным режимом. Постоянное испарение грунтовых вод через почву приводит к обогащению почвенного профиля теми элементами, которых много содержится в грунтовых водах. Здесь развиваются пышные пойменные луга и формируются *луговые пойменные почвы*, обладающие мелкокомковатой структурой, — зернистая пойма. Для луговых почв характерна большая мощность перегнойного горизонта (до 1 м) и постепенное уменьшение гумуса вниз по профилю (рис. 56, в). Тонкодисперсная

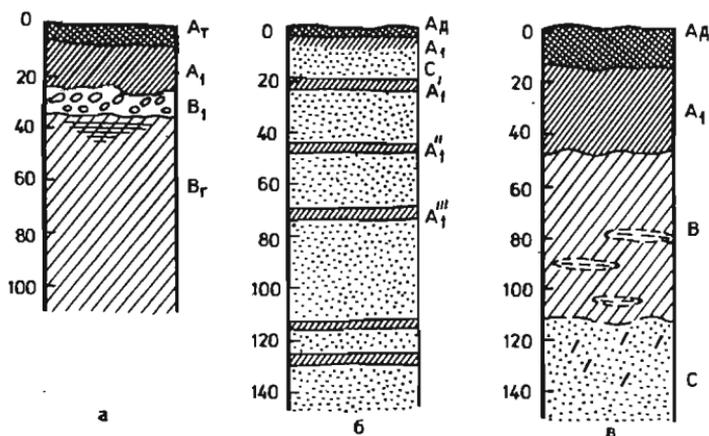


Рис. 56. Строение профиля болотных и пойменных почв Нечерноземного центра европейской территории СССР:

а — торфяно-перегнойная почва низинного болота;  $B_I$  — рудяковый новообразованием гидроксидов железа; б — формирующаяся дерновая почва прируслового вала. Видна серия погребенных почв; в — луговая почва центральной поймы

масса насыщена кальцием, вынесенным из почв водосборной площади. Иногда встречаются новообразования — железистые, марганцевые, реже карбонатные. Самая нижняя часть профиля несет следы оглеения. Эти почвы высокоплодородны. Раньше луговые пойменные почвы называли *аллювиальными зернистыми* почвами.

*Притеррасная пойма* более понижена по сравнению с другими частями поймы, течение воды в половодье наиболее замедленное, и осаждаются здесь тонковзвешенные частицы. В результате высачивания грунтовых вод из террас притеррасная пойма всегда в той или иной мере заболочена. Кроме того, в это понижение стекают

поверхностные воды и задерживаются талые. Нередко образуются низинные луговые болота, часто с ольхой.

Притеррасная пойма характеризуется иловатыми почвами типа низинных болот. Почвообразование протекает в условиях избыточного увлажнения и недостаточной аэрации. Вследствие этого имеет место накопление плохо разложившихся органических остатков. Часто здесь образуются пойменные болота. В *болотно-глеевых почвах притеррасной поймы* концентрируются некоторые химические элементы в результате подтока грунтовых вод. Таким образом, все то, что вымывается из прилегающих водораздельных участков, проходит через притеррасную пойму и в значительной мере оседает здесь в виде новообразований железа, кальция, марганца, фосфора (рис. 56, а).

### 11.5. Особенности географии почв зоны смешанных лесов

Зона смешанных лесов европейской части СССР обладает довольно пестрым почвенным покровом. *Дерново-подзолистые* (лессированные) почвы являются наиболее распространенными. На север, с приближением к зоне хвойных таежных лесов, интенсивность перераспределения тонкодисперсного вещества по профилю почв уменьшается. К югу дерново-подзолистые почвы связаны постепенными переходами с серыми лесными почвами. Следует подчеркнуть, что дерново-подзолистые почвы формируются на определенных почвообразующих породах — суглинках, как правило, бескарбонатных. На песчаных почвообразующих породах развиваются *иллювиально-железистые подзолы* и *кислые песчаные почвы* без иллювиального горизонта. Большие площади таких почв приурочены к обширным низменностям, покрытым флювиогляциальными и древнеаллювиальными песками. Таковы Белорусское Полесье, Мещерская, Вятско-Камская, Ветлужско-Унженская низменности и др. В них широко распространены также болотные почвы.

В некоторых районах развиты почвы, образование которых определено составом почвообразующих пород. Так, для Эстонии типичны *дерново-карбонатные почвы*. Их образование обусловлено влиянием коренных карбонатных пород и большим количеством обломков этих пород в почвообразующих ледниковых отложениях. Для территории, расположенной за границей валдайского оледенения, весьма характерны сочетания песчаных низменностей и невысоких пологих возвышенностей, покрытых лёссовидными суглинками. На них развиты наиболее плодородные почвы зоны — *темноцветные*. Возвышенные местности с темноцветными почвами, являющиеся районами многовековой культуры земледелия, получили народное название *ополей*.

К западу от Восточно-Европейской равнины начинает сказываться влияние мягкого приатлантического климата. Это отража-

ется на составе растительности (преобладание широколиственных пород в смешанных лесах) и на облике почв. *Кислые лессивированные суглинистые почвы* с более или менее хорошо выраженным горизонтом  $A_2$  распространяются далеко на запад. Эти почвы называли оподзоленными бурыми, дерново-палево-подзолистыми и т. д. В настоящее время их относят к группе подзолувиоселей. На почвообразующих породах с обломками карбонатов под хвойно-широколиственными лесами образованы слаבודифференцированные *кислые бурые лесные почвы*. На участках, обогащенных карбонатами, сформированы рендзины (дерново-карбонатные почвы). В суглинистых плохо дренируемых почвах развиваются глеевые процессы, обуславливающие пятнистую окраску почв, которые западно-европейские почвоведы называют *застойно-влажными*.

Массивы песчаных отложений, особенно распространенные в северной половине Центральной Европы, несут покров почв типа иллювиально-железистых подзолов или кислых бурых песчаных. Полоса песчаных подзолов тянется вдоль побережья Балтийского моря. На заболоченных участках песчаных низменностей (*геестах*) распространены торфяно-болотные почвы. По побережью Северного моря встречаются *марши* — приморские солончаковые луга и *кольдеры*, представляющие собой осушенные участки морского дна, типичные для Нидерландов.

В Северной Америке в приатлантической части зоны смешанных лесов развиты почвы типа кислых бурых. Для более континентальных районов характерны серо-бурые с осветленным горизонтом  $A_2$ .

## 11.6. Использование в земледелии почв зоны смешанных лесов

Наиболее благоприятны для сельскохозяйственного использования суглинистые почвы смешанных лесов. Но кислая реакция этих почв, сильная выщелоченность, местами заболоченность затрудняют их использование для земледелия. На площади распространения последнего оледенения обработке почв мешает сильная завалуненность. Степень земледельческого использования почв южных районов зоны смешанных лесов европейской части СССР 30—45%, к северу значительно меньше.

Для нейтрализации избыточной кислотности производят известкование почв. Внесение больших доз органических и минеральных удобрений позволяет получать высокие урожаи сельскохозяйственных культур. Проводится большая работа по осушению и мелиорации земель этой зоны, постановлениями ЦК КПСС и Совета Министров СССР от 1974 и 1981 гг. намечено осуществить только лишь в Нечерноземной зоне РСФСР осушение земель на площади 9—10 млн. га. Расширение площади земледелия и повышение урожайности почв Нечерноземной зоны — одна из важнейших задач сельского хозяйства.

## ГЛАВА 12

### ПОЧВЫ ЛИСТВЕННЫХ ЛЕСОВ

В пределах суббореального пояса, в более теплых условиях по сравнению с таежными и подтаежными лесами, распространены лиственные леса с богатым травяным покровом. Среди почв, сформированных в этих ландшафтах, выделяются две группы. Почвы первой группы образовались на территории, находящейся под воздействием мягкого океанического климата (например, области влияния Атлантического океана в Западной Европе и в Северной Америке). Почвы второй группы сформированы во внутриконтинентальных районах суббореального пояса, т. е. в центральных областях Евразии и Северной Америки. В пределах Советского Союза наиболее широко распространены представители второй группы, которые поэтому рассматриваются более подробно.

Следует отметить, что ландшафты травянистых лиственных лесов, будучи весьма благоприятными для человека, длительное время подвергаются воздействию с его стороны, поэтому они сильно изменены: лесная растительность либо полностью уничтожена (на большей части Западной Европы и США), либо заменена вторичной растительностью.

#### 12.1. Серые лесные почвы. Общие условия почвообразования

Серые лесные почвы не образуют сплошной зоны. Прерывистая полоса серых лесных почв протягивается от западных границ Советского Союза до Забайкалья (рис. 57). Общая площадь, занимаемая ими, составляет около 3% территории СССР.

Серые лесные почвы развиваются в континентальных климатических условиях. Суровость и континентальность климата нарастают с запада на восток (рис. 58). Средняя годовая температура воздуха на западе составляет  $+7^{\circ}\text{C}$ , среднеянварская около  $-6^{\circ}\text{C}$ , а длительность безморозного периода примерно 250 дн, на востоке средняя годовая температура  $-4,5^{\circ}\text{C}$ , среднеянварская снижается до  $-28^{\circ}\text{C}$ , безморозный период сокращается до 180 дн. К западу от Урала в области формирования серых лесных почв за год выпадает 500—600 мм осадков, а к востоку от Байкала — около 300 мм. Условия лета сравнительно одинаковые, средняя температура июля колеблется от 19 до  $20^{\circ}\text{C}$ .

Растительность, под которой формируются серые лесные почвы, представлена лиственными травянистыми лесами. К западу от Днепра леса имеют грабово-дубовый состав, между Днепром и Волгой — липово-дубовый с примесью ясеня. Липовые и дубовые леса доходят до Урала, восточнее которого, в пределах Западно-Сибирской низменности, преобладают березовые и осиновые леса.



Рис. 57. Распространение серых и бурых лесных почв в СССР (без учета горных районов)

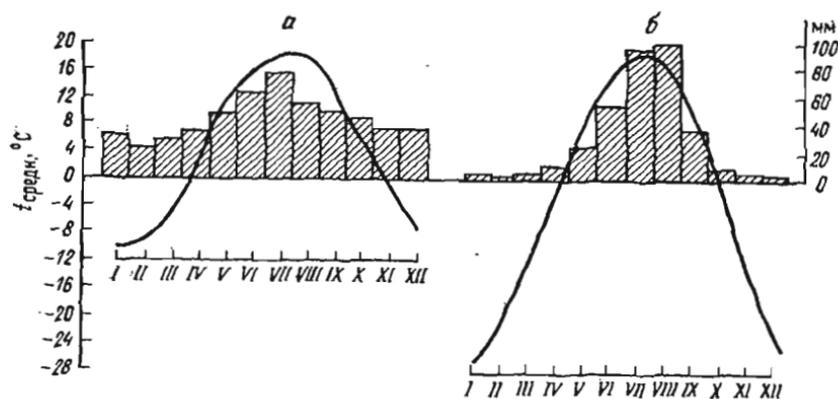


Рис. 58. Климатические показатели в западных и восточных районах распространения серых лесных почв:  
а — Тула; б — Чита

Восточнее появляется лиственница. Лиственные леса имеют обильный травянистый покров.

Масса опада лиственных лесов значительно превышает массу опада таежных лесов и составляет 70—90 ц/га. Опад богат зольными элементами, особенно кальцием, ежегодное поступление которого в почву с опадом составляет, согласно Н. И. Базилевич, 70—100 кг/га.

Почвообразующими породами служат преимущественно покровные лёссовидные суглинки. Эти отложения карбонатны. В межгорных котловинах Южной Сибири покровные суглинки значительно обогащены местным обломочным материалом.

Так как грунтовые воды в этой зоне залегают глубоко, то предполагают, что промывной режим для серых лесных почв не характерен, хотя промачиваются они на большую глубину. Лишь в наиболее увлажненных районах происходит сплошное промывание почвенно-грунтовой толщи до грунтовых вод.

## 12.2. Морфологические особенности

Профиль серой лесной почвы имеет следующее строение (рис. 59):

$A_0$  — лесная подстилка, состоящая из опада деревьев и трав, обычно с незначительной мощностью — 1—2 см.

$A_1$  — гумусовый горизонт серого или темно-серого цвета, содержит большое количество корней трав, обладает непрочной мелко- или среднекомковатой структурой. В нижней части горизонта часто

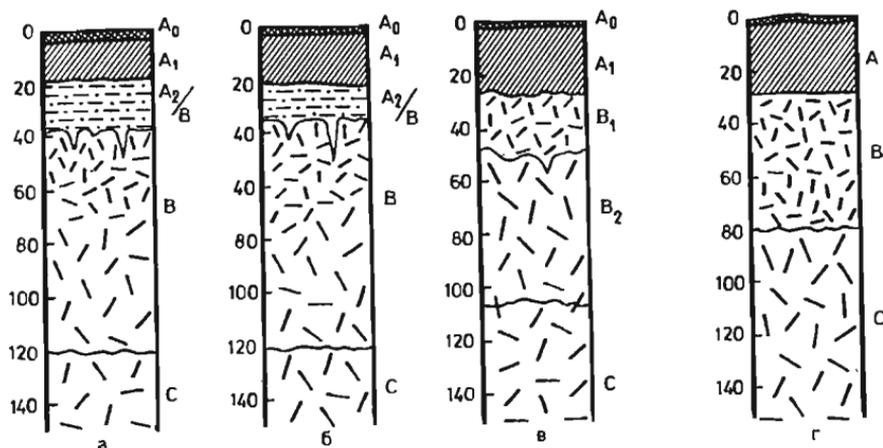


Рис. 59. Строение профиля серых лесных почв лиственных лесов:  
а — светло-серые; б — серые; в — темно-серые; г — бурые лесные почвы

присутствует налет кремнеземистой присыпки. Мощность гумусового горизонта составляет около 20—30 см.

$A_2$  или  $A_1/A_2$  — горизонт вымывания. Он имеет серый цвет и намекающуюся листовато-пластинчатую структуру, в верхней части местами переходящую в неясно выраженную комковатую структуру, а в нижней — в мелкоореховатую. Мощность этого горизонта около 20 см. В темно-серых почвах он отсутствует. Встречаются мелкие железомарганцевые конкреции.

В — горизонт вымывания. Для него характерен коричнево-бурый цвет и прекрасно выраженная ореховатая структура, которая в верхней части мелкая, книзу постепенно становится все более крупной и переходит в неясно призматическую. Структурные отдельности и поверхность пор покрыты блестящими темно-коричневыми пленками. Встречаются мелкие железомарганцевые стяжения. Мощность горизонта вымывания значительная — 80—100 см.

С — покровный лёссовидный суглинок желтовато-бурого цвета, с хорошо выраженной призматической структурой. В этих суглинках часто присутствуют карбонатные новообразования, которые являются реликтовым продуктом.

Тип серых лесных почв разделяют на три подтипа — *светло-серые, серые и темно-серые*. Названия этих подтипов связаны с интенсивностью окраски гумусового горизонта. С убыванием интенсивности окраски несколько уменьшается мощность гумусового горизонта, а главное — степень выраженности вымывания этих почв. Согласно Д. Г. Виленскому, горизонт  $A_2$  обнаруживается только у светло-серых и серых лесных почв, у темно-серых он отсутствует, хотя в верхней части горизонта В на поверхности ореховатых отдельностей есть кремнеземистая присыпка и нижняя часть горизонта  $A_1$  также имеет белесоватый оттенок.

Некоторые исследователи склонны объединить в один тип светло-серые лесные почвы и дерново-подзолистые.

### 12.3. Генетические особенности

Ясная дифференцированность почвенного профиля серых лесных почв обусловлена интенсивными процессами лессиважа.

Как видно из рис. 60, в верхней части профиля серых лесных почв содержится значительно меньше высокодисперсных (гидро-слиудисто-монтмориллонитовых) минералов, чем в горизонте В и почвообразующей породе. Изучение шлифов с ненарушенной структурой почвенных горизонтов показывает, что высокодисперсные частицы интенсивно вымываются в горизонт В, образуя характерные скопления в порах. Темно-коричневые пленки на поверхности структурных отдельностей образованы вынесенными из верхней части профиля высокодисперсными частицами. В верхней части горизонта В (и в нижней части горизонта  $A_2$ ) скопления высокодисперсных частиц часто содержат примесь темных гумусовых соединений. По направлению книзу пленки быстро освобождаются от примесей гумуса.

В верхней части профиля увеличивается содержание кварца, хотя это выражено не так резко, как в дерново-подзолистых почвах. Соответственно химический состав генетических горизонтов серых лесных почв закономерно изменяется в верхних горизонтах ( $A_1$  и  $A_2$ ), содержание кремнезема повышенное, а в нижних гори-

зонтах уменьшается и увеличивается количество всех других компонентов.

В серых лесных почвах содержится обычно от 3 до 8% гумуса. Источником его является опад лесной и травянистой растительности. Выше отмечалась характерная особенность опада широко-

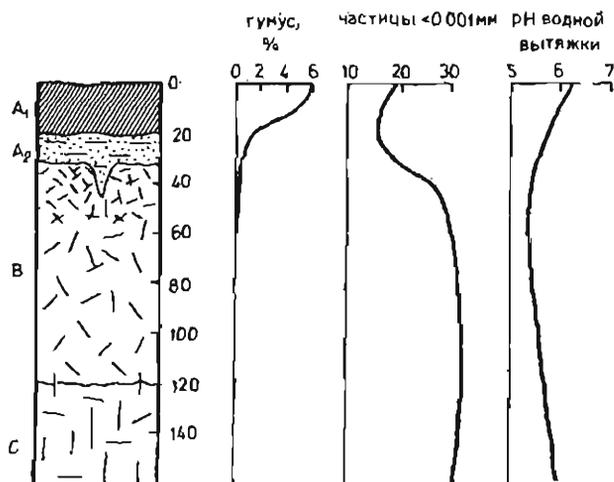


Рис. 60. Распределение гумуса, высокодисперсных минеральных частиц и pH по профилю серых лесных почв

лиственных лесов — большое количество зольных элементов, особенно кальция. Благоприятные климатические условия обуславливают развитие почвенной фауны и микробного населения. В результате их деятельности происходит значительно более энергичное преобразование растительных остатков, чем в дерново-подзолистых почвах. Однако часть опада все-таки не разрушается, накапливаясь в виде лесной подстилки. Количество лесной под-

Таблица 28. Изменение содержания гумуса, pH и количества поглощенного кальция по профилю серых лесных почв (по Д. Г. Виленскому, 1954)

Генетический горизонт, см	Содержание гумуса, %	pH водной вытяжки	Поглощенный кальций, мг-экв/100 г почвы	Степень насыщенности основаниями, %
A <sub>1</sub> 0—8	5,2	6,7	11	98,7
A <sub>2</sub> 12—22	0,9	5,7	3	77
B <sub>1</sub> 40—50	0,5	5,4	10	84
B <sub>2</sub> 90—100	0,4	5,6	11	88
C 140—150	—	5,8	Не определялось	Не определялось

стилки составляет 150—300 ц/га, а отношение опада к лесной подстилке равно 4 : 7. Кальция в лесной подстилке так много, что он не успевает вымываться, и здесь возникают новообразования минерала вавеллита (щавелевокислого кальция).

В процессе преобразования растительных остатков в серых лесных почвах образуются разнообразные переходные формы между грубым и мулловым гумусом. Мулловый гумус вымывается, образуя вместе с тонкодисперсными минералами пленки и натеки в верхней части горизонта В. Частично гумусовые образования в виде гуматов кальция задерживаются в горизонте А, а более подвижные соединения типа фульвокислот мигрируют с почвенными водами вниз. Поэтому рН водной вытяжки в серых лесных почвах в гумусовом горизонте часто несколько больше, чем в горизонтах А<sub>2</sub> и В, где благодаря вымыванию фульвокислот почвенный раствор становится более кислым (табл. 28). Ниже в результате нейтрализации фульвокислот под влиянием почвообразующих пород рН вновь увеличивается.

Соответственно изменению содержания гумусовых соединений и высокодисперсных минералов закономерно меняется состав поглощенных катионов. Кальция много в гумусовом горизонте в результате его освобождения из растительных остатков. Здесь степень насыщенности поглощающего комплекса основаниями составляет около 99%. В горизонте вымывания содержание кальция уменьшается, в горизонте вымывания в результате увеличения содержания высокодисперсных минералов вновь возрастает. При этом степень насыщенности основаниями под влиянием фульватных растворов меньшая, чем в гумусовом горизонте.

В серых лесных почвах процесс перераспределения железа и других металлов по профилю выражен значительно слабее, чем в дерново-подзолистых. Лессивирование, процесс перемещения высокодисперсных частиц приобретает особо важное значение для формирования профиля этих почв. Перераспределение рассеянных химических элементов по профилю серых лесных почв выражено менее резко, чем в подзолистых почвах, но вынос элементов из верхней части профиля и их аккумуляция в горизонте В хорошо заметны (рис. 61).

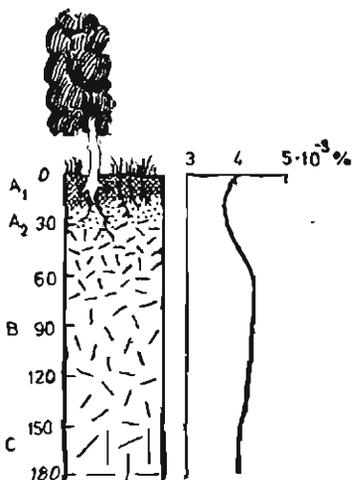


Рис. 61. Распределение меди по профилю светло-серой лесной почвы

## 12.4. Особенности географии и сельскохозяйственного использования почв лиственных мест

Образование подтипов серых лесных почв обусловлено биоклиматическими условиями. Поэтому светло-серые лесные почвы тяготеют к северным районам полосы серых почв, серые — к средним, а темно-серые — к южным. Одновременно существуют провинциальные особенности серых лесных почв. В настоящее время выделяют Украинскую, Среднерусскую, Прикамскую, Западно-Сибирскую и Приалтайскую провинции полосы серых лесных почв.

В каждой провинции в соответствии с местными условиями серые лесные почвы имеют определенные отличия. Так, например, в Украинской провинции вследствие большого количества осадков, более теплого климата и высокой водопроницаемости почвообразующих пород (лёссов) почвы характеризуются более глубоким промачиванием. Здесь формируются серые почвы с большой мощностью гумусового горизонта (до 25 см у светло-серых и до 35 см у темно-серых). В Прикамской провинции мощность гумусового горизонта уменьшается (у светло-серых — около 20, у темно-серых — 45 см), но содержание гумуса увеличивается.

Происхождение серых лесных почв длительное время привлекало внимание исследователей. По этому вопросу были высказаны диаметрально противоположные мнения. Известны гипотеза Коржинского—Танфильева образования серых лесных почв в результате деградации черноземов при наступлении леса на степь и гипотеза Вильямса — проградации лесных почв в результате наступления степи на лес. В настоящее время серые лесные почвы можно рассматривать как тип почв, формирующийся в ландшафтных условиях лиственных лесов умеренного увлажнения.

Распространение серых лесных почв ограничивается континентальными условиями. В Европе площадь под этими почвами быстро сокращается в направлении от Советского Союза; на Дальнем Востоке они также отсутствуют. В Северной Америке распространение серых лесных почв не выходит за пределы внутриконтинентальной территории.

Серые лесные почвы значительно плодороднее дерново-подзолистых. Они благоприятны для выращивания зерновых (рожь, пшеница), кормовых, садово-огородных культур, а также таких технических культур, как конопля и отчасти лен.

● Основной недостаток этих почв — сильно сниженное плодородие в результате многовекового их использования и большая эродированность. Для увеличения плодородия необходимо внесение удобрений — органических и минеральных. Кислые светло-серые почвы известкуют.

## 12.5. Бурые лесные почвы

*Бурые лесные почвы* образуются, так же как и серые лесные, под лиственными лесами, но в условиях влажного и мягкого океанического климата. В силу этого бурых лесных почв нет на рав-

нинах центральных областей Евразии, но они широко распространены в Западной Европе. Эти почвы впервые были изучены известным немецким почвоведом Э. Раманном. В СССР бурые лесные почвы развиты в Карпатах, Горном Крыму, в теплых и влажных районах Кавказа и Приморском крае.

В Северной Америке бурые почвы широколиственных лесов распространены в приатлантической части континента. Они занимают промежуточное положение между дерново-подзолистыми почвами на севере и субтропическими красно-бурыми лесными почвами и красноземами на юге.

### 12.5.1. Генетические и морфологические особенности

Несмотря на значительное годовое количество атмосферных осадков (600—650 мм), профиль этих почв промывается слабо, так как большая часть осадков выпадает летом и промывной режим действует на протяжении коротких промежутков времени. В то же время мягкие климатические условия и значительное атмосферное увлажнение активизируют процессы преобразования органического вещества. Значительную массу опада, поступающую на поверхность бурых лесных почв, энергично перерабатывают и перемешивают многочисленные беспозвоночные, образуя муллевый гумусовый горизонт. Дальнейшие процессы гумификации приводят к возникновению относительно подвижных соединений бурых гуминовых кислот при подчиненном содержании фульвокислот, дающих комплексы с железом. Эти соединения превращаются в слаболопимеризованные и выпадают, образуя с тонкодисперсным глинистым веществом сгустки и пленки. В результате формируется непрочная ореховатая структура.

Если в силу каких-либо причин происходит разрушение сгустков гумусовых веществ, то начинается медленное перемещение глинистых частиц в виде взвесей в горизонт вмывания (лессиваж). Так возникают *лессивированные бурые почвы*.

Профиль бурых лесных почв характеризуется слабой дифференцированностью и маломощным не очень темным гумусовым горизонтом. Строение профиля следующее:

Гумусовый горизонт серо-бурого цвета, гумусовый оттенок постепенно убывает книзу, структура комковатая. Мощность 20—25 см.

Горизонт вмывания сверху яркий коричнево-бурый, глинистый, при высыхании заметна комковато-ореховатая структура. В нижней части структура становится более крупной, коричневый оттенок уменьшается, цвет приближается к исходной породе. Мощность горизонта 50—60 см.

Почвообразующая порода — лёссовидный суглинок палевого цвета, иногда с карбонатными новообразованиями.

Данные о составе генетических горизонтов бурых почв Кавказа приведены в табл. 29 и 30. Показатели относятся к бурым почвам, сформированным под буково-пихтовым лесом на элювиально-делювиальных дресвянистых отложениях, залегающих на юрских сланцах. Как следует из результатов химических анализов, состав генетических горизонтов бурых почв изменяется слабо.

**Таблица 29. Химический состав генетических горизонтов бурой лесной почвы Кавказа (% от прокаленной массы по В. М. Фридланду, 1953)**

Генетический горизонт, см	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
A 2—7	72,88	13,05	6,09	1,72	1,34	0,71	2,93
A/B 22—27	72,83	13,17	7,05	1,18	1,36	0,67	2,33
B/C 70—75	72,71	13,79	7,00	0,60	1,53	0,77	2,32
C 105—110	71,82	14,81	7,18	0,61	1,25	0,64	2,31

**Таблица 30. Распределение гумуса, тонкодисперсных частиц, pH и количества поглощенного кальция по профилю бурой лесной почвы Кавказа**

Генетический горизонт, см	Содержание, %		pH водной вытяжки	Поглощенный Ca, % от суммы катионов
	гумуса	частиц менее 0,001 мм		
A 2—7	5,02	19	6,9	88
A/B 22—70	2,94	20	7,0	84
B/C 70—75	0,53	21	6,5	65
C 105—110	0,33	19	5,7	45

Содержание гумуса в бурых лесных почвах довольно высокое — 4—6% и более. При этом количество фульвокислот несколько преобладает над гуминовыми кислотами. Это особенно заметно в нижней части гумусового горизонта. Водная вытяжка имеет слабокислую, почти нейтральную реакцию. Наименьшее значение pH, так же как и у серых лесных почв, часто приходится на переход от гумусового горизонта к горизонту вымывания. По-видимому, это связано с перемещением фульвокислот в этот участок профиля.

В лессивированных бурых почвах в горизонте вымывания возрастает содержание высокодисперсных частиц. В шлифах под микроскопом видны обильные накопления подвижных высокодисперсных частиц. Сильная глинистость обуславливает высокую емкость поглощения, причем среди поглощенных катионов преобладает кальций. Содержание поглощенного кальция, как и в серых лесных почвах, увеличивается вверх по гумусовому горизонту. При формировании бурых лесных почв на сильно карбонатной почвообразу-

ющей породе (например, на лёссе) в нижней части профиля почвы содержится значительное количество карбонатов и рН превышает 7. Некоторые аналитические данные типичной бурой лесной почвы на лёссе под дубово-буковым лесом из окрестностей Будапешта приведены в табл. 31.

При большом количестве вносимых удобрений и рациональной агротехнике в климатических условиях Западной Европы эти поч-

Таблица 31. Распределение тонкодисперсных частиц и рН в профиле бурой лесной почвы (по И. П. Герасимову, 1960)

Генетический горизонт, см	Содержание		
	тонкодисперсных минералов, %	рН водной вытяжки	СО <sub>2</sub> карбонатов, %
А 0—25	26,9	6,6	—
В 25—30	32,0	6,8	—
В/С 50—70	22,0	7,8	30,2

вы дают очень высокие урожаи различных сельскохозяйственных культур. В частности, самые высокие урожаи зерновых культур получают именно на этих почвах. В южных районах Германии и во Франции в основном бурые лесные почвы используют под виноградники.

## ГЛАВА 13

### ПОЧВЫ ЛУГОВЫХ И ЛУГОВО-РАЗНОТРАВНЫХ СТЕПЕЙ

Автоморфные почвы ландшафтов луговых и лугово-разнотравных степей получили название *черноземов*. Черноземы Советского Союза занимают более 8% территории нашей страны, что составляет около 50% всей площади черноземов на Земле. Эти почвы простираются сплошной полосой от западных границ СССР до Алтая; восточнее они образуют отдельные массивы (рис. 62). Их наиболее восточный массив находится в Забайкалье. Изучение черноземов России имело особое значение для развития почвоведения. Эти почвы исследовались особенно настойчиво в силу их высокого плодородия и важного экономического значения. В. В. Докучаев называл чернозем «царем почв»\*.

\* См.: Докучаев В. В. Лекции о почвоведении // Избр. соч. М., Госсельхозиздат, 1949. Т. III. С. 358.

В процессе изучения черноземов В. В. Докучаевым были заложены основы генетического почвоведения. По образному выражению В. И. Вернадского, «в истории почвоведения чернозем... сыграл такую же выдающуюся роль, какую имели лягушка в истории физиологии, кальцит в кристаллографии, бензол в органической химии» \*. Поэтому народное русское слово «чернозем» впол-

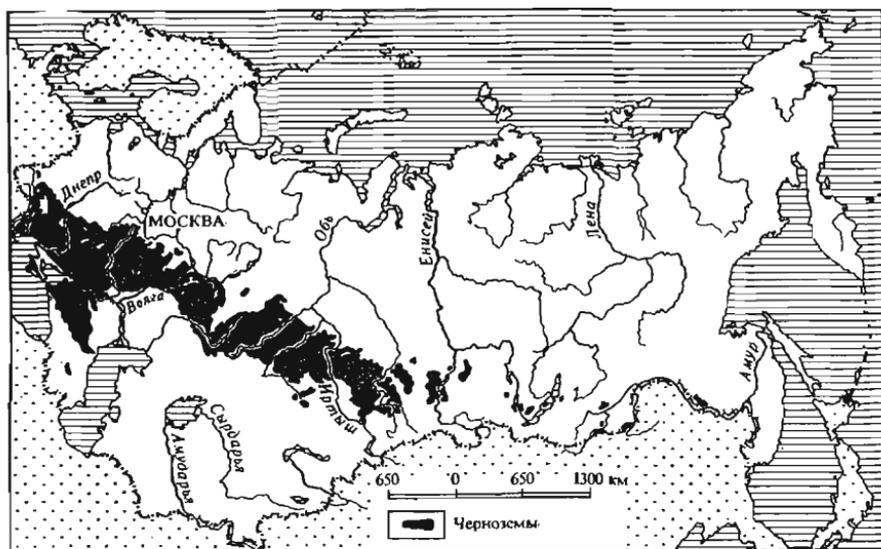


Рис. 62. Распространение черноземов в СССР

не заслуженно вошло в качестве научного термина в наиболее распространенные языки мира.

Развитие взглядов на природу черноземных почв претерпело сложную эволюцию. Академик П. Паллас в 1779 г. высказал предположение о том, что чернозем представляет собой морской ил, оставшийся после отступления Черного и Каспийского морей. В 40-х годах прошлого века знаменитый английский геолог Р. Мурчисон, приглашенный Николаем I для геологического обследования России, предложил гипотезу о ледниковом происхождении чернозема. Согласно этой гипотезе чернозем — продукт переотложения ледниковым морем и айсбергами черной юрской глины.

В дальнейшем была выдвинута теория болотного происхождения чернозема (академики Э. Эйхенвальд, Н. Борисяк). Несколько позже академик Ф. Рупрехт (1866) разработал теорию наземно-растительного происхождения чернозема. Этот ученый считал чер-

\* Вернадский В. И. Страница из истории почвоведения//Научное слово. 1904. Кн. 6. с. 13.

нозем исключительно продуктом растительности и не придавал важного значения другим факторам почвообразования.

Современные представления о черноземе сформулировал В. В. Докучаев в своем монографическом исследовании «Русский чернозем» (1883). В. В. Докучаев показал, что чернозем формируется в результате взаимодействия всех факторов почвообразования. В последующем черноземы углубленно изучались многими исследователями как в нашей стране, так и за рубежом.

### 13.1. Общие условия почвообразования

*Климатические условия* зоны распространения черноземов СССР характеризуются нарастанием континентальности с запада на восток. На юго-западе европейской части СССР среднегодовая температура составляет 8—10°C, за Уралом понижается до минус 2—3°C. Зима в западных районах зоны сравнительно теплая и мягкая, в восточных областях — суровая и малоснежная. Средняя температура января в Молдавии от —2 до —4°C, а в Забайкалье опускается до —25÷—28°C. С запада на восток уменьшается количество безморозных дней (от 300 до 110) и годовое количество осадков (от 500—600 мм на западе до 250—350 мм на востоке). Сопоставление климатических показателей различных районов распространения черноземов приведено на рис. 63.

Однако в теплый период климатические контрасты различных областей сглаживаются. Так, например, на протяжении всей зоны в теплый период выпадает 200—300 мм осадков. Средняя температура июля степных ландшафтов европейской части СССР составляет 19—24°C, а к востоку от Урала 17—20°C. Как видно на

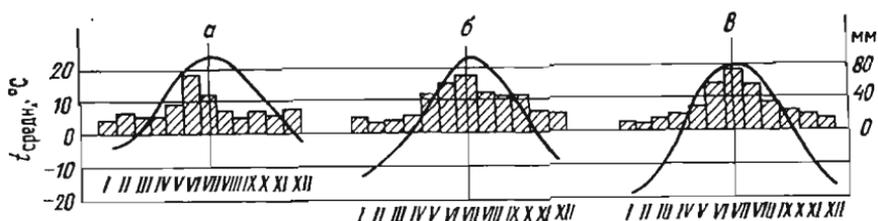


Рис. 63. Изменение с запада на восток некоторых климатических показателей черноземных ландшафтов:

а — Молдавия; б — Центрально-Черноземные области; в — Западная Сибирь

рис. 63, большая часть осадков выпадает летом часто в виде ливней, что усиливает поверхностный сток и уменьшает поступление воды в почву. В летний период почва иссушается, чему способствуют частые суховеи — сухие и горячие ветры, при которых относительная влажность воздуха понижается до 15—20%. Особенно сильно страдают от иссушения почвы на положительных элементах рельефа, так как зимой маломощный покров снега в значи-

тельной мере сдувается с возвышенностей, а летом на них более резко сказывается иссушающее воздействие ветров.

Годовое испарение с поверхности почвы равно годовому количеству осадков или меньше его. Так как значительная часть осадков не впитывается в почву, а удаляется в виде поверхностного стока, то для черноземов характерен непромывной режим. Исключение составляют северные (лесостепные) районы, где почвы периодически промываются.

Черноземы сформировались под травянистой растительностью, в составе которой преобладают многолетние злаки. В настоящее время большая часть черноземных степей распашана и естественная растительность уничтожена. В составе естественной растительности с севера на юг убывает разнотравье и увеличивается содержание весенних эфемеров и эфемероидов.

*Растительность* черноземных степей Е. М. Лавренко разделяет на следующие подзоны (с севера на юг): остепненных лугов и луговых степей, входящих в зону лесостепи, и разнотравно-типчакково-ковыльных и типчакково-ковыльных степей, входящих в собственно степную зону. В северной части этих степей густая и разнообразная растительность состоит на 60—65% из злаков и осок, на 30—35 из разнотравья и на 5—10% из бобовых. Степень покрытия почвы растительностью здесь около 80—90%. Южнее растительность приобретает разнотравно-типчакково-ковыльный состав, где 60—90% составляют ковыли. Степень покрытия почвы сокращается до 70%. Еще южнее располагаются типчакково-ковыльные степи, где степень покрытия уменьшается до 60—40%.

*Почвообразующие породы* территории черноземов представлены преимущественно лёссовидными отложениями. Географическая связь черноземов с областями распространения лёссов настолько характерна, что некоторые геологи рассматривали чернозем как лёсс, насыщенный перегноем. Однако уже В. В. Докучаев, опираясь на сведения, полученные при географических экспедициях в Азию, показал, что обширные массивы среднеазиатских и китайских лёссов не сопровождаются черноземными почвами. Таким образом, хотя лёсс и лёссовидные отложения весьма важный фактор образования черноземов, однако только наличие лёсса не влечет за собой образования черноземов. Для этого требуются определенные климатические, растительные и прочие ландшафтные условия. Вместе с тем В. В. Докучаев подчеркивал, что «благоприятный состав горной породы должен служить одним из очень важных условий к образованию нашего чернозема»\*. Поэтому мнение о том, что чернозем (как и любая другая почва) может быть сформирован на любой горной породе, неверно и основано на недооценке такого важного фактора почвообразования, как материнская порода. Еще Ф. Рупрехт отметил, что чернозем не образуется на

---

\* Докучаев В. В. Русский чернозем/Избр. соч. М., Госсельхозиздат, 1948. Т. 1. С. 382.

песках. В. В. Докучаев указывал, что на выходах гранитов в южно-русской степи формируются почвы, которые «и по своей мощности, и окраске далеко уступают типичному чернозему»\*. В центрально-черноземных областях на участках выходов меловых пород образуются не черноземы, а резко отличающиеся от них маломощные, с плохо выраженным профилем «попелухи». Таким образом, в условиях степных ландшафтов, так же как и в условиях лесных, почвообразующие породы играют важную роль в почвообразовании.

Облик и свойства типичных представителей черноземных почв в значительной мере обусловлены составом и строением почвообразующих пород — плейстоценовых отложений, покрывающих поверхность междуречных пространств. Среди этих отложений на территории Украины распространены лёссовые пылевато-суглинистого состава. На Среднерусской возвышенности также преобладают лёссовидные отложения, лишь на отдельных участках черноземы образованы на красно-бурых песчано-глинистых плиоценовых отложениях. Выход осадочных отложений палеогенового (пески, песчаники, глины) и мелового возраста (мел и мелоподобные мергели) не способствует формированию черноземов. Лёссовидные суглинки распространяются к востоку от Среднерусской возвышенности в пределах Тамбовской равнины и Приволжской расчлененной равнины, где на склонах эти отложения обогащаются щебнем осадочных отложений (песчаников и опок палеогенового возраста). В районе Ергенинской возвышенности почвообразование захватывает красно-бурые плиоценовые суглинки.

К югу от Среднерусской возвышенности, на участках выходов отложений каменноугольного возраста (Донецкий кряж) и докембрийских кристаллических пород (Азовский кристаллический массив), мощность лёссовидных отложений уменьшается, а в Предкавказье вновь резко увеличивается.

На значительной площади по нижнему течению Днепра и Дона распространены песчаные древнеаллювиальные и флювиогляциальные отложения (Алешковские пески, Донские пески и др.).

За долиной Волги среди покровных лёссовидных отложений выделяются тяжелые суглинки сыртовых возвышенностей и небольшие массивы песков (Бузулуцкий бор). В Приуралье состав покровных отложений сильно обогащается местным обломочным материалом. Почвообразующие породы на площади развития пермских красцветов приобретают фиолетово-красноватый оттенок и местами более грубый гранулометрический состав.

Покровные лёссовидные суглинки служат основной почвообразующей породой и к востоку от Урала. Между Зауральским плато и Северо-Казахской возвышенностью лёссовидные суглинки прерываются полосами песков, на которых формируются ленточные боры.

---

\* Докучаев В. В. Русский чернозем//Избр. соч. М., Госсельхозиздат, 1948. Т. I. С. 239.

В пределах Северо-Казахской возвышенности, на участках близкого расположения плотных пород фундамента герцинской платформы, покровные лёссовидные породы сильно щебенчаты. Далее к востоку до Алтая простирается покров лёссовидных отложений, на фоне которых в пределах широких долин Иртыша и Оби и их некоторых притоков расположены крупные песчаные массивы.

В межгорных равнинах Средней и Восточной Сибири, где развиты черноземные почвы, основными почвообразующими породами также являются лёссовидные отложения.

*Формы мезо- и микрорельефа* имеют весьма важное значение для формирования структуры почвенного покрова. Степень расчлененности междуречий овражно-балочной системой, характерной для европейской части СССР, способствует перераспределению поступающей энергии и атмосферной влаги. Такое же значение имеют возвышенные формы в рельефе Казахского мелкосопочника и гривный рельеф южной части Западной Сибири. Вследствие расчлененности поверхности уровень грунтовых вод в черноземной зоне европейской части СССР весьма понижен. Здесь характерен непромывной тип режима. Меньшая расчлененность рельефа степей Западной Сибири способствует большему влиянию грунтовых вод на почвообразование.

Среди форм мезо- и микрорельефа черноземной зоны весьма характерны депрессии, расположенные на водоразделах и широких речных террасах (степные блюдца, поды, томары и т. п.).

### 13.2. Морфологические особенности черноземов

Наиболее характерной морфологической особенностью этих почв, обусловившей их название, является хорошо развитый перегнойно-аккумулятивный горизонт, обладающий интенсивно-черным цветом.

В европейской части СССР северную часть черноземной зоны занимают типичные и выщелоченные черноземы.

*Профиль типичных черноземов* имеет следующее строение (рис. 64):

Горизонт  $A_0$  — степной войлок. Этот горизонт, имеющий мощность 1—3 см, состоит из остатков травянистой растительности и встречается только на целинных землях.

Горизонт А гумусовый. Цвет гумусового горизонта во влажном состоянии интенсивно-черный. Мощность горизонта 40—60 см. Структура в верхней части зернистая, к низу переходит в комковатую. Горизонт насыщен корнями растений.

Горизонт В переходный, обладает черновато-бурой неравномерной окраской, постепенно переходящей в цвет почвообразующей породы. Из горизонта А в горизонт В заходят языки, потеки гумуса. Структура сверху комковатая, к низу переходит в неясно выраженную короткопризматическую. Имеется небольшое количество кор-

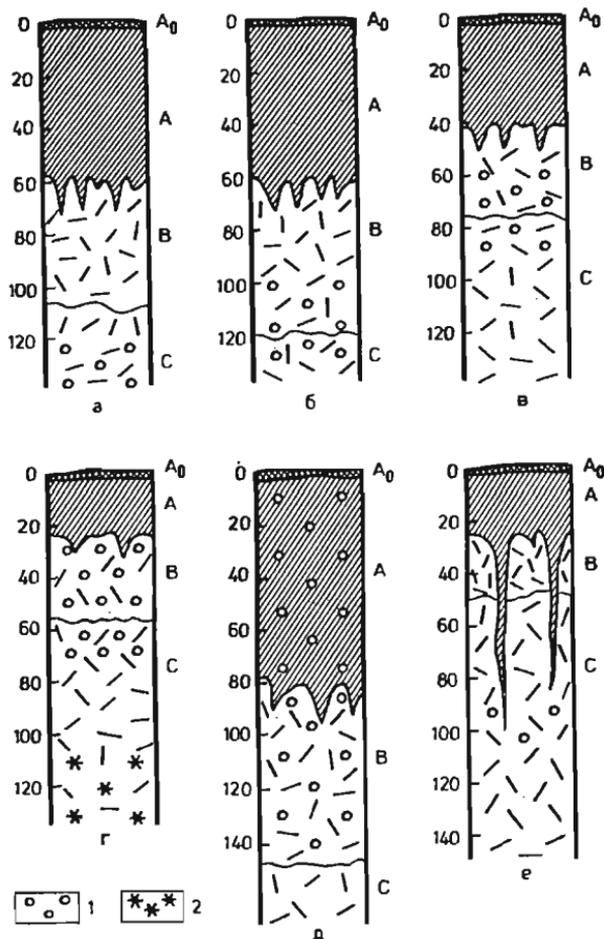


Рис. 64. Строение профиля некоторых подтипов черноземов:

Европейская территория СССР: *а* — выделочный чернозем; *б* — мощный чернозем; *в* — обыкновенный чернозем; *г* — южный чернозем; *д* — южный мцелярно-карбонатный (предкавказский) чернозем; Западная Сибирь: *е* — выделочный глубокопромерзающий чернозем; новообразования: 1 — карбонатные; 2 — гипсовые

ней. В нижней части горизонта присутствуют карбонатные новообразования. Мощность переходного горизонта 40—60 см.

Горизонт С — почвообразующая порода. В верхней части горизонта часто содержатся обильные карбонатные новообразования — нежные налеты псевдомицелия, рыхлые стяжения (белоглазка) или более плотные конкреции (журавчики). Некоторые исследователи рассматривают этот горизонт как карбонатно-иллювиальный и соответственно обозначают его В<sub>к</sub>. Структура нижней части профиля обычно призматическая.

По северной периферии черноземной зоны развиты так называемые *выщелоченные черноземы*. Эта разновидность отличается от типичных черноземов преимущественно более низким положением карбонатного горизонта, так что между нижней границей горизонта В и карбонатным горизонтом в верхней части горизонта С расположен горизонт, из которого как бы выщелочены карбонаты (отсюда и название этой разновидности).

Помимо выщелоченных черноземов, на севере черноземной зоны выделяют *черноземы оподзоленные*, которые обладают некоторыми признаками, сближающими их с серыми лесными почвами: слабый налет кремнеземистой присыпки в нижней части гумусового горизонта, уплотненность в результате слабого вымывания тонкодисперсных частиц в горизонте В. Предполагают, что оподзоленные черноземы сформировались в условиях лесостепи под лесом.

Южнее типичных черноземов распространены *обыкновенные и южные черноземы*. Для обыкновенных черноземов характерна меньшая мощность гумусового горизонта (около 40 см), примерно такая же мощность переходного горизонта. Карбонаты содержатся на глубине около 60 см. У южных черноземов мощность гумусового горизонта сокращается до 25 см, а горизонт В насыщен карбонатами. У нижней границы горизонта В часто содержатся мелкие новообразования гипса. Строение профиля распространенных подтипов черноземов европейской части СССР приведено на рис. 64, 1—4.

В Молдавии и Предкавказье вследствие более теплого и влажного климата черноземы имеют повышенную мощность гумусового горизонта. Среди карбонатных новообразований преобладает псевдомицелий, причем верхняя граница карбонатов располагается высоко. Гипсовые новообразования отсутствуют. Эти черноземы называют *мицеллярно-карбонатными* (рис. 64, 5).

Для черноземов Западной и Средней Сибири характерна небольшая мощность гумусового горизонта и глубокие затеки («языки») гумуса (рис. 64, 6). Это явление связывают с растрескиванием почвы при ее зимнем промерзании, поэтому сибирские черноземы называют *глубокопромерзающими*. Черноземы Забайкалья имеют небольшую мощность и низкое содержание карбонатов.

### 13.3. Генетические особенности черноземов

Если рассмотреть результаты химических анализов генетических горизонтов типичного чернозема, пересчитанных на 100% высушенной при 105°C почвы, то можно увидеть, что содержание различных компонентов не остается постоянным в различных генетических горизонтах, а изменяется по профилю почвы (табл. 32). Можно подумать, что по профилю чернозема происходит перераспределение всех элементов, подобно тому как это имеет место в лессивированных почвах. Чтобы разобраться в этом, рассмотрим содержание основных составных частей в генетических горизонтах.

В первую очередь проанализируем распределение по профилю

почв сравнительно трудноподвижных компонентов — кварца, обломочных силикатов и высокодисперсных минералов. С этой целью в почвоведении результаты химических анализов пересчитывают на прокаленную безгумусную и лишённую карбонатов массу. После со-

Таблица 32. Химический состав генетических горизонтов типичного чернозема, % от массы абсолютно сухой почвы (по Л. И. Прасолову, 1939)

Генетический горизонт, см	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>	Гумус
A 1—5	61,70	12,89	5,50	2,50	1,68	2,21	1,33	0,00	9,82
A 40—50	62,74	14,73	5,49	2,30	1,87	2,08	1,02	0,06	7,35
B 80—85	62,66	14,42	5,54	3,34	1,85	1,69	0,79	0,09	5,85
B 100—105	58,89	12,91	5,27	7,32	2,01	2,32	1,08	4,50	3,35
C 120—125	58,06	12,98	4,95	9,10	2,24	2,45	1,12	6,05	1,72

Таблица 33. Химический состав генетических горизонтов типичного чернозема, % от прокаленной безгумусной и бескарбонатной массы

Генетический горизонт, см	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O
A 1—5	73,72	15,42	6,57	2,99	2,01	2,63	1,61
A 40—45	74,22	17,03	6,39	2,67	2,12	2,42	1,18
B 80—85	72,14	16,58	6,25	2,80	2,12	1,93	0,90
B 100—105	73,80	16,08	6,60	2,03	2,66	2,99	1,35
C 120—125	73,02	16,07	6,22	1,77	2,82	3,10	1,53

ответствующих пересчетов получаются следующие данные (табл. 33). Из таблицы следует, что химический состав бескарбонатной минеральной части черноземов по профилю не меняется. Эта особенность характерна для различных подтипов черноземов, за исключением таких, на которые влияет какой-либо другой процесс (например, оподзоленные или солонцеватые черноземы).

Химический состав прокаленной бескарбонатной массы почвы в основном обусловлен содержанием кварца, обломочных и высокодисперсных силикатов. Устойчивый химический состав генетических горизонтов свидетельствует об отсутствии перераспределения указанных выше минералов по профилю черноземных почв. Данные минералогического анализа подтверждают это предположение. Как видно из табл. 34, содержание основных групп минералов в гумусовом горизонте и исходной почвообразующей породе существенно не меняется. Несколько пониженное содержание кварца и обломочных силикатов в гумусовом горизонте часто связано с наличием фитолитарий или органических остатков (если минералогический анализ производился без их разрушения).

Содержание высокодисперсных частиц в профиле черноземов, не затронутых процессами оподзоливания или осолонцевания, не обнаруживает закономерного изменения по генетическим горизонтам. В зависимости от изменения гранулометрического состава почвооб-

Таблица 34. Сопоставление содержания важнейших минералов в гумусовом горизонте и почвообразующей породе черноземов, % от массы сухой почвы

Почва и генетический горизонт, см	Содержание, %				
	органических остатков	кремнистых фитолитарий	кварца	обломочных силикатов	высокодисперсных силикатов
Чернозем обыкновенный, Воронежская область (Е. А. Ярилова, 1953) А 0—5 С 170—175	6,94	1,89	21,28	12,14	55,50
Чернозем типичный, Курская область (Е. А. Афанасьева, 1947) А 0—10	—	—	24,92	18,66	52,48
В 90—100	Не определялось	Не определялось	50,10	16,99	32,91
Чернозем типичный, Тамбовская область (Л. И. Прасолов, 1939) А 0—5 С 120—125	То же	То же	51,75	16,25	32,04
	»	»	26,88	29,82	30,21
	»	»	26,14	27,5	28,88

разующей породы содержание тонкодисперсных частиц может увеличиваться вниз по профилю чернозема (табл. 35, 1), уменьшаться (табл. 35, 2) или оставаться неизменным (табл. 35, 3).

В шлифах под микроскопом хорошо видно, что тонкодисперсные частицы прочно скоагулированы в агрегаты вместе с обломочными минералами. Признаков перемещения глинистых частиц в черноземах не обнаружено.

В результате можно заключить, что при формировании черноземов существенного перераспределения по почвенному профилю таких малоподвижных компонентов, как кварц, обломочные и высокодисперсные силикаты, не происходит.

Характерная черта черноземов — большое количество гумуса, в составе которого преобладают гуматы. Это в значительной мере

Таблица 35. Изменение содержания частиц менее микрона по профилю черноземов, % от массы сухой почвы

Генетический горизонт	Чернозем обыкновенный (Воронежская область)		Чернозем южный (Западная Сибирь)
	1	2	3
А	44	56	41
В	45	56	41
С	50	52	40

обусловлено особенностями биологического круговорота в степных ландшафтах.

Согласно данным Л. Е. Родина и Н. И. Базилевич (1965), биомасса в степных сообществах достигает 100—300 ц/га, из которых 70—80% приходится на долю корневой части растений. Примерно половина биомассы ежегодно продуцируется и отмирает. В результате в черноземной зоне в почву ежегодно поступает значительно больше органического вещества, чем в лесной зоне умеренного пояса, хотя биомасса суб- и бореальных лесов в 10 раз и более превышает биомассу степей. Часть растительных остатков задерживается на поверхности почвы (60—120 кг) в виде степного войлока. Это обусловлено спадами микробиологической деятельности в периоды зимнего промерзания и летнего иссушения почвы. Травянистая растительность отличается высоким содержанием азота и зольных элементов, особенно кальция и кремния. Кальция много в почвообразующих породах, поэтому высокое содержание этого элемента в степной растительности, возможно, является свойством, приобретенным растениями степей в процессе эволюции.

В степных почвах микроорганизмов значительно больше, чем в лесных. В черноземах их около 3—4 млрд. в 1 г, а для некоторых районов значительно больше. В составе микрофлоры преобладают бактерии и актиномицеты; грибов значительно меньше, чем в лесных почвах.

■ В этих условиях разложение органических остатков приводит к образованию высокомолекулярных гуминовых кислот, прочно связанных с кальцием. Гумусовые соединения находятся в виде гелей, способствующих прочному агрегированию почвенных частиц. Свободных агрессивных фульвокислот в черноземах нет. Реакция почвенного раствора нейтральная.

Значительное количество ежегодно поступающих растительных остатков и характер гумусовых соединений обеспечивают накопление весьма больших количеств гумуса в черноземных почвах. Содержание гумуса в черноземах от 3—4 до 14—16% и более. Запасы гумуса в пределах почвенного профиля огромны: от 300—400 до 600—700 т/га.

Сравнительно небольшое количество осадков и плохая подвижность гумусовых соединений обуславливают очень постепенное уменьшение гумуса по профилю. Это является отличительным признаком черноземов и проявляется во всех подтипах независимо от содержания гумуса (табл. 36).

Непромывной режим и особенности биологического режима черноземных почв влияют на перераспределение некоторых химических соединений по почвенному профилю. В первую очередь это относится к карбонатам, закономерности распределения которых по профилю черноземов заметны невооруженным глазом и были нами отмечены при описании морфологических признаков. При химических анализах обнаруживается на определенной глубине значительное содержание карбонатов кальция. Так, например, в обыкновенных

Таблица 36. Распределение гумуса по профилю черноземов, % массы сухой почвы

Почва и генетический горизонт, см	Содержание гумуса, %	Почва и генетический горизонт, см	Содержание гумуса, %
Чернозем типичный (Тамбовская область)		Чернозем южный (Павлодарская область)	
A 1—5	9,82	A 0—30	4,5
A 40—45	7,35	B 35—45	3,1
B 80—85	5,85	B 60—70	2,3
B 100—105	3,35	B 85—95	1,1
C 120—125	1,72	C 125—135	0,4

черноземах Каменной степи, по данным Н. Н. Никоноровой (1953), имеет место следующее распределение карбонатов ( $\text{CaCO}_3$ ):

Горизонт, см	Содержание карбонатов, %	Горизонт, см	Содержание карбонатов, %
A <sub>n</sub>	0—23 — нет	115—120	—16,49
A	23—39 — нет	140—145	—14,85
B	39—60 — нет	180—190	—11,96
	72—90 — 15,10	200—210	—8,87
	100—105—18,42		

Распределение карбонатов по профилю черноземных почв, по видимому, можно объяснить следующим образом. Растворимость карбонатов в условиях степной зоны определяется концентрацией углекислоты в почвенном воздухе и наличием воды. Зимой концентрация углекислоты наименьшая вследствие затухания биологических процессов. Следовательно, нисходящий ток воды в период максимального (ранневесеннего) промачивания почвы вымывает лишь часть карбонатов. В дальнейшем, в апреле — мае, в связи с энергичной микробиологической и вегетационной деятельностью в почвенный воздух поступает большое количество углекислоты, а в почвенном растворе соответственно увеличивается содержание гидрокарбонатов. Одновременно в результате интенсивной транспирации и иссушения почвы начинается восходящий ток почвенного раствора, а с ним поднимаются накопившиеся гидрокарбонаты. На определенной глубине в зависимости от насыщенности корнями горизонта А и гидротермических условий концентрация гидрокарбонатов в почвенном растворе достигает предельного значения и происходит выпадение карбонатов. Так образуется верхняя граница вскипания почвенного профиля.

В зависимости от ландшафтных условий глубина горизонта накопления карбонатов может подниматься до гумусового горизонта и даже выходить на поверхность (например, в поверхностно-мицеллярных черноземах) или спускаться за пределы почвенного профиля, как это имеет место в случае выщелоченных черноземов.

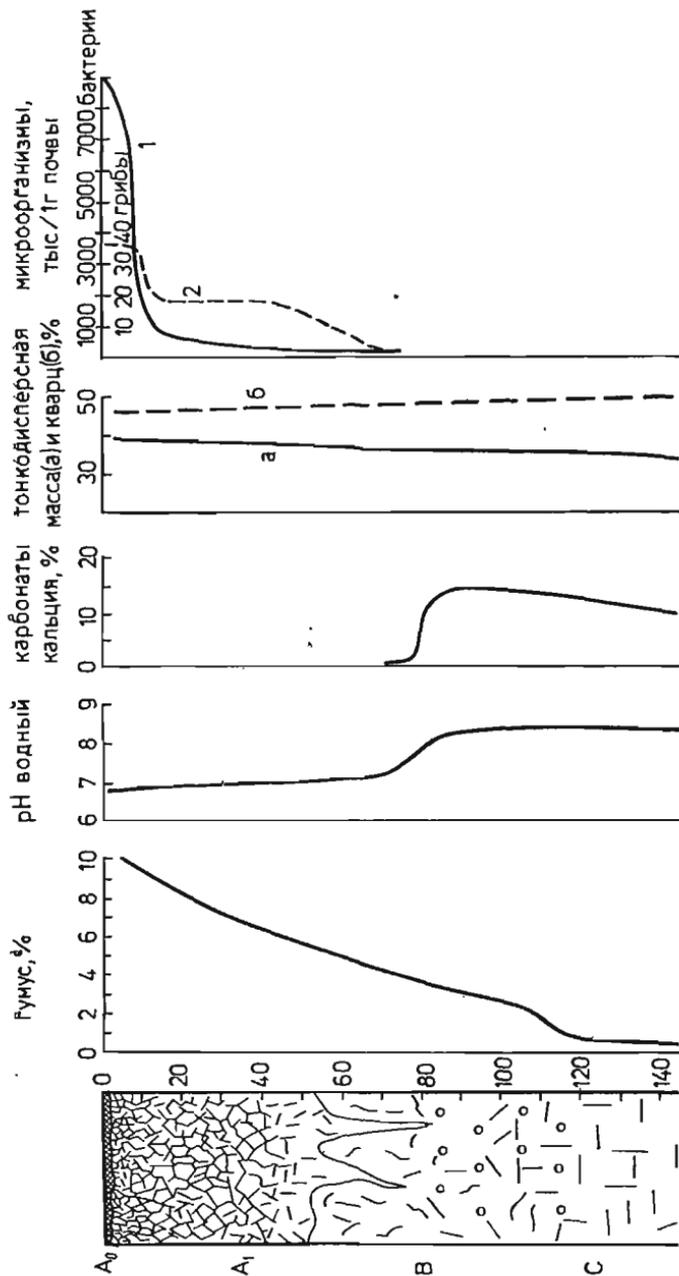


Рис. 65. Распределение основных компонентов по профилю чернозема:  
1 — грибы; 2 — бактерии

Таблица 37. Изменение рН и содержания поглощенного кальция в профиле типичного чернозема (по Н. И. Ремезову, 1963)

Генетический горизонт, см	Содержание гумуса, %	Содержание поглощенного кальция, мг-экв/100 г почвы	рН водной вытяжки	Содержание CO <sub>2</sub> карбонатов, %
A 1—5	10,2	50	6,8	—
A 20—25	9,8	50	6,9	0,07
A 40—45	7,4	48	7,0	0,08
B 60—65	6,8	42	7,6	0,09
B 80—85	6,0	38	8,0	0,18
B 100—105	3,8	30	8,2	4,68

Непромывной режим при сравнительно значительном количестве осадков обуславливает накопление некоторых слаборастворимых соединений в нижней части профиля черноземов, главным образом гипса. Гипс характерен для подтипов чернозема, образующихся в наиболее засушливых условиях.

■ Как следует из изложенного, *характерным химическим элементом, определяющим многие свойства и признаки данной почвы, в черноземе является кальций.*

Отсутствие выноса высокодисперсных частиц и значительное количество гумусовых гелей обуславливают большую емкость поглощения чернозема. При одинаковом содержании высокодисперсных минералов емкость поглощения черноземов будет больше, чем у других почв. В зависимости от содержания высокодисперсных частиц емкость поглощения черноземов колеблется от 20 до 80 мг-экв на 100 г почвы.

Среди поглощенных катионов больше всего кальция, значительно меньше магния. На юге черноземной зоны среди поглощенных катионов обнаруживается небольшое количество натрия. Максимум поглощенных ионов приурочен к гумусовому горизонту (табл. 37).

Реакция водной вытяжки из черноземов в верхней части профиля нейтральная. Это обусловлено отсутствием как агрессивных органических кислот, так и соединений, понижающих концентрацию катионов водорода в растворе. Как видно из табл. 37, в нижней части профиля черноземов, начиная с верхней границы карбонатного горизонта, реакция становится слабощелочной, рН водной вытяжки часто превышает 8.

Обобщив данные о распространении

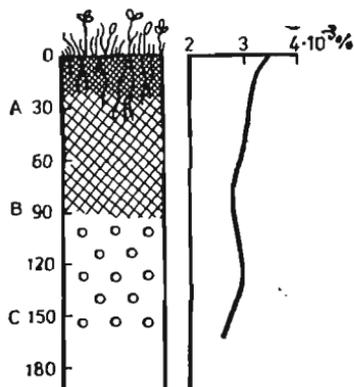


Рис. 66. Распределение меди по профилю типичного чернозема

нии важнейших компонентов по профилю черноземных почв, можно представить их в виде следующей схемы (рис. 65).

В черноземах многие рассеянные химические элементы накапливаются в верхней части профиля, аккумулируясь в гумусе (рис. 66). Книзу их содержание уменьшается, однако иногда содержание некоторых рассеянных элементов увеличивается в горизонте скопления карбонатов.

### 13.4. Зональные и региональные особенности черноземов

Полоса черноземных почв, простираясь на значительное расстояние во внутриконтинентальной части Евразии, не выходит к приокеаническим районам. Хотя черноземы образуются в умеренном климате, биоклиматические условия отдельных областей этой обширной территории неодинаковы.

Выделяются четыре крупные области, которым соответствуют четыре группы черноземов, имеющих определенные отличительные особенности. Область распространения черноземов южно-европейской группы включает Молдавию, Южную Украину и Предкавказье. Во вторую область, занятую черноземами восточно-европейской группы, входит большая часть черноземной зоны европейской территории СССР. К третьей области западно- и среднесибирских черноземов относится черноземная полоса Западной Сибири и Казахстана, а также районы распространения этих почв в Средней Сибири. Четвертая область, которой соответствуют черноземы восточно-сибирской группы, включает забайкальские степи.

Биоклиматические особенности каждой из перечисленных областей обуславливают специфические черты «своих» черноземов.

Для области южно-европейских черноземов в связи с теплым и мягким климатом характерны интенсивный биологический круговорот и периодическое промывание почвенного профиля. В результате черноземы этой области отличаются повышенной мощностью гумусового горизонта при небольшом содержании гумуса (3—6%), отсутствием легкорастворимых солей и гипса и обильной карбонатностью в виде псевдомицелия. Поэтому к подтипам черноземов южно-европейской области прибавляют определение «мицелиарно-карбонатный».

Для области черноземов восточно-европейской группы характерен более сухой и холодный климат. Почва замерзает на 3—4 месяца. Профиль почв промыт от легкорастворимых солей только в лесостепных районах, а в степных на глубине ниже 2 м располагаются новообразования гипса. Мощность гумусового горизонта в черноземах этой области меньше, но гумуса они содержат значительно больше, чем соответствующие подтипы первой области (6—12%). По запасам гумуса типичные и выщелоченные черноземы восточно-европейской группы занимают первое место среди всех черноземов мира.

Черноземы западно-сибирской области отличаются глубоким промерзанием почвы (1—2 м) и поздним оттаиванием нижних горизонтов. Мерзлая часть почвы задерживает весенние воды. Вследствие этого нижняя часть профиля часто несет признаки оглеения. Оглеенность черноземов северных районов обуславливается также высоким стоянием грунтовых вод в прошлом или в настоящее время, поэтому на севере черноземной зоны Западной Сибири распространены луговые черноземы. Для черноземов этой фации характерно образование глубоких потеков гумуса по трещинам, которые образуются при замерзании почвы. Содержание гумуса в сибирских черноземах большое (5—14%), однако с глубиной гумус очень быстро уменьшается. В нижней части профиля степных черноземов обычно присутствует гипс. К названию подтипов черноземов прибавляют определение «глубокопромерзающие» (например, черноземы обыкновенные глубокопромерзающие, южные глубокопромерзающие и т. д.).

Для восточно-сибирской области характерны суровые мало-снежные зимы и выпадение в основном летних осадков, промывающих почвенную толщу. В результате в восточно-сибирских черноземах имеет место периодический промывной режим. Биологический круговорот подавлен низкими температурами. Вследствие этого содержание гумуса в забайкальских черноземах невелико (4—9%) и мощность гумусового горизонта мала. Содержание карбонатов очень незначительно или их совсем нет. Поэтому черноземы восточно-сибирской группы называют малокарбонатными и бескарбонатными (например, черноземы выщелоченные малокарбонатные или бескарбонатные, черноземы обыкновенные малокарбонатные).

В пределах областей выделяются почвенные подзоны и провинции, а также почвенно-климатические фации. Провинциальные особенности часто обусловлены составом почвообразующих пород. Так, один и тот же подтип черноземов, сформированный на лёссах или покровных суглинках, отличается мощностью гумусового горизонта и содержанием гумуса.

За пределами Советского Союза, в Центральной Европе, черноземные почвы распространены в ряде районов Венгрии, Румынии, Болгарии. Эти районы, расположенные к востоку от Альп и Карпат, прикрыты горными системами от влияния влажных западных ветров, поэтому климатические условия здесь близки к условиям южной части Русской равнины.

Нижнедунайская низменность в Румынии несет покров черноземных почв, близких к черноземам Украины. Черноземы Северной Болгарии напоминают южные черноземы. Наиболее крупный массив черноземных почв в Центральной Европе располагается на Среднедунайской низменности. Почвообразующие породы здесь — аллювиальные супесчаные отложения, поэтому черноземы малогумусны. Для этой почвенной провинции характерна засоленность почв.

В Северной Америке, так же как и в Евразии, полоса черноземных почв расположена во внутриконтинентальной области и к морскому побережью не выходит.

### 13.5. Народнохозяйственное значение черноземов

Черноземы славятся своим плодородием, районы их распространения — основная база производства многих зерновых, в первую очередь пшеницы, а также ряда ценнейших технических культур (сахарная свекла, подсолнечник, кукуруза). Урожай на черноземах главным образом зависит от содержания воды в доступной для растений форме. В нашей стране для черноземных областей были характерны неурожаи, вызванные засухами.

■ В послевоенные годы предприняты меры по улучшению водного режима степных почв: построена система прудов и водоемов по балкам и оврагам, которая создала местные источники обводнения сельскохозяйственных угодий и одновременно явилась важным звеном в противоэрозионных мероприятиях, создана система государственных и колхозно-совхозных лесных полос и лесонасаждений, имеющих важное значение для снегозадержания, частично для регулирования поверхностного стока и некоторой защиты от сухих ветров.

На удержание влаги в почве направлены основные агротехнические мероприятия — лущение стерни, глубокая осенняя вспашка, посев высокоствельных культур (подсолнечник, кукуруза), установка щитов для снегозадержания и обвалование.

Типичные черноземы не нуждаются в удобрениях, однако длительная эксплуатация земель истощает их. Поэтому необходимо применение удобрений, как органических, так и некоторых минеральных (калийных, фосфатных), особенно для выщелоченных черноземов.

Медиико-географическая характеристика черноземов весьма благоприятна. *Черноземы являются эталоном оптимального содержания химических элементов для человека.* Умеренное увлажнение, близкая к нейтральной реакция, обилие органического вещества способствуют достаточному содержанию редких и рассеянных химических элементов. Эндемические болезни, связанные с дефицитом химических элементов, не свойственны районам распространения черноземов.

## ГЛАВА 14

### ПОЧВЫ СУХИХ И ПУСТЫННЫХ СТЕПЕЙ

В засушливых и экстраконтинентальных условиях сухих и пустынных степей формируются *каштановые* и *бурые пустынно-степные* почвы. Наиболее широко они распространены на территории Азии.

Каштановые почвы узкой полосой располагаются по побережью Черного и Азовского морей. На юго-востоке европейской части СССР площадь этих почв увеличивается (Нижнее Поволжье, Западный Прикаспий). Исключительно широко распространены почвы сухих степей на территории Казахстана. В Центральной и Восточной Сибири каштановые почвы встречаются изолированными районами. Самый восточный район распространения каштановых

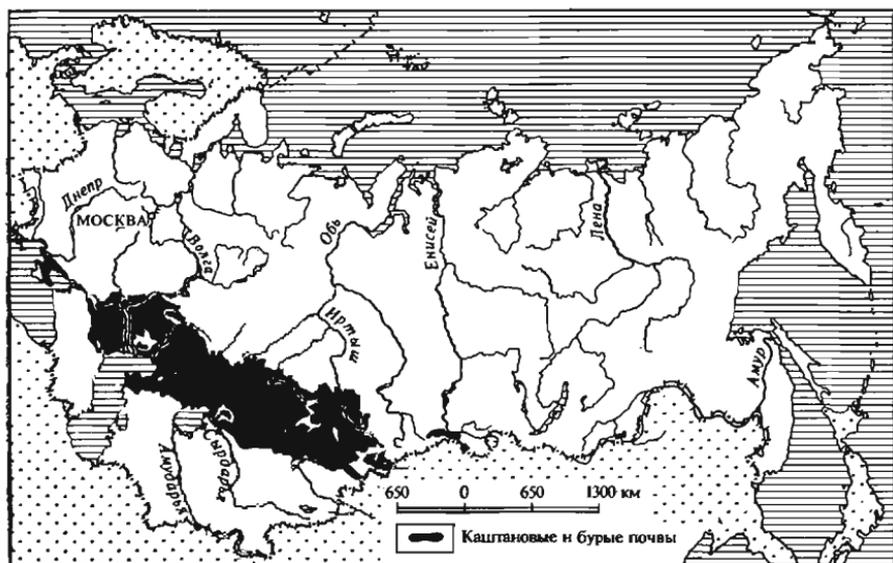


Рис. 67. Распространение каштановых и бурых почв в СССР

почв — степи Юго-Восточного Забайкалья. Распространение бурых пустынно-степных почв более ограничено — они преимущественно приурочены к полупустынным районам Казахстана (рис. 67).

Почвы сухих и пустынных степей занимают около 9% всей территории Советского Союза. За пределами СССР, в Европе, каштановые почвы занимают небольшую площадь в Румынии и значительно более широко представлены в аридных центральных районах Испании. Из Казахстана сплошная полоса каштановых почв уходит в Монголию, а затем в Восточный Китай, занимая большую часть территории Монголии и центральных провинций Китая.

Поскольку каштановые и бурые почвы формируются во внутриконтинентальных умеренно теплых засушливых условиях, почвы этого типа находят себе место в центральных районах Северной Америки. Здесь каштановые и бурые почвы занимают площадь к западу от черноземной зоны. Таким образом, почвы засушливых степей и полупустынь Северной Америки заключены между Скали-

стыми горами на западе и прериями на востоке. К югу область распространения каштановых и бурых почв ограничена Мексиканским плоскогорьем.

#### 14.1. Общие условия почвообразования

Климат сухих и пустынных степей резко континентальный. Континентальность усиливается по мере движения из Европы на восток. Средняя годовая температура в европейской части зоны составляет 5—9°C, в азиатской — 3—4°C. Амплитуда среднемесячных температур на западе составляет около 32—36°C, на востоке — 35—40°C. Годовое количество осадков уменьшается с севера на юг от 300—350 до 200 мм.

Для климата сухих и пустынных степей характерно равномерное распределение осадков на протяжении года. На рис. 68 видно, что как в Поволжье, так и в Восточном Казахстане нет ясно выраженных максимумов в распределении количества осадков по месяцам. Этим сухие степи отличаются от черноземных, где значительная часть осадков приходится на теплое время. Так, например, в Северном Казахстане в черноземных степях зимой выпадает около 10% осадков, весной и осенью — по 20, летом — 50%. В Центральном Казахстане, в условиях сухих степей, зимой и весной выпадает около 20%, летом и осенью — по 30%.

Испаряемость в ландшафтах сухой и пустынной степи значительно превышает количество атмосферных осадков, коэффициент

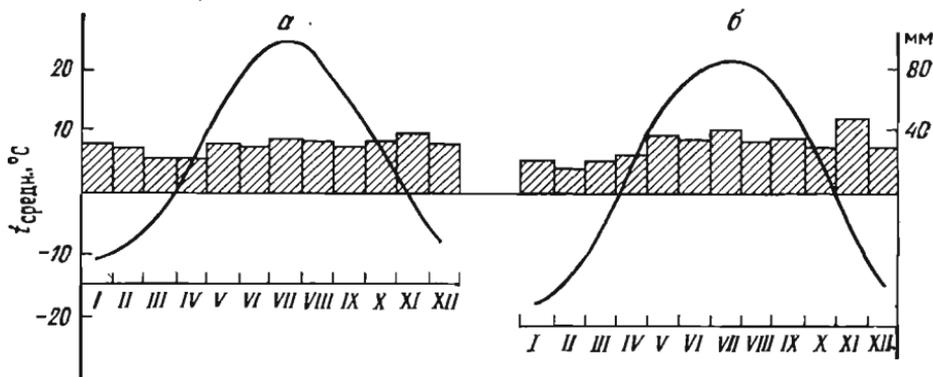


Рис. 68. Некоторые климатические показатели западных и восточных районов распространения каштановых почв:

а — Нижнее Поволжье (Камышин); б — Восточный Казахстан (Самарка)

увлажнения около 0,33—0,5. Сильные ветры еще больше иссушают почву и обуславливают энергичную эрозию.

В растительности области распространения каштановых и бурых почв преобладают степные злаки и полыни, содержание которых с севера на юг возрастает. Выделяют полынно-типчакowo-

ковыльные и полынно-типчаковые степи. В наиболее аридных ландшафтах количество кустарничков увеличивается. Биомасса растительности сухих степей, по данным Л. Е. Родина и Н. И. Базилевич (1965), составляет около 100 ц/га, причем основная часть биомассы (80% и более) приходится на подземные органы растений. Растительный покров очень неоднороден. На осолонцованных участках растительность разрежена, в ее составе преобладают кустарнички. На относительно хорошо увлажняемых участках доминируют злаки. На засоленных почвах развиты солянковыи растительные группировки.

*Почвообразующими породами* служат лёссовидные суглинки, залегающие на породах различного возраста, состава и происхождения — от четвертичных отложений каспийских трансгрессий до нижнепалеозойских метаморфических и изверженных пород Казахстана. Мощность лёссовидных отложений весьма изменчива; довольно значительные накопления на западе сменяются маломощным (1—1,5 м) покровом в Казахстане. На площади близкого залегания плотных коренных пород покровные лёссовидные отложения обогащены грубыми обломками. В результате золотой дифференциации обломочных частиц на поверхности почвы часто накапливается гравелисто-щебенчатый материал. В отдельных районах распространены песчаные массивы — древнедельтовые отложения, переработанные ветром. Таковы Астраханские и Терско-Кумские пески, Большие и Малые Барсуки, Приаральские Каракумы и др. В некоторых местах почвообразующие породы засолены.

Исключительно важную роль в образовании почв в условиях сухих степей играют *формы мезо- и микрорельефа*. В областях равнинного и волнисто-холмистого рельефа это западины и мелкие повышения, на территории Центрального Казахстана — формы мелкопочиника, на правобережье Иртыша — формы гривного рельефа.

#### **14.2. Морфологические особенности автоморфных почв сухих и пустынных степей**

*Строение профиля каштановых почв* следующее:

Горизонт А серовато-каштанового цвета, насыщен корнями растений. В верхней части намечается слоистость, иногда на самой поверхности заметна тонкая листоватая корочка. Структура комковатая. Мощность 15—25 см.

Горизонт В переходный, коричнево-бурого цвета, уплотненный, структура вверху крупнокомковатая, ниже короткопризматическая. Мощность 20—30 см. Внизу иногда встречаются карбонатные новообразования в виде пятен белоглазки.

Горизонт С желтовато-бурый, лёссовидный, часто щебенчатый

суглинок с карбонатными новообразованиями в верхней части. На глубине от 1 до 1,5 м располагаются гипсовые новообразования обычно в виде скоплений мучнистого гипса.

Среди каштановых почв выделяют три подтипа: *темно-каштановые*, имеющие мощность гумусового горизонта около 25 см и более, *каштановые* с мощностью горизонта А около 20 см и *светло-каштановые*, отличающиеся мощностью гумусового горизонта около 15 см и наличием ясно выраженной тонкой слоеватой корочки

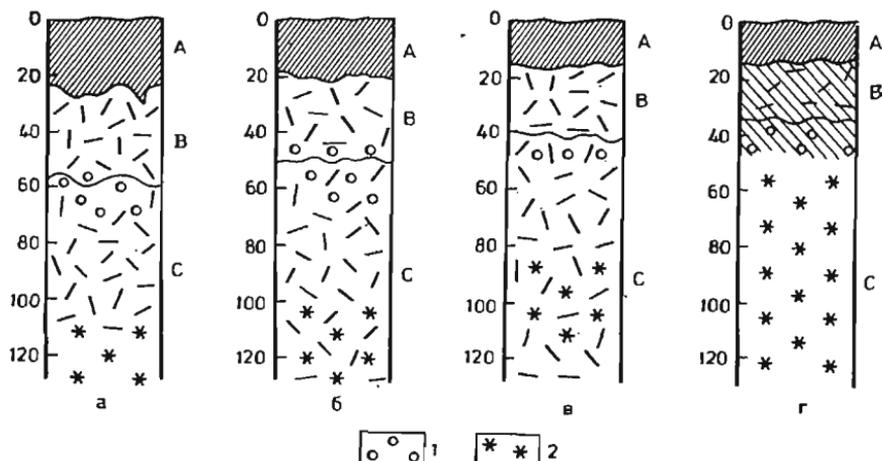


Рис. 69. Строение профиля почв сухостепной зоны:

а — темно-каштановые; б — каштановые; в — светло-каштановые; г — бурые пустынно-степные; 1 — белоглазка; 2 — новообразования гипса

ки на поверхности. Мощность горизонтов А + В в темно-каштановых почвах равна около 60 см, в каштановых — примерно 50, в светло-каштановых — около 40 см (рис. 69).

*Бурые пустынно-степные почвы* имеют по своему строению общие черты со светло-каштановыми почвами.

Горизонт А бурого цвета, мощностью около 10—15 см. Сверху ясно выделяется слоеватая корочка. Структура комковатая, непрочная, к низу горизонт становится еще более рыхлым.

Горизонт В бурый с коричневым оттенком, плотный. Структура комковато-короткопризматическая, в нижней части карбонатные новообразования типа белоглазки. Мощность около 20 см.

Горизонт С буровато-палевый, часто призматической структуры. В верхней части на границе с горизонтом В выделяется белоглазка, ниже, с глубины около 50 см, встречаются новообразования гипса.

### 14.3. Генетические особенности каштановых и бурых пустынно-степных почв

Как следует из данных химических анализов генетических горизонтов каштановых почв, состав прокаленной безгумусной и бескарбонатной массы по профилю почв существенно не меняется. Отдельные минералогические анализы показывают, что перераспределение основных минеральных компонентов по профилю темно-каштановых и каштановых почв не происходит. В ряде случаев констатируют увеличение содержания высокодисперсных минералов снизу вверх, однако это явление обычно унаследовано от почвообразующих пород и связано с изменением режима их формирования.

В светло-каштановых почвах иногда замечается небольшое накопление высокодисперсных частиц в горизонте В. Более отчетливо это выражено в бурых пустынно-степных почвах. Поэтому при химических анализах бурых почв в уплотненном горизонте В отмечается очень небольшое уменьшение содержания кремнезема и соответственно увеличение остальных компонентов.

Таким образом, если на большей, северной, части зоны сухих и пустынных степей, так же как и в черноземах, не происходит перераспределения минералов по профилю почв, то в светло-каштановых и бурых почвах намечается слабое перемещение высокодисперсных глинистых частиц из верхней части профиля в горизонт В.

В условиях ландшафтов сухих и пустынных степей в почву поступает значительно меньше органического вещества, чем в черноземах. Ежегодный опад растительности сухих степей равен около

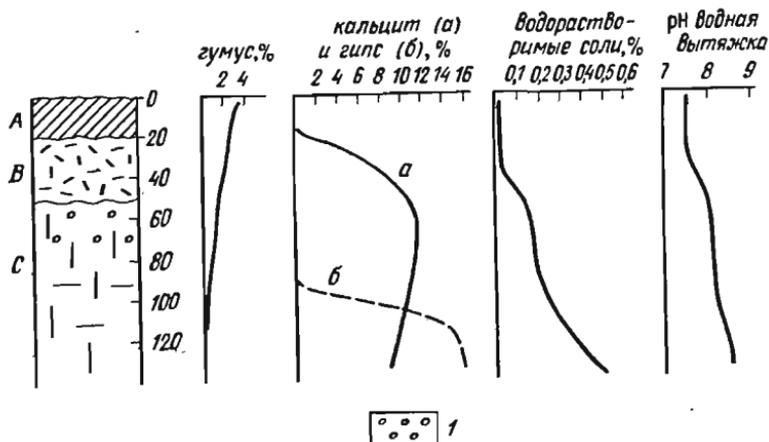


Рис. 70. Распределение некоторых компонентов по профилю каштановых почв:  
1 — белоглазка

40 ц/га, т. е. несколько меньше половины биомассы. В составе опада в значительном количестве содержатся зольные элементы, ежегодное поступление которых в почву, согласно Л. Е. Родину и Н. И. Базилевич (1965), составляет 161 кг/га. В северной части зоны в растительном опаде доминируют кремний, кальций и калий, а в южной приобретает большее значение натрия.

Содержание гумуса в почвах сухих и пустынных степей невелико — 2—5%. Принято считать, что в гумусовом горизонте тем-

Таблица 38. Изменение содержания гумуса, водорастворимых соединений (%) и рН водной вытяжки по профилю каштановых почв

Генетический горизонт, см	Гумус	Водорастворимые соединения, плотный остаток	рН водной вытяжки
A 0—10	2,8	0,08	7,5
B 25—30	2,0	0,08	7,5
B 50—60	1,2	0,13	8,0
C 90—100	0,3	0,20	8,2
C 120—130	—	0,40	8,5
C 140—150	—	0,62	8,5

но-каштановых почв гумуса содержится от 3,5 до 5%, в каштановых почвах — 3—4, в светло-каштановых — 2—3 и в бурых — около 2%. Изменение количества гумуса по профилю происходит постепенно, как в черноземах (рис. 70). Однако состав гумуса каштановых почв отличается от гумуса черноземов пониженным содержанием гуминовых кислот. Уменьшение гуминовых кислот в почвах сухих и пустынных степей нарастает с севера на юг. В бурых почвах фульвокислот больше, чем гуминовых кислот. С этим обстоятельством в значительной мере связана слабо выраженная окраска гумусового горизонта светло-каштановых и бурых почв.

Непромывной режим и промачиваемость почвы на 50—100 см (в отдельные годы до 10—180 см) обуславливают обогащение почвенного профиля водорастворимыми солями, в первую очередь солями натрия. Количество водорастворимых соединений в почвах сухих и пустынных степей увеличивается с глубиной. Одновременно с увеличением содержания водорастворимых солей повышается рН водной вытяжки (табл. 38).

■ Обилие солей натрия обуславливает вхождение этого химического эле-

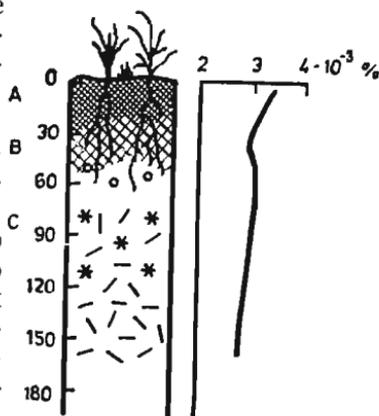


Рис. 71. Распределение меди по профилю каштановой почвы.

Обозначения те же, что и в рис. 69

мента в состав поглощенных катионов. Сорбирование катионов натрия высокодисперсными частицами способствует разрушению почвенных агрегатов и диспергированию почвенной массы, что создает возможность для перемещения высокодисперсных частиц. Содержание солей натрия в почве увеличивается с севера на юг, поэтому в бурых почвах, несмотря на то что в области их развития выпадает наименьшее для сухих и пустынных степей количество осадков, имеет место небольшое перераспределение высокодисперсных частиц с образованием уплотненного горизонта В. Вместе с тем отсутствие водопрочных агрегатов благодаря диспергирующему воздействию натрия приводит к образованию слоеватой поверхностной корочки.

Распределение рассеянных химических элементов по профилю каштановых почв напоминает таковое в черноземах. Однако в каштановых почвах менее выражена их аккумуляция в гумусовом горизонте, а иногда обнаруживается накопление этих элементов в горизонте В в связи с солонцеватостью (рис. 71).

#### 14.4. Особенности географии почв сухих степей и их практического использования

Характерная особенность почвенного покрова сухих степей — чрезвычайная его пестрота. Это связано с перераспределением по формам мезо- и микрорельефа теплоты и особенно влаги, а вместе с ней и водорастворимых соединений. Изменение гидротермических условий и концентрации некоторых химических элементов по формам рельефа отражается на комплексности растительности. Недостаток влаги обуславливает очень чувствительную реакцию растительности и почвообразования даже на слабое изменение увлажнения.

По данным Д. Г. Виленского (1961), в пределах зоны сухих и пустынных степей зональные автоморфные почвы занимают лишь 70% всей территории, остальная часть приходится на солонцы и солончаки. Области, где на обзорных почвенных картах показано распространение каштановых почв, как правило, представляют собой сложный комплекс каштановых почв различной степени солонцеватости, солонцов, в различной мере засоленных лугово-каштановых почв и солончаков.

Сложность освоения и использования почв сухих степей для земледелия объясняется как небольшим содержанием перегноя, так и весьма неблагоприятными физическими свойствами этих почв. При распашке поверхности слоеватая корка создает, с одной стороны, глыбистость, а с другой — пылеватость, способствуя легкой развеваемости почв. После дождей эти почвы заплывают, при высыхании уплотняются с поверхности, в результате чего они сильно иссушаются.

● В земледелии используются в основном темно-каштановые почвы, которые приурочены к наиболее увлажняемым районам и

обладают довольно высокой степенью плодородия. В годы с обильными осадками на этих почвах получают высокие урожаи; в годы с недостаточным увлажнением посевы гибнут от засухи. Однако почвы этой зоны содержат в общем достаточное количество основных элементов питания для растений и поэтому при надлежащей агротехнике и необходимой мелиорации могут давать устойчивые урожаи. Так как основной причиной неурожая является недостаток воды, то особую остроту приобретает проблема орошения.

В медико-географическом отношении каштановые и особенно бурые почвы местами перегружены легкорастворимыми соединениями и обладают повышенным содержанием некоторых рассеянных химических элементов, в первую очередь фтора. Это может иметь отрицательные последствия для человека.

Отсутствие заметного перераспределения соединений по профилю почв сухих степей благоприятствует поверхностно-геохимическим методам поисков рудных месторождений; поэтому на площади распространения каштановых и бурых почв Казахстана широкий размах получили металлотрические работы.

## ГЛАВА 15 ГИДРОМОРФНЫЕ ПОЧВЫ СТЕПЕЙ

Резкое различие почвообразования в автономных ландшафтно-геохимических условиях лесного и степного поясов отражается в не менее резко различии почвообразования в подчиненных ландшафтах. В лесной зоне почвообразование, совершающееся на водоразделах, сопровождается энергичным выносом водорастворимых органических соединений и связанных с ними химических элементов, в том числе таких трудноподвижных, как железо, марганец, фосфор. Соответственно в профиле гидроморфных почв из грунтовых вод накапливаются преимущественно эти элементы. Более подвижные элементы вымываются из надводной части почвенного профиля нисходящим током кислых почвенных вод.

В степной зоне почвообразовательный процесс в автономных ландшафтах сопровождается образованием малоподвижных органических соединений и нейтральных почвенных растворов. В этих условиях с внутрпочвенным и поверхностным стоком выносятся преимущественно водорастворимые простые неорганические соединения — сульфаты, хлориды, гидрокарбонаты и реже карбонаты щелочей и щелочноземельных элементов, преимущественно натрия и кальция. Минерализация поверхностных и грунтовых вод в степной зоне заметно возрастает по сравнению с таежно-лесной.

Миграция кальция в значительной мере определяется режимом диоксида углерода и низкой растворимостью карбонатов кальция, накопление натрия в почвенных и грунтовых водах существенно не ограничивается, поэтому почвенно-грунтовые воды степной зоны

обогащены водорастворимыми соединениями натрия. На территории европейской части СССР содержание натрия в поверхностных водах степной зоны в десятки раз больше содержания этого элемента в поверхностных водах таежной зоны.

Среди гидроморфных почв степного пояса широко распространены *солончаки, солонцы* и *солоди*. При этом солончаки и некоторые другие типы почв особенно типичны для пустынной зоны и поэтому будут рассмотрены ниже.

Образование гидроморфных почв черноземной и каштановой зоны представляет весьма сложный и не до конца выясненный процесс. На первом этапе развития генетического почвоведения эти почвы рассматривались как интразональные. Позже были установлены их геохимическое сопряжение с автоморфными («зональными») почвами определенных ландшафтов и особая роль рельефа и грунтовых вод в их генезисе.

Выдающееся значение в познании генезиса гидроморфных почв степного пояса имели работы К. К. Гедройца, создавшего теоретическую основу для изучения этих почв.

### 15.1. Морфологические особенности гидроморфных почв

Наиболее своеобразны из этих почв солонцы и солоди, причем солоди более тяготеют к лесостепным и северо-степным ландшафтам, а солонцы — к южно-степным и полупустынным.

*Профиль солонцов* имеет весьма характерные особенности, в первую очередь плотный горизонт вмывания. Строение этих почв следующее:

Горизонт  $A_1$  серого цвета, рыхлого сложения, мощность его от 1—2 до 10 см. В верхней части иногда выделяется маломощная дернина.

Горизонт  $A_2$  надсолонцовый горизонт. Он обладает светло-серым цветом, листовато-слоевой очень непрочной структурой и мощностью 5—10 см. Часто расчленение горизонтов  $A_1$  и  $A_2$  затруднительно, в целом это рыхлый буровато-серый горизонт мощностью от 3—5 до 20—30 см.

Горизонт В солонцовый, характеризуется большой плотностью, темно-бурым цветом и характерной столбчатой структурой. Верхняя граница чрезвычайно резкая, отчетливо выделяющаяся после удаления рыхлого горизонта А. На вершинах столбчатых отделностей часто присутствует налет пылеватых частиц обломочных минералов — кремнеземистая присыпка. В нижней части солонцового горизонта выделяются подгоризонты скопления новообразований — карбонатных и гипсовых.

По глубине расположения горизонта В выделяются *корковые* (менее 7 см), *среднестолбчатые* (7—15 см) и *глубокостолбчатые* (более 15 см) солонцы.

Солонцы каштановой зоны имеют меньшую мощность горизонтов и более светлые оттенки по сравнению с солонцами черноземной зоны.

Помимо солонцов выделяют *солонцеватые почвы* (черноземы, каштановые, серо-бурые) с намечающейся слоеватостью гумусового горизонта и слабой уплотненностью горизонта В. Солонцеватость характерна для почв сухостепной и пустынной зон.

*Солоди* формируются в замкнутых понижениях рельефа, обычно под небольшими березово-осиновыми рощами. *Строение профиля солоди* следующее:

Горизонт А гумусовый, буроватого цвета, богатый корнями трав и часто оторфованный. Мощность 3—10 см.

Горизонт  $A_2$  белесоватый мучнистый горизонт вымывания с неясной листоватой структурой. Мощность около 10—20 см. Часто содержит многочисленные железомарганцевые конкреции (бобовины).

Горизонт В очень плотный, слитой горизонт вымывания, темно-бурого цвета, столбчато-призматической структуры, которая внизу сменяется глыбистой. Мощность около 50 см и более. В нижней части горизонта встречаются неясно выраженные карбонатные стяжения.

Нижняя часть профиля солодей часто оглеена.

В неглубоких степных западинах и на участках высокой поймы создаются условия повышенной увлажненности. Здесь развивается лугово-степная растительность, обеспечивающая более значительное количество растительного опада, чем на окружающих пространствах. Периодическое обводнение почвы затрудняет разрушение органических остатков. В результате формируются *лугово-черноземные* и *лугово-каштановые почвы*, отличающиеся мощностью горизонта А и слабой засоленностью.

В центральных участках западин степной и лесостепной зон грунтовые воды располагаются очень близко к поверхности. В таких условиях образуются *перегнойно-глеевые* (часто *торфянисто-перегнойно-глеевые*) почвы. Для профиля этих почв типичен дерново-перегнойный, слабооторфованный горизонт, ниже которого находится сизовато-серый глеевый горизонт, содержащий в верхней части многочисленные железистые и железомарганцевые новообразования (особенно характерны роренштейны).

## 15.2. Генетические особенности солонцов и солодей

**Солонцы.** При рассмотрении результатов химического анализа солонцов обращает на себя внимание повышенное содержание кремнезема в верхней части почвенного профиля и полуторных оксидов в горизонте вымывания (табл. 39).

Как известно, изменение химического состава генетических горизонтов почвы обуславливается перераспределением минералов по почвенному профилю. Результаты минералогических анализов

**Таблица 39.** Химический состав генетических горизонтов солонца черноземной зоны Западной Сибири, % от прокаленного безгумусного и бескарбонатного вещества (по К. А. Глинке, 1932)

Генетический горизонт, см	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O
A <sub>1</sub> 0—5	76,78	10,54	4,74	0,05	1,62	1,50	1,70	1,11
A <sub>2</sub> 12—14	78,72	10,68	4,36	0,18	1,72	1,47	0,91	0,55
B 14—20	70,04	16,33	6,46	0,41	1,57	1,90	1,28	0,92
C 85—95	70,88	13,03	6,74	0,50	1,87	2,84	1,34	1,19

**Таблица 40.** Содержание обломочных минералов в солонце из Заволжья, % от всей почвы (по И. Н. Антипову-Каратаеву, 1953)

Генетический горизонт, см	Содержание	
	кварца	обломочных силикатов (полевых шпатов и слюд)
A 0—8	71,9	7,1
B 12—23	46,1	4,8
B 45—52	47,6	2,2

**Таблица 41.** Распределение высокодисперсных частиц гумуса и карбонатов по профилю солонца, % (по И. А. Антипову-Каратаеву, 1953)

Генетический горизонт, см	Содержание		
	частиц менее 1 мкм	гумуса	карбонатов кальция
A 1—8	13,0	1,91	—
B 10—18	43,3	1,64	0,3
B 22—30	43,4	1,16	0,3
C 65—75	29,8	0,64	16,2
C 100—115	23,8	—	9,8

показывают резкое уменьшение содержания обломочных минералов (кварца, силикатов) в солонцовом горизонте по сравнению с горизонтом А (табл. 40).

Можно предположить, что изменения в содержании обломочных минералов обусловлены перемещением высокодисперсных частиц. Данные гранулометрических анализов подтверждают это предположение (табл. 41). Высокодисперсные частицы накапливаются в солонцовом горизонте за счет вымывания из горизонта А, поэтому их содержание в солонцовом горизонте не только больше, чем в горизонте А, но и больше, чем в исходной почвообразующей породе. Одновременно с перераспределением высокодисперсных минералов

происходит вымывание гумуса в горизонт В, а ниже — образование подгоризонта скопления карбонатов (табл. 41).

Классические исследования К. К. Гедройца (1912—1926) позволили выяснить процесс образования солонцов. Оказалось, что образование солонцов связано с насыщением высокодисперсной части почв (поглощающего комплекса почв) катионами натрия. Это приводит к разрушению гумусово-глинистых агрегатов и переводу гумусовых соединений и высокодисперсных минералов в состояние тонких взвесей, которые с фильтрующимися водами выносятся из верхней части почвенного профиля. Достигнув горизонта расположения солей, взвеси коагулируют. Так образуется плотный, обогащенный высокодисперсными частицами солонцовый горизонт.

■ *Значительное количество поглощенного натрия — характерная особенность солонцов.* Особенно велико содержание поглощенного натрия в солонцовом горизонте, ниже эта величина постепенно уменьшается. По данным И. Н. Антипова-Каратаева (1953), количество обменного натрия следующим образом меняется с глубиной (см) в глубокостолбчатом сульфатно-содовом солонце Каменной степи (% от емкости обмена):

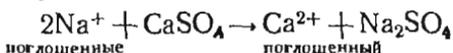
0—15 ... 10,9	69—80 ... 27,0
15—26 ... 24,0	94—110 ... 16,5
39—55 ... 31,4	120—144 ... 12,0
55—69 ... 37,5	

Схема распределения карбонатов, поглощенного натрия и некоторых других компонентов по профилю солонца приведена на рис. 72, 1.

Наличие поглощенного натрия приводит к появлению особых свойств почвенной массы: она теряет агрегированность, в ней уменьшается пористость и прекращается капиллярный подъем воды, во влажном состоянии она набухает и становится водонепроницаемой. Поэтому над солонцами задерживаются поверхностные воды и образуются периодические мелкие степные озера — лиманы.

Солонцеватость почв проявляется при содержании поглощенного натрия в количестве 5—10% от суммы поглощенных катионов. В типичном солонце в горизонте вымывания количество натрия составляет 20% и более от суммы поглощенных катионов.

Осолонцевание неблагоприятно сказывается на сельскохозяйственном значении почвы. Для ликвидации вредного влияния поглощенного натрия производят гипсование солонцовых почв по схеме:



Образующийся сульфат натрия хорошо растворим и легко удаляется при промывании почвы.

Таким образом, натрий является химическим элементом, который определяет своеобразие солонцов, поэтому весьма важно выяснить, в результате каких процессов на определенных участках происхо-

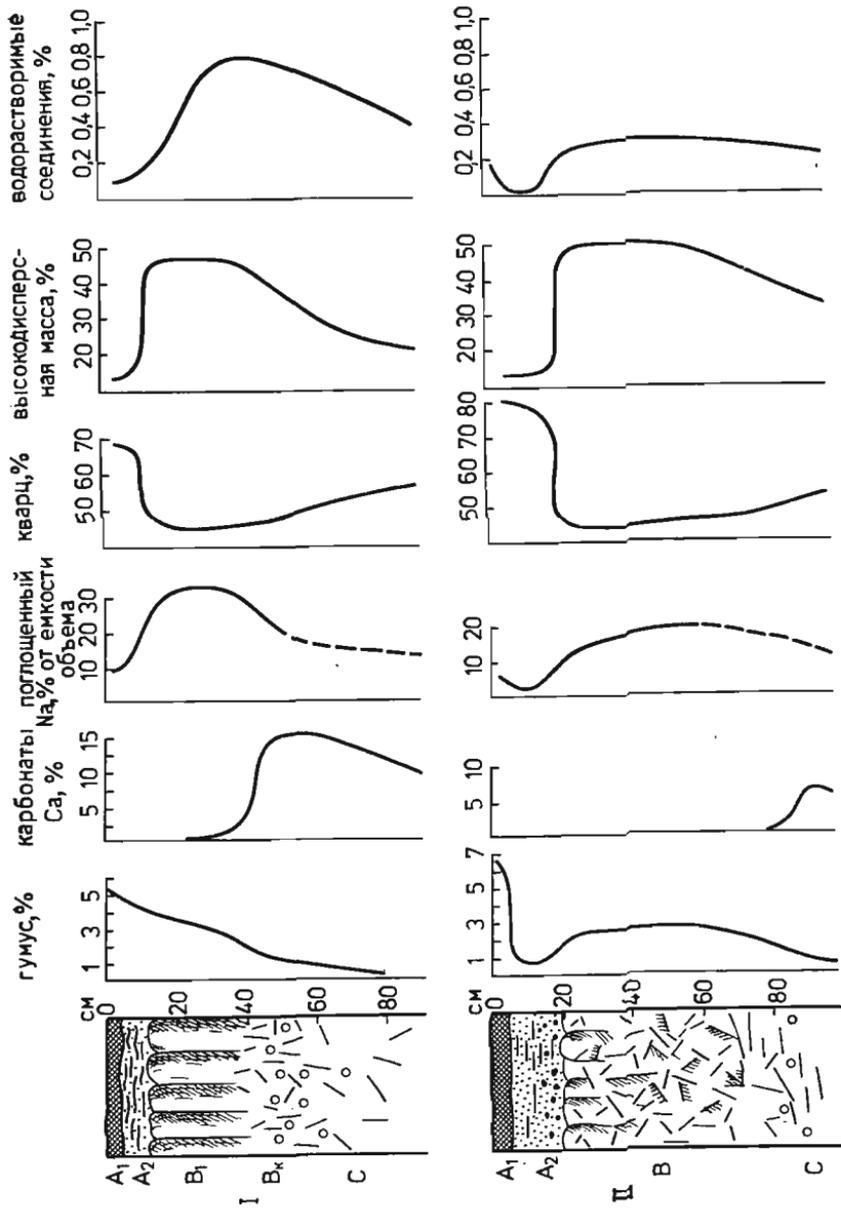


Рис. 72. Строение профиля и распределение главных компонентов по генетическим горизонтам солонча (I) и солонч (II)

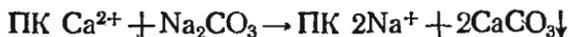
дит концентрация этого элемента. К. К. Гедройц предполагал, что процесс образования солонцов совершался в две стадии. В первую стадию происходило засоление почв из грунтовых вод солями натрия, в итоге возникали солончаки. В этих хлоридно- и сульфатно-натриевых солончаках было достаточно много натрия, однако наряду с ним присутствовали анионы хлора и  $\text{SO}_4^{2-}$ , препятствующие пептизации тонкодисперсных частиц.

Вторая стадия связана с понижением уровня грунтовых вод. При этом под влиянием нисходящего тока фильтрующихся атмосферных вод началось промывание солончаков. В первую очередь были растворены и вынесены водорастворимые соли, а затем начали перемещаться вниз тонкие частицы, содержащие поглощенный натрий. С поверхностными водами поступал гидрокарбонат кальция, который, реагируя с поглощенным натрием, вытеснял его. В силу этого явления в растворах появился карбонат натрия — сода, присутствие которой резко усилило процесс выноса тонкодисперсных частиц из верхней части почвы. Достигая горизонта накопления солей, эти частицы коагулировали и выпадали, образуя плотный солонцовый горизонт.

На основании своей теории К. К. Гедройц рассматривал области распространения солонцов как территории гидроморфного соленаккумуляции, которые затем в результате понижения уровня грунтовых вод вступили в стадию рассоления.

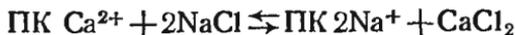
К. Д. Глинка (1926, 1932), допуская возможность такого процесса в виде частных случаев, считал, что образование солонцов в основном происходит не в результате рассоления областей древнего засоления, а под воздействием грунтовых вод, содержащих катионы натрия. По мнению этого ученого, в результате ежегодного весеннего поднятия натрийсодержащих грунтовых вод происходит насыщение тонкодисперсной массы почв этим элементом. Последующее промывание фильтрующимися водами способствует постепенной дифференциации почвенного профиля.

Следует подчеркнуть, что процесс осолонцевания энергично протекает при наличии в растворе карбоната натрия (соды). Натрий содового раствора энергично вытесняет поглощенный кальций, который связывается в виде труднорастворимого карбоната кальция по следующей схеме:



(ПК — поглощенный комплекс).

Насыщение высокодисперсной массы натрием под воздействием растворов сульфатов или хлоридов натрия происходит значительно менее эффективно, так как эта реакция обратима и для ее течения справа налево необходимо систематическое удаление грунтовой воды вместе с водорастворимыми соединениями вытесненного кальция:



И. Н. Антипов-Каратаев показал, что накопление соды в грунтовых водах связано с жизнедеятельностью сульфатредуцирующих бактерий в условиях грунтов, насыщенных водой. Эти бактерии разрушают сульфат натрия и связывают серу в сернистые соединения (сероводород, сульфиды железа). Освободившийся натрий в виде содового раствора, поднимаясь с уровнем грунтовых вод весной, активно воздействует на почвы, вызывая их осолонцевание. Процесс образования солонцов длится 50—60 лет.

По-видимому, в связи со сравнительно невысокой минерализацией грунтовых вод лугово-разнотравных степей для них характерны *содовые солонцы*, в то время как для сухих и пустынных степей, где минерализация грунтовых вод значительно более высокая, типичны *хлоридно-сульфатные солонцы*.

**Солоди.** По своим свойствам солодн имеют много общего с солонцами, что проявляется в общих чертах строения профиля и особенностях состава генетических горизонтов.

В химическом составе солодей еще более резко, чем в солонцах, выделяется выщелоченный (осолоделый) горизонт, отличающийся высоким содержанием кремнезема (за счет остаточного накопления кварца). Это ясно видно из рис. 72, II, а также табл. 42, в которой

Таблица 42. Химический состав генетических горизонтов солоди Западной Сибири, % от прокаленной безгумусной и бескарбонатной массы, (по К. Д. Глинке, 1932)

Генетический горизонт, см	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O
A <sub>1</sub> 0—4	81,14	9,50	2,83	0,11	1,59	0,85	0,80	0,48
A <sub>2</sub> 5—10	84,84	8,53	2,07	0,08	1,09	0,30	1,34	0,45
B 10—17	67,64	20,15	5,31	0,19	0,95	1,98	2,04	0,46
B 25—35	68,69	17,10	7,36	0,26	0,92	1,77	2,06	0,94
C 85—95	76,27	12,17	4,60	0,19	0,51	1,13	1,87	0,70

приведены данные анализов генетических горизонтов солоди, сформированной в западно-сибирской лесостепи в пологой западине под березовой рощей — колком.

В солодах имеет место еще более резкое перераспределение высокодисперсных частиц по профилю, чем в солонцах. Горизонт A<sub>2</sub> часто настолько лишен высокодисперсных компонентов, что имеет светлый белесый цвет, напоминающий подзолистые почвы. Сходство усиливается тем, что горизонт A<sub>1</sub> содержит большое количество грубого гумуса и часто оторфован.

Из верхней части профиля солодей удалены не только высокодисперсные частицы, но и все водорастворимые компоненты, в том числе подвижные формы гумуса. Вынесенные вещества аккумулируются в горизонте вымывания. Вымывание из верхней части почвенного профиля происходит столь энергично, что в горизонтах A<sub>1</sub> и

$A_2$  наблюдается кислая реакция. Значение рН постепенно увеличивается вниз по профилю (вплоть до нижней части горизонта В) под влиянием поглощенного натрия. По данным Н. И. Базилевич, содержание поглощенного натрия по профилю (см) солоди в Западной Сибири меняется следующим образом (% от суммы поглощенных оснований):

$A_1$	0—5 ... 4,6
$A_2$	10—16 ... следы
$A_3$	17—20 ... 10,0
В	20—25 ... 6,4

К. К. Гедройц (1926), исходя из теории образования солонцов, рассматривал солоди как дальнейший этап развития солонцов под влиянием промывания поверхностными водами. Более поздние исследования (Н. И. Базилевич) показали, что подобный процесс возможен лишь для небольшой части солонцов, обладающих особенно высоким содержанием поглощенного натрия.

Насыщение высокодисперсных минеральных и органических частиц натрием при формировании солодей, по-видимому, происходит так же, как и в процессе образования солонцов, — под действием содовых растворов, возникающих в водонасыщенной почвенно-грунтовой толще западин в результате деятельности сульфатредуцирующих бактерий. В дальнейшем, после поселения древесных пород и действия соответствующей микрофлоры, образуются кислые органические соединения, обуславливающие кислую реакцию в верхних генетических горизонтах солоди.

### 15.3. Почвенные комплексы степных западин

При изучении степных западин обнаружены определенные закономерности в распределении почв. В ландшафтах лесостепи и разнотравных степей центральная часть западин обычно занята солодами, склоны — солонцами. Подобное строение почвенного покрова степных западин впервые установлено в черноземной степи

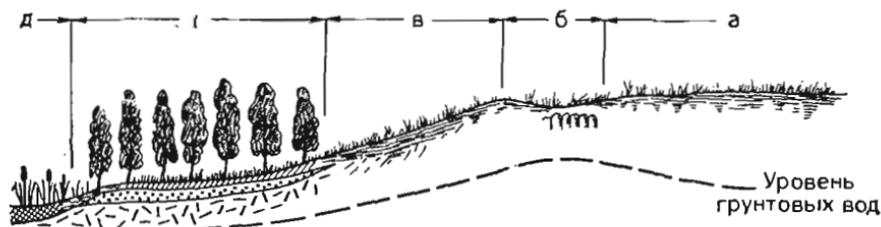


Рис. 73. Схема почвенного покрова степной западины Северного Казахстана: а — чернозем обыкновенный под разнотравно-полянно-злаковой растительностью (равнина); б — солонец солончаковый под солончаково-полянкой растительностью (ложбина по периферии западины); в — лугово-черноземовидная почва под полянно-злаковой растительностью (склон западины); г — солодь под березово-осиновой рощей (колком); д — торфяно-перегнойно-глеевая почва под веинково-осоковой растительностью.

европейской части СССР. Принципиально такая же картина имеет место в Западной Сибири и Северном Казахстане. В Северном Казахстане, по данным Ю. С. Толчельникова (1957), происходит некоторое усложнение почвенного покрова: в центральной части западины располагаются *перегнойно-глеевые* почвы, периферийная часть днища котловины занята *солодьями*, на склонах развиты *лугово-черноземные почвы*. Обрамляется котловина полосой *солонцов*. В сухих и пустынных степях центральные участки западин нередко заняты *солончаками*. Схематическое изображение распределения почв по элементам микрорельефа приведено на рис. 73.

#### 15.4. Почвы речных долин

Почвенный покров речных долин степной зоны весьма сложен и недостаточно полно изучен.

В пределах поймы крупных рек различают почвы прирусловой, центральной и притеррасной частей. В прирусловой части поймы на прирусловых валах под ивняками образуются слабо сформированные *рыхлопесчаные дерновые почвы*. В более хорошо увлажняемых ложбинах, разделяющих прирусловые валы, под травянистой растительностью располагаются более мощные *дерновые почвы*.

В центральной части поймы под покровом богатой травянистой растительности и пойменных дубрав формируются *черноземовидные почвы* большой мощности. В долине нижнего течения Дона окрашенная гумусом часть профиля подобных почв достигает 80—100 см. В нижней части профиля (начиная от гумусового горизонта) присутствуют железистые новообразования и сизоватые пятна, указывающие на глеевые явления. Как правило, эти почвы карбонатны, а в пределах каштановой зоны часто засолены.

В притеррасной части поймы, где выклиниваются грунтовые воды надпойменной террасы и уровень грунтовых вод расположен близко к поверхности, под зарослями черной ольхи развиваются

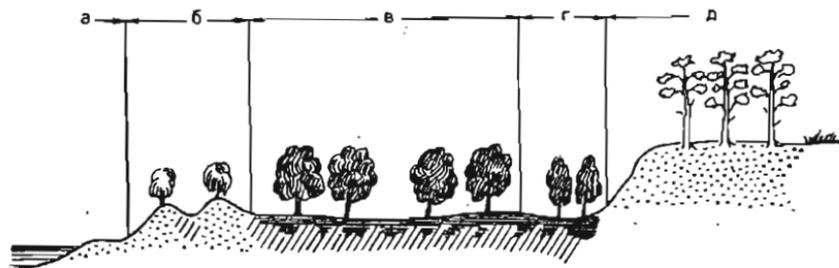


Рис. 74. Схема почвенного покрова речной долины черноземной зоны:

а — илжик; б — рыхлые маломощные почвы прируслового вала под ивняком; в — черноземовидные дерново-луговые почвы центральной поймы под растительностью пойменных дубрав; г — перегнойно-глеевые почвы притеррасной поймы под черноольшанником; д — дерново-подзолистые (под сосновым бором) и дерново-степные (под травянистой растительностью) серопесчаные почвы надпойменной террасы

*перегонно-глеевые почвы*, которые в зоне каштановых почв обычно в той или иной степени засолены. Так, например, в почвах при-террасной части Волго-Ахтубинской поймы содержание солей составляет 0,1—0,6% и более.

Первая и вторая надпойменные террасы крупных рек часто сложены песчаным аллювием. На этих террасах сформированы своеобразные *дерново-степные связнопесчаные почвы*. Местами развитие почв длительное время происходит под покровом древних сосновых боров. Подобные почвы вдаются глубоко в зону каштановых почв. По мнению А. Г. Гаеля (1964), возраст почв леяточных боров (например, Наурзумского и Кустанайского) в степях Казахстана восходит к раннему голоцену. В настоящее время террасовые боры в значительной мере истреблены и дерновые песчаные почвы террас располагаются под покровом степной злаковой растительности.

Соотношение почв в речной долине черноземной зоны изображено на рис. 74.

## ГЛАВА 16 ПОЧВЫ ПУСТЫНЬ

Почвы пустынь расположены во внутриконтинентальной части Евразии, на обширных равнинах Средней Азии и Казахстана и занимают более 6% всей территории Советского Союза (рис. 75).

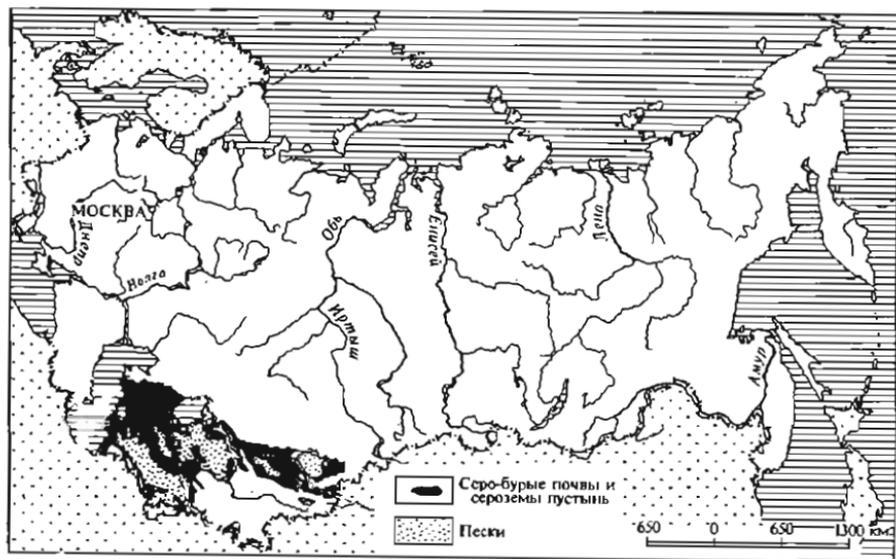


Рис. 75. Распространение серо-бурых почв и сероземов пустынь в СССР

Изучение почв пустынь, начавшееся еще почвенными экспедициями переселенческого управления, проводились многими исследователями. Особенно крупный вклад в изучение пустынных почв внесли С. С. Неуструев, Н. А. Димо, Л. И. Прасолов, В. В. Никитин, И. П. Герасимов, А. Н. Розанов и др. Современное представление об автоморфных почвах пустынной зоны — серо-бурых — было сформулировано Е. В. Лобовой (1960).

*Серо-бурые почвы* пустынь — самые аридные представители автоморфных почв суббореального пояса. Из гидроморфных почв для пустыни особенно характерны *солончаки* и *такыры*.

### 16.1. Общие условия почвообразования

*Климат пустынь* отличается жарким летом и холодными зимами. Среднегодовая температура меняется от 16 °С в северной части до 20 °С на юге зоны. Летние температуры в западной и восточной частях существенно не различаются, составляют 26—30 °С.

Количество выпадающих осадков обычно не более 100—200 мм в год. Распределение осадков по месяцам неравномерно: максимум приходится на зимне-весеннее время (рис. 76). По направлению с юга на север и с запада на восток распределение осадков выравнивается по сезонам. Почвы пустынь промачиваются на

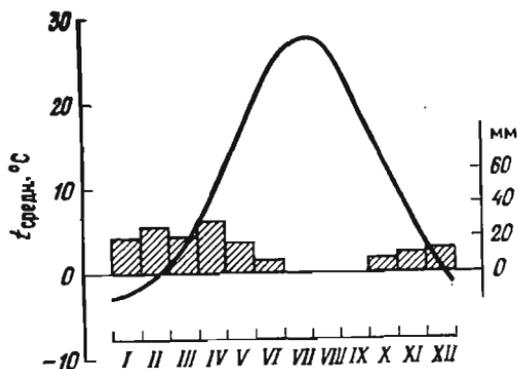


Рис. 76. Годовое распределение среднемесячных температур и осадков в центральной части Устюрта

глубину около 0,5 м. *Растительный покров* пустынь в основном солянково-кустарниковый с эфемеровыми растениями. Последние особенно широко представлены на песках, где также развиваются заросли саксаула. В почвах пустынь обнаружено большое количество водорослей, особенно на такырах.

Биомасса полукустарниковых пустынь очень невелика — всего 43 ц/га (Родин и Базилевич, 1965). Не разложившийся опад на поверхности отсутствует. Растительность пустынь энергично вегетирует в весенний период с пышным развитием эфемеров. В сухое время года она «замирает», приспосабливаясь к жарким условиям.

Среди *почвообразующих пород* преобладают лёссовидные и древнеаллювиальные отложения, переработанные ветром. Последние особенно широко распространены на Туранской низменности. Здесь расположены обширные песчаные пустыни. На фоне этих низменных равнин выделяются платообразные останцы неогеновой

равнины, сложенной осадочными отложениями третичного возраста. Поверхность неогеновых останцов покрыта маломощными лёссовидными отложениями. Подобные отложения распространены на поверхности Бетпак-Далы, Чу-Илийских гор и палеозойских останцов в центральной части Кызылкума, сложенных изверженными и метаморфическими породами. В этих районах лёссовидные отложения часто обогащены грубообломочным материалом местных пород. В результате выдувания песчано-пылеватых частиц поверхность таких участков покрывается каменным панцирем (например, галькой из древних конгломератов) и ландшафт приобретает вид каменистой пустыни — *гаммады*.

На площади предгорий развиты мощные накопления лёссов. Их мощность измеряется десятками метров и часто превышает 100 м.

*Рельеф* играет весьма важную роль в образовании почвенного покрова пустыни. На равнинах плато и поверхности останцов преобладают серо-бурые почвы, на низких террасах — примитивные серо-бурые почвы, для предгорных районов характерны такыры.

Формы микрорельефа имеют существенное значение для формирования пустынных почвенных комплексов.

## 16.2. Морфологические особенности автоморфных почв пустынь

Серо-бурые почвы с полноразвитым профилем формируются на возвышенных равнинных участках рельефа. Характерные черты профиля серо-бурых почв — наличие поверхностной пористой корки, очень слабо выраженный гумусовый горизонт, постепенно переходящий в рыхлый рассыпающийся горизонт, который, в свою очередь, сменяется уплотненным горизонтом, содержащим дисперсные или очень плохо выраженные рыхлые стяжения карбонатов.

*Профиль типичной серо-бурой почвы* центральной части Устурта имеет следующее строение:

Горизонт  $A_k$  — поверхностная корка с характерными округлыми порами, растрескавшаяся на полигональные элементы. Мощность 3—6 см.

Горизонт А гумусовый, серо-бурого цвета. В верхней части слабо скреплен корнями, книзу рыхлый, легко развевающийся ветром. Мощность 10—15 см.

Горизонт В — уплотненный горизонт бурого цвета, призмовидно-глыбистой структуры, с редкими плохо выраженными пятнами белоглазки, мощностью от 10 до 15 см.

Горизонт С рыхлый, лёссовидный суглинок, переполненный мелкими (0,5—1,0 мм) изометричными кристаллами гипса, иногда образующими рыхлые стяжения. Мощность лёссовидного суглинка сильно варьирует. Часто на глубине 1,5 м и ниже залегает своеобразный горизонт шестоватого гипса, представленный скоплениями вертикально ориентировочных игольчатых кристаллов гипса. Этот

горизонт не связан с формированием серо-бурых почв. Мощность его непостоянна (от 10—20 см до 2 м и более), и часто он полностью эродирован. При наличии крупных обломков шестоватый гипс образует длинные бородчатые наросты.

В серо-бурых почвах, сформированных на молодых аллювиальных отложениях, хорошо выражена поверхностная корка, но отсутствует уплотненный горизонт. На щебенчатых почвообразующих породах корка цементирует скопившуюся на поверхности гальку, способствуя образованию «бронированной поверхности» каменистых пустынь. Серо-бурые почвы, формирующиеся на песках, имеют очень тонкую глинисто-карбонатную корочку и меньшую мощность всех остальных горизонтов. Верхняя часть почвы на песках часто содержит сравнительно много пылевато-глинистых частиц, что связано с выпадением пылеватых осадков и их последующим вымыванием. Маломощные пылеватые осадки часто образуют корки на разнообразных изверженных, метаморфических и осадочных породах.

### 16.3. Генетические особенности серо-бурых почв

При химических анализах серо-бурых почв обнаруживается неодинаковый состав генетических горизонтов. Поверхностная корка часто (хотя и не всегда) содержит повышенное количество кремнезема, которое несколько понижается в уплотненном горизонте. В последнем иногда слабо увеличивается содержание алюминия, железа, магния и калия. Однако в целом изменения валового химического состава по профилю серо-бурых почв незначительны (табл. 43).

Изучение гранулометрического состава показало, что в серо-бу-

Таблица 43. Химический анализ серо-бурой почвы Туркмении  
(по Е. В. Лобовой, 1960)

Генетические горизонты, см	Содержание, % на бескарбонатную прокаленную массу							Содержание частиц менее 0,001 мм
	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	
Корка 3	72,11	12,48	4,30	2,38	2,68	1,23	1,59	8,0
Уплотненный горизонт 7—21	70,33	15,23	5,04	2,47	3,68	0,97	1,84	22,0
Менее плотный горизонт 21—35	68,90	14,99	6,12	2,44	3,58	1,01	1,84	27,0
Рыхлый супесчаный гипсовый горизонт 52—70	70,38	12,73	4,88	3,24	3,08	1,33	1,81	15,0
Лёссовидные отложения 100 и ниже	73,63	12,51	4,35	2,52	2,79	1,23	1,46	Нет данных

рой почве в уплотненной части профиля усиленно накапливаются высокодисперсные частицы. В то же время в обломочной части существенного изменения содержания минералов не происходит. Кварц во фракции 0,05—0,25 мм в корке составляет 20,4 %, а в уплотненном горизонте — 24,6 %. Аналогичная картина имеет место в серо-бурой почве южной части Устюрта. Здесь было установлено следующее содержание важнейших минеральных компонентов (табл. 44).

Сопоставление результатов химических и минералогических исследований серо-бурых почв позволяет отметить следующее. Во-первых, для самой верхней части профиля почв характерно обога-

Таблица 44. Минеральный состав серо-бурой почвы Устюрта  
(по Е. В. Лобовой, 1960)

Генетический горизонт, см	Содержание тонкодисперсных минералов, %	Содержание во фракции 0,1—0,15 мм, %		
		кварца	обломочных силикатов	тяжелых минералов
Пористая корка 0—2	7,0	35,5	62,1	2,4
Гумусовый переходный горизонт 2—10	11,0	31,6	65,9	2,9
Уплотненный горизонт (верхняя часть 10—15)	11,0	26,9	70,9	3,1

щение мелкообломочным материалом и относительно небольшое содержание высокодисперсных частиц. Этот факт в значительной мере связан с современной ветровой деятельностью: развеванием песчаных массивов и переносом мелкообломочных (десятые доли и сотые доли миллиметра) частиц. Во-вторых, в профиле серо-бурых почв выделяется уплотненный горизонт, образование которого обусловлено вымыванием высокодисперсных частиц, содержащих некоторое количество поглощенных катионов натрия. Это обстоятельство связано с обогащенностью натрием растительных остатков и общей засоленностью натриевыми солями ландшафтов пустынь.

Как видно из табл. 44, в мелкообломочной части серо-бурых почв обломочные силикаты преобладают над кварцем, поэтому увеличение высокодисперсных силикатов в 2 раза и даже более существенно не изменяет содержания основных компонентов химического состава. Происходит лишь незначительное увеличение содержания тех химических элементов, которые входят в состав высокодисперсных глинистых минералов — алюминия, железа, магния, калия. Так как в высокодисперсных глинистых минералах пустынной зоны содержание кремнезема составляет около 50 %, то увеличение высокодисперсных минералов отражается в небольшом уменьшении кремнезема в валовом химическом составе уплотненного горизонта.

Небольшая масса опада (10—20 ц/га) и энергичная деятельность почвенных микроорганизмов способствуют быстрому разрушению органических остатков и небольшому содержанию гумуса в серо-бурых почвах (до 1 %). Убытие гумуса с глубиной происходит очень постепенно. Для серо-бурых почв характерно преобладание фульвокислот над гуминовыми (содержание фульвокислот в среднем составляет 40 % от всего количества гумуса). В значительной мере этому способствует большое количество натрия в растительном опаде. Возможно, в связи с наличием фульвокислот находится повышенное содержание подвижного железа в верхней части профиля. Это явление пока недостаточно изучено.

■ *Характерная особенность серо-бурых почв — накопление карбонатов в верхней части почвенного профиля.* Е. В. Лобова (1960) объясняет это слабым промыванием почвы весной и осенью, когда выносятся лишь хлориды и сульфаты, а менее подвижные карбонаты остаются на месте.

По мнению А. Н. Розанова (1951), карбонаты в пустынных почвах выщелачиваются в холодный период, в теплое время с восходящей капиллярной влагой поднимаются вверх и выпадают на некоторой глубине. В результате этих процессов в серо-бурых почвах или обнаруживается сплошная окарбоначенность верхней части профиля, или намечаются два максимума карбонатов — в нижней части уплотненного горизонта и в поверхностной корке (табл. 45).

Таблица 45. Распределение гумуса, карбонатов, гипса и легко растворимых солей в профиле серо-бурых почв Западных Каракумов (по Е. В. Лобовой, 1980)

Генетический горизонт, см	Содержание, %			
	гумуса	CO <sub>2</sub>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	легкорастворимых солей (плотный остаток)
Поверхностная корка 0—5	0,72	7,20	—	0,14
Уплотненный горизонт (верхняя часть 15—20)	0,53	7,88	—	0,44
Уплотненный горизонт (нижняя часть 25—30)	—	5,94	—	0,87
Лёссовидный суглинок 45—50	—	4,18	3,39	1,06

Под уплотненным горизонтом располагается горизонт накопления гипса, а содержание легкорастворимых солей (преимущественно сульфатов и хлоридов натрия) постепенно возрастает с глубиной, заметно увеличиваясь ниже уплотненного горизонта.

Распределение важнейших компонентов по профилю серо-бурых почв показано на рис. 77.

Для почв пустынной зоны типичны реликты плиоценового и нижнечетвертичного гипергенеза и почвообразования. Наиболее

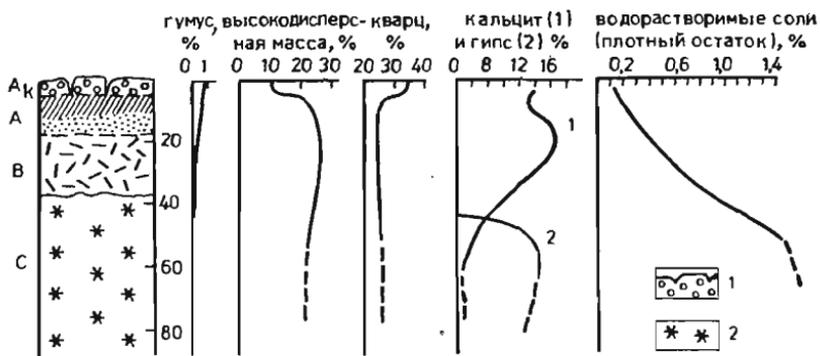


Рис. 77. Распределение основных компонентов по профилю серо-бурых почв:

1 — поверхностная пористая корка; 2 — новообразования гипса

часто встречающимся реликтом древнечетвертичного гипергенеза является горизонт «шестоватого гипса», распространённый на значительной части территории Казахстана и Средней Азии. Широко распространены также древнечетвертичные карбонатные конкреции и пластообразные аккумуляции, аналогичные карбонатным корам Ближнего Востока, Северной Африки и мексиканским калдиче. Древние почвы пустынь Средней Азии изучены А. И. Перельманом (1959).

Многие рассеянные химические элементы концентрируются в поверхностной корке. Книзу содержание почти всех рассеянных элементов уменьшается (рис. 78). Особенно небольшое содержание подавляющей части химических элементов обнаружено в горизонте шестоватого гипса, хотя отдельные химические элементы (например, стронций) находятся здесь в резко повышенной концентрации (в десятки раз и более).

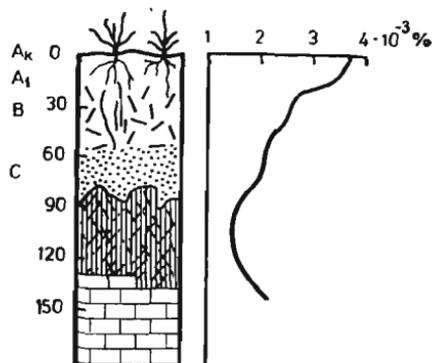


Рис. 78. Распределение меди по профилю серо-бухой почвы Устюрта

## 16.4. Гидроморфные почвы пустынь

**Солончаки** — характерное гидроморфное почвенное образование пустынь. Под солончаками подразумеваются почвы, содержащие 1 % и более легкорастворимых в воде солей в верхнем горизонте почвы. Основная масса солончаков расположена в пустынной зоне, где они занимают около 10 % площади (Д. Г. Виленский, 1961).

Образование солончаков является одной из форм накопления солей в зоне гипергенеза. В зависимости от гидротермических, гид-

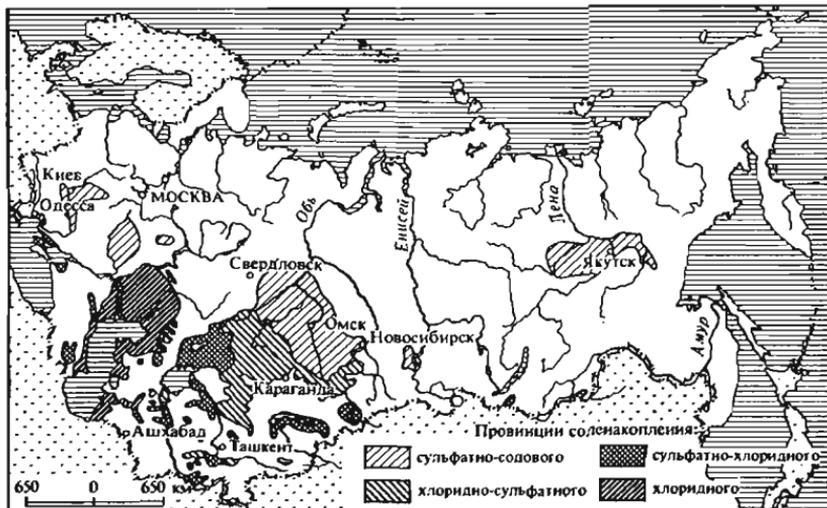


Рис. 79. Провинции соленакопления в почвах СССР (по В. А. Ковде, 1946)

рогеологических и геохимических условий В. А. Ковда (1946) выделяет следующие провинции соленакопления в почвах СССР (рис. 79). Как видно из приведенной карты, на закономерности размещения засоленных почв влияют как зональные, так и региональные факторы.

*Необходимое условие образования солончаков — близкое расположение грунтовых вод и наличие выпотного типа водного режима.*

Засоление почв происходит преимущественно в результате поступления вод, содержащих соли, и последующего их испарения. Важное значение имеют состав грунтовых вод и глубина их залегания. Предельная глубина расположения грунтовых вод, при которой возможно засоление поверхностных почвенных горизонтов, называется *критической* (Б. Б. Польшов, 1956). Чем ближе к поверхности расположены грунтовые воды, тем энергичнее происходит испарение и, следовательно, повышается засоленность вод (рис. 80). Минерализация резко возрастает начиная с глубины около 2 м.

В. А. Ковда (1947) обнаружил, что критическая глубина в различных климатических условиях неодинакова. Она увеличивается с возрастанием среднегодовой температуры согласно зависимости:  $y = 170 + 8x + 15$  см, где  $y$  — критическая глубина;  $x$  — среднегодовая температура; цифры экспериментально установлены. Так, например, интенсивное соленакопление в почвах Западной Сибири происходит при глубине грунтовых вод 170—200 см, а в ландшафтах пустынь — 300—350 см. Поэтому засоление почв особенно ха-

рактерно для пустынной зоны, хотя распространено оно и в зоне сухих и черноземных степей. Следует отметить, что засоление почв может происходить в любой зоне при достаточно аридных условиях и близком расположении грунтовых вод. Подтверждением этого служат солончаки в аридных районах таежной, тундровой и арктической зон.

Испарение грунтовых вод сопровождается закономерным изменением состава солей. Согласно В. А. Ковде, на первой стадии образуются гидрокарбонатно-натриевые воды с содержанием солей менее 1—3 г/л; на второй — гидрокарбонатно-кальциевые с содержанием солей до 3—5 г/л; третья стадия характеризуется хлоридно-сульфатным составом вод с концентрацией солей 5—10—20 г/л; четвертой стадии отвечают сульфатно-хлоридные воды, содержащие соли более 30—50 (до 100—150) г/л.

При небольшой минерализации грунтовых вод преобладают гидрокарбонаты. С повышением концентрации солей начинают преобладать сульфаты. Очень высокая минерализация грунтовых вод (более 15—20 г/л) обуславливает хлоридно-натриевый состав.

В относительно хорошо увлажняемых районах минерализация грунтовых вод, как правило, не может быть значительной — в этих водах основную роль играют карбонаты и гидрокарбонаты. С увеличением аридности при прочих равных условиях все большее значение приобретают сульфаты и хлориды.

При движении вод вверх и испарении постепенно увеличивается их минерализация. Это приводит к закономерному выпадению солей. На небольшом расстоянии от уровня грунтовых вод осаждаются труднорастворимые соединения, а легкорастворимые соли выпадают в поверхностных горизонтах почвы.

Растительность солончаков весьма своеобразна. Она высоко спе-

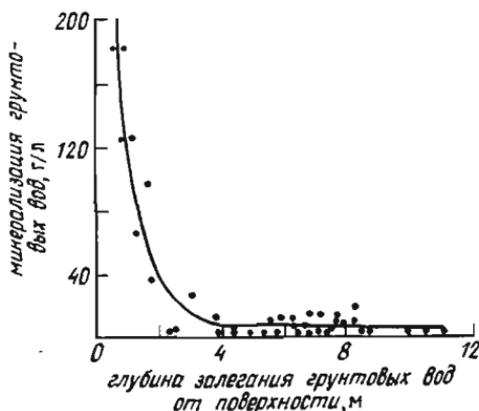


Рис. 80. Зависимость между глубиной залегания и минерализацией грунтовых вод Каспийской низменности (по В. А. Ковде, 1946)

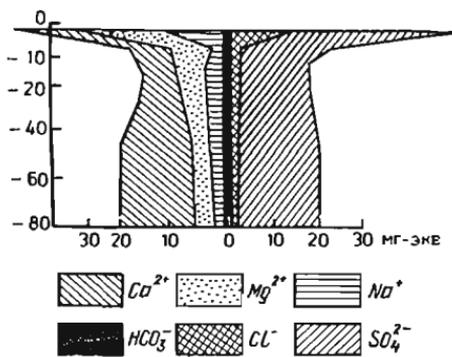


Рис. 81. Солевой профиль солончака Голодной степи

циализирована применительно к условиям значительного содержания солей в почве. Некоторые растения имеют особую водоносную паренхиму, которая наполняется водой в период наименьшей концентрации солей (при выпадении осадков). Галофиты, солянки обладают повышенным давлением клеточного сока и поэтому могут усваивать воду даже повышенной засоленности.

Для солончаков особо важное значение имеет распределение водорастворимых солей, поэтому изучают распределение химических соединений по профилю этих почв не в общей почвенной массе, а в водных вытяжках. По данным химических анализов вычерчивают «солевой профиль» солончаков, причем влево от нулевой линии показывают содержание катионов, а вправо — анионов (рис. 81). В зависимости от морфологии выделяются солончаки пухлые, корковые, мокрые. У *пухлых солончаков* верхний слой обладает мелкокомковатой структурой и очень рыхлым сложением. В химическом составе солей преобладает сульфат натрия, что обуславливает большую рыхлость. У *корковых солончаков* на поверхности прочно пропитанная солями корка. *Мокрые солончаки* возникают в результате накопления хлоридов кальция и магния, которые обладают высокими гигроскопическими свойствами и поддерживают поверхность почвы во влажном состоянии.

Оригинальной гидроморфной почвой пустынной зоны являются *такыры*. Эти почвы формируются на определенной почвообразующей породе, представляющей собой пролювиальное скопление пылевато-иловых частиц, внесенных с ближайших возвышенностей.

Такыры четко приурочены к элементам рельефа, в которых происходит аккумуляция иловатого пролювия. Особенно широко такыры развиты на плоских подгорных равнинах (рис. 82), а также в небольших понижениях и межбарханнх западинах. В этих местах задерживаются весенние и осенне-зимние осадки, создающие временное избыточное поверхностное увлажнение.

Внешний вид такыра весьма характерен: это ровная глинистая поверхность, разбитая трещинами глубиной от 2 до 8—10 см на полигональные отдельности. На поверхности ровных, как кафель, полигонов часто присутствуют свернувшиеся в трубочку слоевища водорослей, обильно присыпанные пылевато-глинистой массой, Высших растений нет. Биомасса такыров, по подсчетам Н. И. Базилевич, равна приблизительно 1 ц/га, опад имеет тот же размер.

Почвенный профиль такыра очень небольшой. Верхний горизонт (мощностью 2—3 см) представляет собой крупнопористую корку. Ниже располагается слоеватый горизонт несколько большей мощности (3—4 см), сменяющийся плитчатым.

Содержание гумуса в такырах примерно такое же, как в серобурых почвах, — меньше 1%. Некоторые почвоведы считают, что этот гумус — результат жизнедеятельности водорослей, однако большая часть исследователей предполагает, что гумус такыров принесен вместе с минеральными частицами. Такыры, так же как и

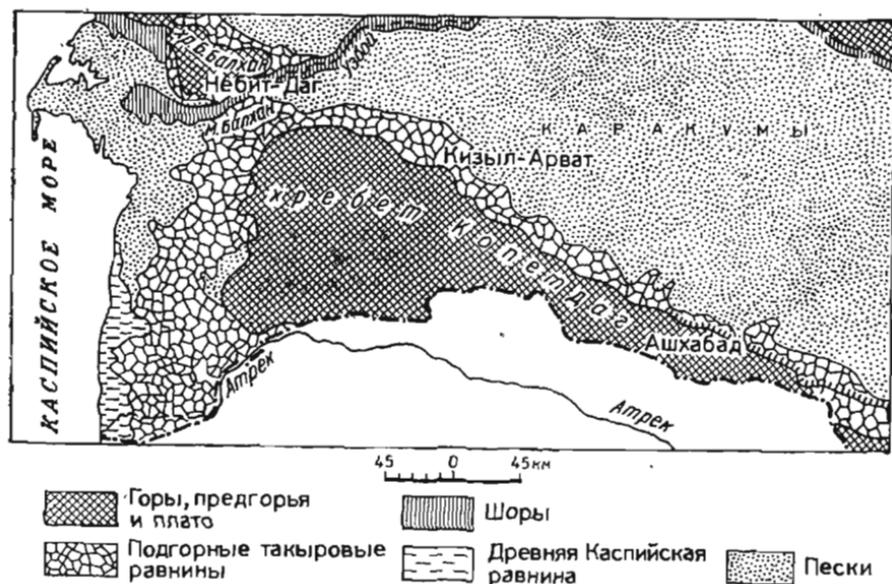


Рис. 82. Схема распространения такыров в Западной Туркмении (по Е. В. Лобовой, 1960)

серо-бурые почвы, карбонатны с поверхности; гипсовый горизонт залегает неглубоко.

Такыры часто засолены, хотя встречаются промытые, полностью лишенные солей. Эти такыры заметно солонцеваты, в их профиле образуется уплотненный горизонт. В результате промывания в верхней части такыров обнаруживаются явления ориентированности высокодисперсных частиц. Горизонтальная ориентированность этих частиц в массе пылевато-иловатого пролювия связана не с процессами почвообразования, а с накоплением отложений.

Пойменные почвы пустынной зоны изучены недостаточно. Значительные площади пойм крупных рек пустынной зоны заняты солончаками и лугово-солончаковыми почвами. Растительность тугаев (пойменных лесов) отличается высокой продуктивностью. Биомасса тугайных сообществ весьма значительна — до 1000 ц/га и более. Опад составляет более половины биомассы, поэтому здесь формируются почвы с повышенным содержанием гумуса. Эти почвы часто обогащены гидроморфными карбонатными новообразованиями и местами оглеены в нижней части.

### 16.5. Особенности народнохозяйственного использования почв пустынной зоны

Освоение и использование в народном хозяйстве почв пустынь связано со значительными трудностями. В силу недостатка воды земледелие в пустынных ландшафтах имеет выборочный характер,

основная часть пустынь используется под отгонное животноводство. Исключительно важное значение для сельского хозяйства имеет искусственное орошение пустынных почв с предотвращением вторичного засоления. На орошаемых участках сероземов возделывают хлопчатник; на поливных серо-бурых почвах возможно рисосеяние; оазисы Средней Азии многие века славятся плодовыми и овощными культурами.

Повышенное содержание некоторых рассеянных химических элементов (фтора, стронция, бора) в почвах отдельных районов может обуславливать эндемические заболевания, например разрушение зубов в результате воздействия высоких концентраций фтора.

Накопление ряда рассеянных химических элементов при формировании гидроморфных почв пустынь (такыров, солончаков) создает трудности для геохимических поисков месторождений полезных ископаемых (эффект так называемых «ложных аномалий», т. е. поверхностных концентраций рудных элементов, непосредственно не связанных с рудными телами).

## ГЛАВА 17

### РАСПРОСТРАНЕННЫЕ ПОЧВЫ СУБТРОПИЧЕСКОГО ПОЯСА

Как показано выше, поступающая на поверхность суши солнечная энергия — важный, но не единственный фактор почвообразования. Не менее важное значение имеет степень атмосферного увлажнения территории. Разные сочетания количества солнечной энергии и атмосферных осадков играют определяющую роль в распределении типов растительности и почв. В силу того, что атмосферное увлажнение разных частей одного и того же термического пояса сильно изменяется, то и почва в пределах термического пояса представлена не одним доминирующим типом, а многими, в зависимости от степени увлажнения и характера растительности.

В субтропическом поясе выделяют следующие основные группы почв: почвы влажных лесов, сухих лесов и кустарников, сухих субтропических степей и низкотравных полусаванн, а также субтропических пустынь. На территории Советского Союза представлены основные группы субтропических почв, хотя они сравнительно мало распространены вследствие географического положения СССР.

#### 17.1. Красноземы и желтоземы влажных субтропических лесов

Эти почвы широко развиты в субтропической части Восточной Азии (Китай и Япония) и на юго-востоке США (Флорида и соседние южные штаты). В СССР почвы влажных субтропических лесов

встречаются на Кавказе — на побережье Черного моря (Аджария) и побережье Каспийского моря (Ленкорань). Их площадь невелика — около 0,1 % от всей территории СССР, однако этот район имеет большое народнохозяйственное значение, так как здесь выращивают ценные субтропические культуры (чай, цитрусовые).

Климатические условия влажных субтропиков характеризуются большим количеством осадков (1—3 тыс. мм в год), мягкой зимой и умеренно жарким летом. Так, например, для приморской полосы Аджарии средняя годовая температура 14 °С, среднеянварская температура около 7 °С, среднеиюльская около 22 °С. Во многих районах основная масса осадков выпадает летом. В Аджарии преобладающее количество осадков приходится на осень и зиму (рис. 83).

Состав лесов влажных субтропиков различен в зависимости от флористической области, к которой относится тот или другой район. Первичные, лишь в отдельных местах сохранившиеся леса Аджарии относятся к колхидскому типу. В них преобладают дуб, граб, бук и каштан. В подлеске — вечнозеленые растения. Биомасса субтропических лесов превышает 4000 ц/га, масса опада — около 210 ц/га.

Характерный тип влажных субтропиков — *красноземы*, получившие название благодаря своей окраске. Она обусловлена составом почвообразующих пород. Основная почвообразующая порода, на которой развиваются красноземы, — толща перетолженных продуктов выветривания специфического кирпично-красного или оранжевого цвета. Эта толща в одних регионах залегает на коренных породах, в других — на древней эродированной элювиальной коре выветривания. Цвет толщи обусловлен присутствием прочно связанных гидроксидов Fe (III) на поверхности глинистых частиц. Эта связь настолько прочная, что не разрушается даже при длительном промывании толщи кислыми почвенными водами.

■ Гидроксиды Fe (III), покрывая глинистые частицы, уменьшают их поглотительную способность и соединяют в прочные микроагрегаты. Все особенности красноцветных продуктов выветривания устойчиво сохраняются сформированными на них почвами. Следовательно, *не только цвет, но и многие другие свойства красноземы*

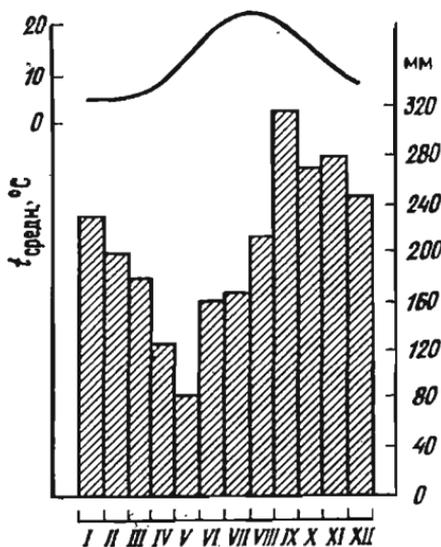


Рис. 83. Годовое распределение среднемесячных температур и осадков на территории распространения красноземов Аджарии

получили не в процессе почвообразования, а унаследовали от почвообразующих пород.

**Красноземы Аджарии** под сохранившимися лесами колхидского типа имеют следующее строение почвенного профиля:

Горизонт  $A_0$  — слабо разложившаяся лесная подстилка, состоящая из листового опада и тонких веток. Мощность — 1—2 см.

Горизонт  $A_1$  — серо-коричневый с красноватым оттенком, с большим количеством корней, структура комковатая. Мощность 10—15 см.

Горизонт **B** — переходный, буровато-красного цвета, красный оттенок усиливается книзу. Плотный, структура комковатая, по ходам отмерших корней видны потеки глины. Мощность 50—60 см.

Горизонт **C** — красный с белесыми пятнами и короткими полосунами, встречаются глинистые окатыши, есть мелкие железомарганцевые конкреции. В верхней части заметны пленки и потеки глины.

В химическом составе генетических горизонтов обращает на себя внимание низкое содержание кальция, магния, калия и натрия, которые были выщелочены из продуктов выветривания, и значительное накопление гидроксидов Fe (III) (табл. 46). Тонкодисперсные частицы слабо накапливаются в горизонте **B**. В шлифах под микроскопом хорошо видны образования вмываемых глинистых минералов. Как следует из данных табл. 47, реакция почвы по всему профилю кислая. Содержание гумуса в горизонте **A** довольно

**Таблица 46.** Химический состав генетических горизонтов краснозема Аджарии, % массы абсолютной сухой почвы (по В. В. Добровольскому и Т. Ф. Урушадзе, 1987)

Генетический горизонт и глубина, см	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Потери при прокаливании
A <sub>1</sub> 1—4	36,54	23,63	9,62	1,43	0,67	1,04	0,30	0,80	24,62
B 12—40	38,00	25,40	11,71	0,54	0,67	0,97	0,20	0,80	20,74
C 130—170	39,92	26,18	12,00	0,72	0,90	0,80	0,20	0,80	17,52

**Таблица 47.** Распределение гумуса, поглощенных катионов, рН и фракции < 1 мкм по профилю красноземов Аджарии (по В. В. Добровольскому и Т. Ф. Урушадзе, 1987)

Генетический горизонт и глубина, см	Гумус, %	Поглощенные катионы, % от суммы			рН	Фракция < 1 мкм, %
		Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	H <sup>+</sup>		
A <sub>1</sub> 1—4	8,6	22	32	46	4,7	37,5
B 12—40	3,4	17	35	48	4,8	41,9
C 130—170	0,5	7	46	47	4,9	37,7

большое — до 8 %. Водорастворимые соединения гумуса вымываются в нижнюю часть профиля.

В составе гумуса фульвокислоты преобладают над гуминовыми. Избыточное увлажнение и промывной режим обуславливают промывание красноземов кислыми почвенными растворами.

Вынос химических элементов из верхней части почвенного профиля частично компенсируется поступлением зольных элементов из разрушающегося опада. Обогащение почвообразующей породы кальцием затрудняет вымывание химических элементов из почвы, поэтому почвы на продуктах выветривания основных пород менее выщелочены, чем почвы на продуктах выветривания кислых пород.

*Особенность красноземов Аджарии — присутствие в них минералов группы гидроксидов алюминия, главным образом гидраргиллита. Это связано с выветриванием местных пород (средних и основных эффузивов и их туфов), при котором образуется большое количество свободного оксида алюминия. В результате происходит обогащение алюминием всех компонентов ландшафта — поверхностных и грунтовых вод, растений и почв. Почвы Аджарии обогащены минералами каолинитовой коры выветривания и резко отличаются составом высокодисперсных минералов от других распространенных почв Советского Союза.*

*Желтоземы образуются на глинистых сланцах и глинах, обладающих плохой водопроницаемостью, в результате чего в поверхностной части профиля этих почв развиваются процессы оглеивания. С этим связывают возникновение оксидножелезистых конкреций (А. И. Ромашкевич, 1975). Оглеиванию также способствует рельеф низменных заболоченных аллювиальных долин крупных рек, например, нижнего течения р. Риони. В профиле желтоземов часто заметны проявления лессиважа.*

В ландшафтах влажных субтропиков Закавказья встречаются почвы, в профиле которых имеется горизонт интенсивного обогащения железистыми новообразованиями. Некоторые почвоведы предполагают, что образование этих почв связано с энергичным вымыванием глинистых частиц и формированием водонепроницаемого иллювиального горизонта. Появление такого горизонта способствует сезонному поверхностному водонасыщению, переводу железа в подвижное состояние и последующей энергичной миграции с образованием обильных оксидножелезистых аккумуляций. Вполне вероятно, что значительная часть этих железистых аккумуляций является реликтовым образованием и унаследована современными почвами.

● Почвы влажных субтропических лесов бедны азотом, а также некоторыми зольными элементами. Для повышения их плодородия необходимо внесение органических и минеральных удобрений, в первую очередь фосфатов. Освоение почв влажных субтропиков затрудняется сильной эрозией, энергично развивающейся после сведения лесов, поэтому сельскохозяйственное использование этих почв требует противоэрозионных мероприятий.

## 17.2. Коричневые почвы сухих субтропических лесов и кустарников

Почвы, сформированные под сухими лесами и кустарниками, широко распространены в Южной Европе, Северной Африке, на Ближнем Востоке, в ряде районов Центральной Азии. В Северной Америке почвы этого типа развиты в Мексике и на юго-западе США, под сухими эвкалиптовыми лесами и кустарниками они известны в Австралии. В СССР такие почвы встречаются в теплых и относительно сухих местах Кавказа, на Южном берегу Крыма, в горах Тянь-Шаня. Особенно характерны эти почвы для ландшафтов Средиземноморья.

Климат этих ландшафтов характеризуется положительными среднегодовыми температурами. Годовое количество осадков до-

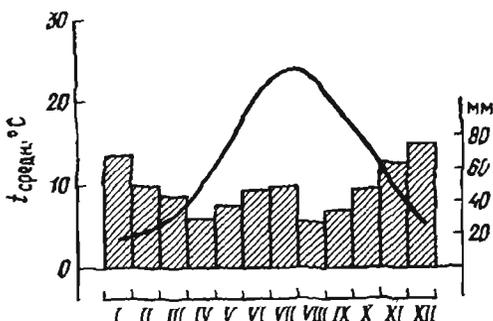


Рис. 84. Годовое распределение среднемесячных температур и осадков на Южном берегу Крыма

вольно значительное — около 600—700 мм, однако их распределение в течение года очень неравномерно. Большая часть осадков выпадает с ноября по март, в жаркие летние месяцы дождей мало (рис. 84). В результате почвообразование совершается в условиях двух взаимно сменяющихся периодов: влажного и тепло-го — сухого и жаркого.

Почвы Средиземноморья сформированы под сухими лесами вечнозеленого дуба, лавра, приморской сосны,

древовидного можжевельника, а также под ксеротермическими кустарниками типа шибляка и маквиса, состоящими из боярышника, держи-дерева, пушистого дуба и др. Растительность сухих лесов высокозольна, среди зольных элементов преобладает кальций.

Территория Средиземноморья отличается особым характером почвообразующих пород. Здесь нет ни мощных ледниковых отложений, свойственных бореальному поясу, ни скоплений лёссов и лёссовидных отложений, характерных для суббореального пояса. Почвообразующими породами являются преимущественно плейстоценовые отложения, имеющие обычно небольшую мощность. На формирование этих отложений существенное влияние оказали, во-первых, широко распространенные здесь известняки, во-вторых, размытие и перетолжение красноцветной коры выветривания изверженных и метаморфических пород и, в-третьих, поступление через атмосферу пылеватого материала.

Плейстоценовые отложения в процессе формирования обогащаются грубообломочным карбонатным материалом за счет разруше-

ния известняков. Благодаря этому, а также влиянию карбонатных вод эти отложения насыщены кальцием. Мощность отложений небольшая. Часто они столь маломощны, что при почвообразовании полностью входят в горизонт А, создавая иллюзию почв, развитых непосредственно на известняках. Известняки, как правило, сильно трещиноваты и закарстованы. Это способствует хорошему дренированию почвообразующих пород и почв и усугубляет их засушливость.

В конце неогена — начале плейстоцена в связи с изменением географических условий происходила энергичная эрозия красноцветных продуктов выветривания. При этом известняки играли роль своеобразного *геохимического экрана*, осаждавшего тонкие взвеси глинистых частиц. В результате на поверхности закарстованных известняков образовались скопления тонкоотмученных красноцветных глинистых частиц, часто обогащенные грубыми обломками известняков. Эти отложения получили название *terra rossa* (красная земля). Аналогичным образом на поверхности известняков возникли более поздние накопления бурых глин, именуемых *terra fusca*. *Terra rossa* весьма широко распространена в Средиземноморской области и в некоторых районах служит основной почвообразующей породой (например, на Адриатическом побережье Балканского полуострова). Многократное переотложение красноцветных глин и смешивание их с бурыми тонкодисперсными продуктами посленеогенового гипергенеза обусловили красноватый оттенок почвообразующих пород и почв многих районов Средиземноморья.

Морфология коричневых почв следующая. Гумусовый горизонт имеет коричневый или темно-коричневый цвет, комковатую структуру и мощность 20—30 см. Глубже располагается уплотненный горизонт, в котором часто присутствуют карбонатные новообразования. В относительно влажных районах они располагаются на глубине 1—1,5 м, в аридных районах карбонатный псевдомицелий находится в гумусовом горизонте. Цвет уплотненного горизонта ярко-коричневый, в случае незначительного количества тонкодисперсных минералов неогеновой красноцветной коры выветривания — с красноватым оттенком. Ниже располагается почвообразующая или, при небольшой мощности почвообразующей породы, почвоподстилающая, часто скальная порода (известняки, сланцы и др.).

Подобное явление характерно, в частности, для Южного берега Крыма, где почвы часто имеют мощность 20—30 см и обогащены грубообломочным материалом почвоподстилающих пород — мезозойских сланцев. Содержание обломков сланцев значительно возросло в связи с плантажем \* южнобережных почв Крыма, который проводится на протяжении более двух тысяч лет. Поэтому одну из распространенных разновидностей почв Южного берега Крыма,

---

\* Плантаж (*plantage* фр.) — глубокое перекапывание почвы для посадки винограда и фруктовых деревьев.

обогащенную обломками сланцевых плиток, раньше называли шиферными (сланцевыми) почвами.

Как следует из аналитических данных (табл. 48), почвы характеризуются следующими генетическими особенностями:

1. Очень постепенное уменьшение содержания гумуса вниз по профилю.

2. Хорошо выраженный горизонт накопления карбонатов и широкий интервал накопления тонкодисперсных частиц, начинающийся в нижней части гумусового горизонта и захватывающий верхнюю

Таблица 48. Распределение по профилю коричневых почв важнейших компонентов, % (по И. П. Герасимову, 1959)

Генетический горизонт, см	Содержание			рН водной вытяжки
	гумуса	СО <sub>2</sub>	частиц менее 0,001 мм	
А 0—10	2,36	—	30,90	6,3
А 20—30	1,97	—	52,55	6,3
В 80—90	0,89	—	56,29	6,7
В/С 100—110	0,75	2,2	52,44	8,4

часть карбонатного горизонта. Неравномерное распределение тонкодисперсных силикатов по профилю почв отражается на химическом составе генетических горизонтов.

3. Реакция в верхней части профиля близка к нейтральной, в нижней части — слабощелочная.

■ Процесс формирования коричневых почв представляется следующим образом. Во влажный период года происходит разложение растительных остатков и глубокое промачивание почв влагой, насыщенной углекислотой. При этом легкорастворимые соли удаляются за пределы профиля, карбонаты вымываются из верхней части профиля и тонкодисперсные частицы могут перемещаться. В засушливый жаркий период года происходит выпадение карбонатов из восходящих по капиллярам почвенных вод. Глубина расположения карбонатного горизонта и интенсивность перераспределения тонкодисперсных частиц определяются условиями конкретного района.

Почвы сухих субтропиков называли *ксеросиаллитными*, *средиземноморскими бурями*. И. П. Герасимов назвал их коричневыми. В легенде Международной почвенной карты Мира они отнесены к группе камбисолей.

Оригинальной разновидностью почв зоны сухих субтропических лесов и кустарников являются *красноцветные почвы*. Они формируются или на элювиальной палеоген-неогеновой коре выветривания (как, например, в некоторых местах Крыма), или на переотложенных продуктах древнего выветривания. Особенно распространены эти почвы на отложениях типа *terra rossa*.

В странах Средиземноморья распространены сильно глинистые почвы, приуроченные к крупным низменностям или межгорным котловинам. Они сформированы на продуктах смыва рыхлых образований окружающей площади. Особенно широко эти почвы развиты в Югославии, где их называют *смоницы*, а в Болгарии — *смолници*. Они обладают мощным гумусовым горизонтом, нейтральной или слабощелочной реакцией и тяжелым гранулометрическим составом. Содержание частиц размером менее 0,001 мм в югославских смоницах иногда превышает 50 %, поэтому в химическом составе этих почв  $\text{SiO}_2$  содержится 45—55 %, а  $\text{Al}_2\text{O}_3$  25—35 %. Цвет черный, хотя гумуса в верхнем горизонте немного (2—4 %). Вниз по профилю гумус устойчиво присутствует в количестве 1—2 % до глубины 1 м и более. В результате последующих наложенных процессов смоницы могут быть оглеены, лессивированы и т. д. Смоницы — одни из самых плодородных земель Юго-Восточной Европы.

● Почвы субтропических сухих лесов и кустарников высокоплодородны и длительное время используются для земледелия, в том числе для виноградарства, разведения оливковых и плодовых деревьев. Уничтожение естественной растительности для расширения площадей обрабатываемых земель в сочетании с гористым рельефом способствовало энергичной эрозии почв. В результате во многих странах Средиземноморья почвенный покров был разрушен и уничтожен. Многие области, некогда служившие житницами Римской империи, теперь покрыты пустынными степями (Сирия, Алжир и др.).

### 17.3. Сероземы сухих субтропиков

В аридных ландшафтах субтропического пояса формируются *сероземы*. Они широко представлены в предгорьях хребтов Средней Азии. Установлению этих почв и выявлению генезиса способствовали исследования многих почвоведов, работавших в Средней Азии. Особенно важный вклад в изучение сероземов внес А. Н. Розанов (1951).

*Климатические условия* образования сероземов имеют некоторые общие черты с засушливыми субтропиками Средиземноморья. Основная масса осадков выпадает зимой и весной. На протяжении жаркого лета дождей выпадает очень мало. Годовое количество осадков колеблется от 300 мм на низких предгорьях до 500—600 мм на предгорьях, расположенных выше 500 м над уровнем моря. Характеристика температурного режима и распределение осадков на протяжении года показаны на рис. 85.

*Растительность* сероземов определяют как субтропические степи, или низкотравные полусаванны (Л. Е. Родин). Эта растительность возникла в процессе усилившейся с плиоцена аридности климата в связи с поднятием горных систем Средней и Центральной Азии. В ее составе преобладают злаки, весьма характерны гигантские зонтичные (ферула). В период весеннего увлажнения бур-

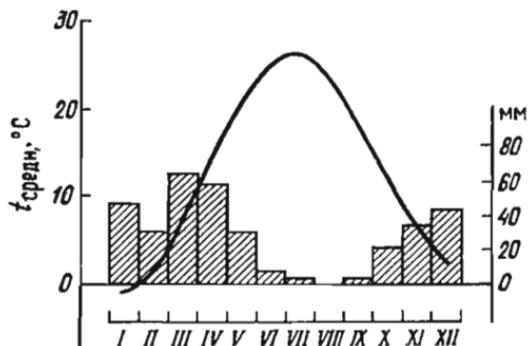


Рис. 85. Годовое распределение среднемесячных температур и осадков на территории распространения сероземов Средней Азии

ственно лёссы, мощным чехлом покрывающие предгорья хребтов Средней Азии. Особенность вещественного состава лёссов Средней Азии — значительное содержание обломочных силикатов, как правило, преобладающих над обломочным кварцем. В образовании лёссов предгорий доминирующее значение имели процессы ветровой сортировки частиц и их атмосферного переноса. Областями выноса частично служили массивы перевеваемых песков.

*Профиль типичных сероземов* имеет следующее строение:

Горизонт А светло-серого цвета, заметно одернован, структура неясно комковатая, сверху часто намечается слоеватость. Мощность 15—20 см.

Горизонт А/В переходный, более рыхлый, чем гумусовый, мощность 10—15 см.

Горизонт В коричневато-палевого цвета, слабоуплотненный, содержит карбонатные новообразования. Переходит в почвообразующую породу очень постепенно, граница трудноуловима. Мощность карбонатного горизонта (до появления новообразованного гипса) около 60—90 см.

Весь профиль сероземов носит следы интенсивной деятельности землероев — червей, насекомых, ящериц.

Химические анализы генетических горизонтов сероземов свидетельствуют о слабом изменении силикатной массы по профилю этих почв, хотя намечается очень слабое уменьшение содержания кремнезема в горизонте В. Это объясняется некоторым накоплением в нем высокодисперсных частиц (табл. 49).

Количество гумуса в горизонте А обычно равно 1,5—3 % и уменьшается вниз по профилю очень постепенно (табл. 50). Особенностью гумуса сероземов является близкое содержание фульвокислот и гуминовых кислот.

Сероземы карбонатны с поверхности, однако наибольшее содер-

но вегетируют эфемеры и эфемеронды — мятлики, тюльпаны, маки и др. Соответственно смене влажной и кратковременной весенней фазы сухой и длительной летней резко меняется растительность. Весной характерны яркие и пышные, но кратковременные ассоциации эфемеров, летом — устойчивые на протяжении всего жаркого периода ассоциации ксерофитов.

*Почвообразующими породами* являются преимуще-

Таблица 49. Химический состав светлого серозема на лёссе, % на прокаленное безгумусовое и бескарбонатное вещество (по А. Н. Розанову, 1951)

Генетический горизонт, см	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>2</sub>	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	Содержание частиц менее 0,001 мм
A 0—10	70,04	13,12	6,00	1,18	2,14	2,47	1,37	10,70
A/B 12—22	69,67	13,42	6,09	1,28	2,08	2,03	1,20?	11,79
B 30—40	69,77	13,30	6,27	0,73	2,13	2,02	1,50	12,21
B 50—60	69,52	13,30	6,09	1,12	2,03	2,91	1,42	13,32
B/C 70—80	69,27	13,48	6,08	1,16	2,04	2,61	1,48	11,58
C 100—110	70,68	12,38	6,53	1,13	1,85	2,13	1,48	10,85

Таблица 50. Распределение гумуса и карбонатов по профилю светлого серозема, % (по А. Н. Розанову, 1951)

Генетические горизонты, см	Содержание гумуса	СО <sub>2</sub> карбонатов	pH водной вытяжки
A 0—10	2,23	6,84	8,1
A/B 12—22	1,00	7,83	8,4
B 30—40	0,52	8,71	8,4
B 50—60	0,48	9,44	8,5
B/C 70—80	0,31	9,97	8,3
C 100—110	0,22	10,40	8,2

жание карбонатов приходится обычно на нижнюю часть профиля. Среди поглощенных катионов в значительном количестве присутствует кальций. Реакция почв слабощелочная (7,5—8,5).

В условиях относительно хорошо увлажняемых высоких предгорий образуются *темные сероземы*, отличающиеся повышенным содержанием гумуса (до 4 % и более) и отсутствием карбонатов в горизонте А.

■ Профиль сероземов формируется под влиянием взаимно сменяющихся и противоположно направленных процессов вертикальной миграции химических соединений. Весной образуется нисходящий ток влаги, происходит энергичный вынос карбонатов и, по-видимому, некоторого количества тонкодисперсных частиц из верхней части профиля. С наступлением сухого, жаркого сезона возникает движение почвенных растворов вверх и вынос карбонатов в верхнюю часть профиля. Такой режим *перераспределения карбонатов* А. Н. Розанов назвал *возвратно-нисходящим*.

Сероземы граничат с серо-бурыми почвами пустынь и связаны с ними постепенными переходами. Однако типичные сероземы совершенно определенно отличаются от серо-бурых почв отсутствием поверхностной пористой корки, меньшим содержанием карбонатов в верхней части профиля, значительно большим содержанием гумуса и более низким расположением гипсовых новообразований. Во-

дорастворимые соли в сероземах вымыты также на большую глубину, чем в *серо-бурых* почвах пустынь.

● В сероземах имеется достаточное количество химических элементов, необходимых для питания растений, за исключением азота. Основное затруднение в их сельскохозяйственном использовании связано с недостатком воды, поэтому для освоения этих почв важное значение имеет орошение. На орошаемых сероземах в республиках Средней Азии возделывают рис и хлопчатник. Богарное земледелие приурочено преимущественно к повышенным участкам предгорий.

## ГЛАВА 18

### КРАТКИЙ ОБЗОР ПОЧВ ТРОПИЧЕСКОГО ПОЯСА

Тропические почвы занимают более  $\frac{1}{4}$  поверхности мировой суши. Условия почвообразования в тропиках и странах высоких широт резко различны. Некоторые отличительные особенности природы тропических ландшафтов выражены настолько резко, что сразу обратили на себя внимание первых исследователей. Таковы климат, растительный и животный мир. Но этим упомянутые выше отличия не ограничиваются. Большая часть тропической территории (Южная Америка, Африка, полуостров Индостан, Австралия) представляет собой остатки древнейшей суши, где процессы выветривания развивались на протяжении весьма длительного времени — начиная с нижнего палеозоя, а местами даже с докембрия. Поэтому *некоторые важные свойства современных тропических почв унаследованы от древних продуктов выветривания*, а отдельные процессы современного почвообразования находятся в сложной связи с процессами древних этапов гипергенеза. В силу указанных причин при изучении почв тропических стран вопросы истории развития почвенного профиля и зоны гипергенеза в целом приобретают особое значение.

#### 18.1. Древние гипергенные образования тропической территории

Недостаточное внимание к истории развития процессов выветривания способствовало неправильному пониманию тропического почвообразования. Под впечатлением пышной тропической растительности, обильных осадков, высокой температуры воздуха на протяжении года у первых исследователей (европейцев, жителей умеренных широт) сложилось мнение, что вся гипергенная толща, расположенная над неизменными коренными кристаллическими породами, есть результат современного почвообразования и вывет-

ривания. Различные образования, слагающие эту толщу, рассматривались как составные части единого почвенного профиля.

Эта точка зрения получила теоретическое обоснование в трудах немецких ученых П. Фагелера (1930) и особенно Г. Гаррасовица (1930), который разработал систему представлений о формировании профиля тропических почв в результате эволюции коллоидов оксидов кремния, алюминия и железа под воздействием зонально-географических условий тропического пояса. Явление коагуляции и стабилизации зольей Гаррасовиц связал с современными биоклиматическими условиями и построил теоретический профиль, на котором каждой природной зоне соответствовал определенный тип почвы с особым строением профиля. Так, например, в зоне саванн почва должна иметь следующее строение профиля (сверху вниз): железистая плотная кора сменяется книзу столь же плотной корой, содержащей оксид алюминия, которая подстилается мощным горизонтом аллита, образовавшегося за счет исходной породы. В зоне муссонных лесов предполагалось, что почва обязательно начинается сверху горизонтом красных глин, переходящих в сиаллитный горизонт разложившейся породы, и т. п. Увязка положений коллоидной химии с зональными почвенно-географическими условиями казалась очень логичной, и изложенные взгляды получили широкое распространение.

Однако дальнейшие исследования показали несостоятельность этих представлений. Было обнаружено, что различные образования, которые Г. Гаррасовиц и П. Фагелер рассматривали как горизонты единого профиля, часто существуют отдельно и, по-видимому, образовывались не одновременно. Почвоведы Австралии (Дж. Прескотт, С. Стифенс и др.) убедительно показали неодинаковый возраст разных гипергенных образований и современных почв. В дальнейшем были детально изучены продукты выветривания Африки и установлено на этом материке наличие нескольких этапов гипергенеза и им соответствующих кор, образованных задолго до формирования современных почв (В. В. Добровольский, 1971).

*Следы наиболее древнего этапа гипергенеза*, образования которого широко распространены и во многих районах древней суши довольно хорошо сохранились, представлены *мощной элювиальной корой выветривания*, которая обладает хорошо дифференцированным профилем, обычно заканчивающимся *каолинитовым горизонтом*, так как исходные кристаллические породы — в основном гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты. Эти коры выветривания образовались преимущественно в период от верхнеюрского времени до конца палеогена. Возможно, в разных районах возраст древних автоморфных кор различен. Однако все они формировались на протяжении чрезвычайно длительного отрезка времени, исчислявшегося миллионами лет.

*Профиль древних кор* на гранитах и гнейсах имеет следующее строение. Внизу располагается горизонт, в котором зафиксированы начальные стадии изменения исходных кристаллических пород.

Структура пород сохраняется, хотя масса становится рыхлой и легко рассыпается. Под микроскопом видно, что породообразующие минералы замещаются гипергенными силикатами: полевые шпаты — тонкочешуйчатыми *гидрослюдами*, темноцветные минералы (биотит, амфиболы, пироксены) — *гидрохлоритом*, *оксидами железа*. Цвет породы пестрый, в некоторых случаях светло-фиолетовый, красноватый, желтый в зависимости от состава и количества гипергенных минералов. Мощность горизонта может быть очень большая — до 20—30 м.

Этот горизонт постепенно по направлению вверх переходит в белый, из которого удалены все легкоподвижные химические элементы (натрий, калий, кальций), а также значительная часть железа. Основной новообразованный минерал здесь *каолинит*, придающий белый цвет всему горизонту. Из породообразующих минералов исходной породы сохраняется только кварц. Если исходная порода сложена минералами, богатыми алюминием (особенно нефелином), то происходит образование минералов группы гидроксидов алюминия. Этот верхний горизонт, как правило, в той или иной мере эродирован, и поэтому его мощность значительно уменьшена против первоначальной. Обычно мощность каолинитового горизонта измеряется несколькими метрами, хотя известны случаи, когда мощность этого хорошо сохранившегося горизонта была значительно больше. В качестве примера изменения химического состава генетических горизонтов древней коры выветривания Африки в табл. 51 приведены данные для такой коры, сохранившейся на плато Мбулу между грабенами озер Эяси и Маньяра (Танзания).

Таблица 51. Химический состав древней коры выветривания Восточной Африки, % (В. В. Добровольский, 1971)

Генетический горизонт, см	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O+	Сумма
Каолинитовый (нижняя часть)	60,90	29,50	0,50	1,50	0,25	1,05	0,32	6,47	99,85
Гидрослюдистый (верхняя часть)	69,54	15,42	3,58	2,52	0,11	5,82	2,69	0,86	100,27
Дезинтегрированные кристаллические сланцы	77,42	11,43	1,57	1,18	0,08	5,20	3,08	0,20	100,16

Результаты изучения состава, строения и расположения древних кор выветривания позволяют предполагать, что их образование происходило под воздействием медленно фильтровавшихся кислых почвенных вод, выносивших растворимые продукты выветривания. Хорошее атмосферное увлажнение, обуславливавшее промывной режим и продуктивную растительность, исключительно устойчивые лесные биоценозы, обеспечивавшие поступление большого количества легкорастворимых кислых гумусовых веществ и предохраняв-

шие рыхлую толщу верхних горизонтов от эрозии, были важными факторами древнего выветривания. Однако важнейшее условие формирования мощных элювиальных почв кор выветривания — значительная длительность этого процесса.

Для правильного понимания генезиса гипергенных образований тропической суши важную роль сыграли достижения геоморфологии. С конца прошлого века исследователи стали указывать на приуроченность определенных продуктов выветривания к останцам некогда весьма протяженных выровненных (денудационных) поверхностей (рис. 86). В Индостане это отметил П. Лэк (1890), в

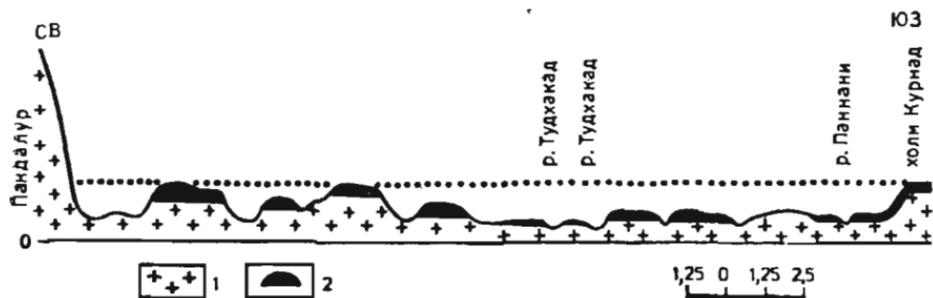


Рис. 86. Приуроченность кор выветривания и латеритных панцирей к древним денудационным поверхностям. Малабарское побережье, Индия (по Лэку, 1890): 1 — гнейсы; 2 — коры выветривания и латеритные панциря; пунктир показывает положение наиболее высокой денудационной поверхности

Западной Африке — А. Лякруа (1913), в Австралии — Е. Симпсон (1912), И. Вальтер (1915) и др. Несмотря на ясную приуроченность кор выветривания к сохранившимся остаткам древнего рельефа, ученые долгое время рассматривали эти коры как современные образования. Многочисленные факты несоответствия современных ландшафтных условий и продуктов гипергенеза, находящихся на остатках древнего рельефа, привели к предположению о неодинаковом возрасте различных кор выветривания.

В настоящее время геоморфологи и геологи склонны считать, что одинаковая система денудационных поверхностей на территории Южной Америки, Африки, Индостана и Австралии является не простым совпадением, а следствием общей истории развития этих участков континентальной земной коры. Поверхность, на которой развивалась древняя каолиновая кора выветривания, образовалась в позднем мезозое. Согласно современным представлениям (Л. Кинг, 1967), эта денудационная поверхность была образована после расчленения единого материка Гондваны на отдельные блоки, которые в ходе геологической истории приобрели очертания современных континентов.

По-видимому, в конце палеогена условия формирования и сохранения древних кор были нарушены. В процессе выработки новой

денудационной поверхности каолиновые коры были сильно эродированы.

Древние коры тропической территории, как правило, не служат первообразующими породами. Лишь только в некоторых районах Австралии известны почвы, образованные на древних каолинах. Обычно же они погребены под более поздними образованиями. В областях глубоких разломов, рассекавших в кайнозой участки древней суши и сопровождавшихся вулканическими извержениями, эти коры перекрыты мощными покровами темных базальтовых и щелочных лав. Однако на неизмеримо большей площади *эродированная поверхность древних кор покрыта своеобразными покровными отложениями красного цвета*. Образование красноцветных продуктов выветривания началось в начале неогена. Красноцветный элювий не образовывал мощного профиля, быстро размывался в процессе формирования верхнекайнозойских поверхностей выравнивания. В результате красноцветные отложения плащеобразно покрыли огромное пространство тропической суши. Они залегают на выходах кристаллических пород, на поверхности лавовых покровов, на эродированной древней коре выветривания. Красноцветные отложения — это не верхняя часть профиля древней каолиновой коры выветривания, а совершенно особое гипергенное образование, возникшее в иных условиях и в значительно более позднее время.

Красноцветные отложения имеют супесчано-суглинистый состав, их мощность меняется от нескольких дециметров до 10 м и более. В их мелкообломочной части содержатся обломки свежих минералов, относительно неустойчивых при выветривании. В толще красноцветных суглинков часто присутствуют прослои грубообломочного материала. Все это указывает на то, что материал красноцветных покровных отложений многократно переотлагался, обломки невыветренных пород смешивались с гипергенными минералами. Среди глинистых минералов как в составе красноцветного элювия, так и в переотложенных продуктах выветривания преобладают *металлаузит, смешанослойные, минералы группы гидрослюд*.

Красноцветные образования формировались в достаточно гумидных условиях, которые благоприятствовали высокой геохимической активности железа. Красный цвет этих отложений обусловлен оксидом железа, прочно сорбированным на поверхности тонкодисперсных частиц. Возможно, этому способствовала сезонная смена дождливых периодов сухими. Часть подвижных форм железа мигрировала в плоские сезонно заболачиваемые низменные равнины, где шло образование пластообразных скоплений оксида железа, который цементировал снесенные обломки пород и минералов. После понижения базиса эрозии и выхода на поверхность эти гидроморфные аккумуляции превратились в прочные *латеритные \* панцири*. Эти панцири бронируют плоские вершины останцов кайнозой-

---

\* От лат. later — кирпич.

ских денудационных поверхностей, обуславливая характерный облик рельефа, тропических территорий (рис. 87).

В составе панцирей наряду с оксидом железа часто присутствуют минералы группы оксидов алюминия. В странах Западной Африки, местами в Индии и Австралии эти минералы содержатся в столь большом количестве, что латеритные панцири разрабатываются как бокситы. В некоторых районах (например, в Зимбабве и Гане) известны панцири, в основном состоящие из гидроксидов марганца. По-видимому, это связано с составом исходных горных пород, которые подвергались процессам выветривания.

■ Распространение латеритных панцирей определяется не современными, а палеогеографическими условиями. Панцири можно обнаружить как в современных влажных тропических ландшафтах Южной Америки и Африки, так и в пустынях Сахары и Центральной Австралии (рис. 88). Возможно, что близкий генезис имеют обильные аккумуляции оксида железа, присутствующие в профиле некоторых почв субтропиков (см. с. 241). Несовпадение современных и неогеновых биоклиматических условий связано с тем, что

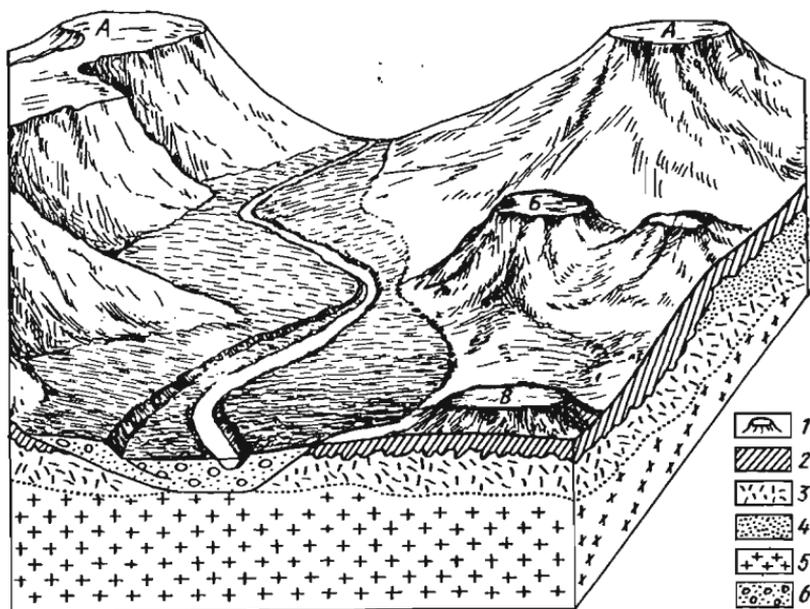


Рис. 87. Останцы древних денудационных поверхностей Уганды, сохранившиеся благодаря латеритным панцирям:

1 — латеритные панцири нескольких уровней (А, В, С); 2 — красноцветные покровные отложения, залегающие на эродированной поверхности древней коры выветривания; 3 — гидрослюдный и 4 — каолиновый горизонты древней коры выветривания; 5 — докембрийские породы кристаллического основания Восточно-Африканского поднятия; 6 — аллювиальные отложения и речные террасы

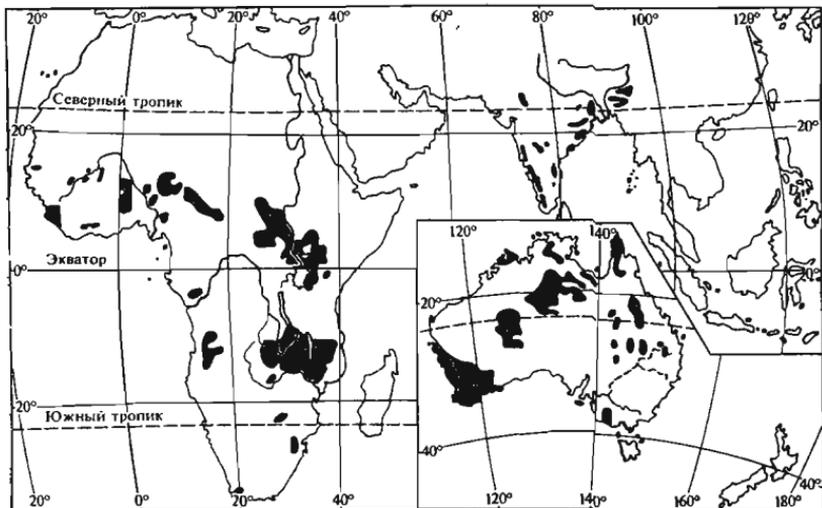


Рис. 88. Распространение латеритов (по Дж. Прескотту и Р. Пендлто-ну, 1952)

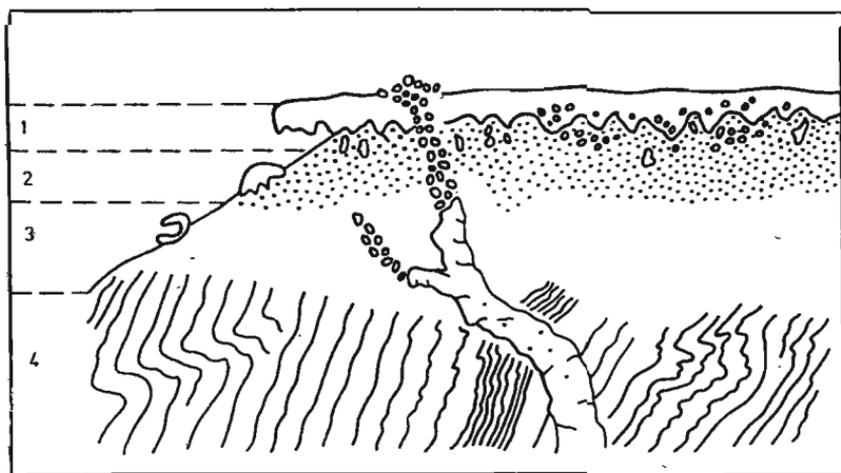


Рис. 89. Древняя кора выветривания Австралии, на эродированной по-верхности которой залегает латеритный панцирь (по И. Вальтеру, 1915): 1 — латеритный панцирь; 2 — красноцветные отложения, залегающие на эро-дированной каолиновой коре выветривания; 3 — гидрослюдистый горизонт древней коры выветривания; 4 — исходная порода (кристаллические сланцы)

начавшийся с конца неогена процесс аридизации охватил многие районы тропической суши. Рыхлые красноцветные отложения и латеритные панцири, находящиеся на территории современных пустынь и засушливых районов Австралии, Индии и Африки, — сви-детели былых, значительно более влажных ландшафтов (рис. 89).

В аридных тропических областях на участках близкого положения сезонных грунтовых вод вместо железистых аккумуляций стали формироваться горизонты карбонатов кальция. После смыва вышележащей рыхлой почвенной массы эти горизонты в виде плотных *карбонатных кор* намечают сравнительно молодые уровни рельефа. Таким образом, *если латеритные коры представляют собой гидроморфные образования гумидных палеоландшафтов, то карбонатные коры — аридный вариант этих образований.* По-видимому, аналогичный генезис имеют кремниевые (опаловые) коры, встречающиеся в Африке в пустыне Калахари и в засушливых районах Австралии.

## 18.2. Общие особенности тропического почвообразования

Условия тропического почвообразования в целом очень своеобразны. Они определяются, во-первых, общими чертами развития процессов выветривания на преобладающей части тропической суши и, как следствие этого, одинаковыми почвообразующими породами; во-вторых, характерными особенностями климата и растительности современного тропического пояса.

Так как *красноцветные отложения* широко распространены на территории древней суши, то они — *наиболее типичные почвообразующие породы тропиков.* Латеритные и карбонатные коры мало благоприятны для почвообразования и жизни растений, поэтому их выходы обычно лишены почвенного покрова и бесплодны. Древние коры выветривания, как правило, погребены под более молодыми образованиями и в качестве почвообразующих пород встречаются редко. *В силу преобладания красноцветных отложений среди почвообразующих пород многие тропические почвы имеют красный или близкий к нему цвет,* что отражено в названиях этих почв, которые именуется красными, оранжевыми, желтыми. Следует подчеркнуть, что эти цвета наследуют почвы, образование которых может происходить в разных современных биоклиматических условиях. Наряду с красноцветными отложениями в качестве почвообразующих пород могут выступать озерные суглинки, имеющие серый цвет, светложелтые супесчаные аллювиальные отложения, бурые вулканические агломераты и пеплы и т. п., поэтому *почвы, возникшие в одинаковых биоклиматических условиях, не обязательно должны иметь одинаковый цвет.* Несмотря на то что красноцветные образования могут иметь глинистый состав, поглотительная способность этих отложений и развитых на них почв очень небольшая. Это объясняется не только тем, что среди глинистых минералов присутствуют такие слабосорбирующие минералы, как метагаллуазит. В процессе формирования красноцветных образований на поверхности глинистых минералов прочно закрепляются гидроксиды Fe (III). Это не только обуславливает красный цвет глинистых частиц, но и значительно понижает их поглотительную способность.

Важнейшая особенность тропического пояса — устойчивая высо-

кая температура воздуха, поэтому особое значение приобретает характер атмосферного увлажнения. Так как испаряемость в тропиках высокая, то годовая сумма осадков не дает представления о степени атмосферного увлажнения. Даже при весьма значительной годовой сумме осадков в тропических почвах на протяжении года может быть смена промываемого режима непромываемым. Принято считать сухими месяцы с количеством атмосферных осадков менее 60 мм, а с большим 100 мм — влажными. Количество атмосферных осадков менее 60 мм в месяц не достигает уровня испаряемости, вся вода расходуется на эватранспирацию, и в эти месяцы почва не только не промывается, но теряет запас воды, доступной для растений, и высыхает. В периоды дождей, наоборот, процессы эватранспирации не в силах уравновесить количество выпадающей атмосферной влаги. В результате усиленного поверхностного стока и повышения уровня грунтовых вод депрессии рельефа и низменные равнины на некоторое время заболачиваются. Поэтому в тропиках помимо почв устойчивого атмосферного увлажнения (автоморфных) и постоянного грунтового увлажнения (гидроморфных) существует обширная группа почв, развивающихся в условиях сезонного гидроморфизма.

Температурные условия тропиков обуславливают возможность вегетирования растительности круглый год, поэтому при оптимальном увлажнении миграция химических элементов в системе почва—растения в тропических ландшафтах протекает более интенсивно, чем в ландшафтах высоких широт. В этом случае емкость годового

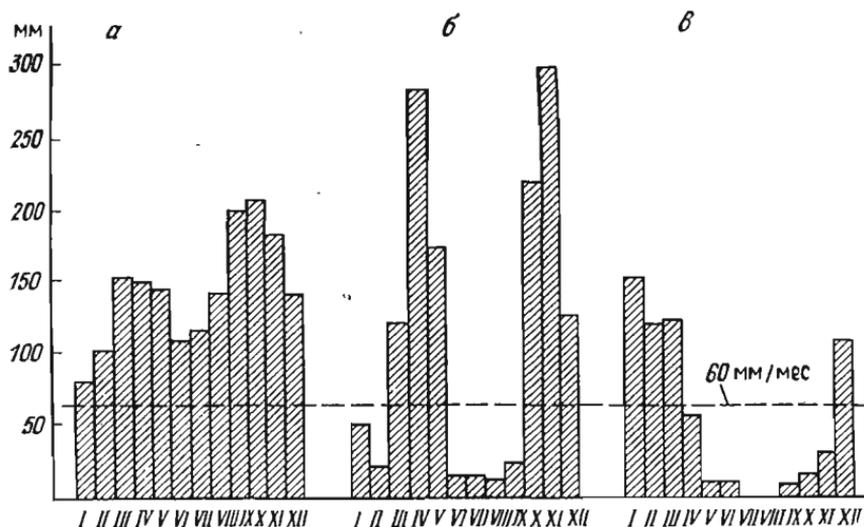


Рис. 90. Распределение атмосферных осадков на протяжении года в некоторых экваториальных районах Африки:

а — Янгамби, Республика Занзибар; б — Меру, Республика Кения; в — Додома, Объединенная Республика Танзания; пунктир показывает основную границу между сухими и влажными месяцами

биологического круговорота химических элементов и биомасса растений в тропиках значительно больше, чем в других условиях. Однако в пределах тропической суши существуют территории с различной степенью атмосферного увлажнения — от областей избыточного увлажнения, где атмосферные осадки превышают эвактранспирацию, до полупустынь и пустынь (рис. 90). Соответственно разнообразию условий увлажнения весьма разнообразны типы растительности тропических стран.

Как следует из вышеизложенного, изучение тропических почв представляет весьма сложную проблему. Вопросы генезиса, номенклатуры и классификации этих почв находятся в стадии разработки.

### 18.3. Почвы ландшафтов дождевых (постоянно влажных) тропических лесов

Эти почвы образуются под покровом наиболее продуктивной формации суши — постоянно влажных тропических лесов. Они распространены на большой территории в Южной Америке, Африке, на Мадагаскаре, в Юго-Восточной Азии, Индонезии, на Филиппинах, в Новой Гвинее и Австралии.

Климатические условия их формирования характеризуются значительными атмосферными осадками на протяжении всего года; сухой сезон обычно не превышает 1—2 мес. Годовая сумма осадков 1800—2000 мм, хотя в отдельных местах достигает 5000—8000, а в других уменьшается до 1600—1700 мм. Значительное количество выпадающей влаги не сопровождается пересыщением этих ландшафтов водой. Даже в наиболее сильно увлажняемых тропических лесах отсутствуют явления заболачивания. По данным П. У. Ричардса (1961), водный баланс вечнозеленых лесов Бразилии имеет следующую схему (% от суммы атмосферных осадков):

Перехват и испарение с крон деревьев . . . . .	20
Поглощение корой деревьев . . . . .	10
Испарение с поверхности почвы . . . . .	10
Десукция . . . . .	20
Поверхностный сток . . . . .	30
Фильтрация в грунтовые воды . . . . .	10
	<hr/>
	100

Тропические ландшафты получают много теплоты. Средние месячные температуры более 20°C, колебания этих величин на протяжении года 3—5°C.

Обилие теплоты и влаги обуславливает самую большую среди биоценозов мира биомассу — в среднем 5000 ц/га, а иногда более 17000 ц/га сухого органического вещества. Для максимального использования световой энергии под покровом деревьев высотой 30—40 м расположено еще несколько ярусов деревьев, приспособленных к рассеянному свету. Для этих лесов характерна обильная эпифитная растительность. Эпифиты накапливают химические эле-

менты не из почвы, а за счет других растений, животных и атмосферной воды, а затем, отмирая, обогащают почву этими элементами.

В дождевых лесах Африки на поверхность почвы в течение года поступает около 120—150 ц/га растительных остатков. Общий опад оценивается в 250 ц/га. Несмотря на столь значительный опад, большая его часть разрушается на протяжении года благодаря интенсивной деятельности почвенных животных и микроорганизмов. Сплошной лесной подстилки нет, тонкий слой мертвых листьев перемежается с участками оголенной земли. Вместе с опадом в год на 1 га почвы поступает около 100 кг кальция, 40—50 кг магния, от 50 до 100 кг калия и другие элементы. Однако большая их часть захватывается сложной корневой системой многоярусного дождевого леса и вновь вовлекается в биологический круговорот. В связи с необходимостью захватывать элементы питания из продуктов опада корневая масса деревьев тропического дождевого леса расположена в приповерхностной части почвы (до 50—70 см). В лесах Амазонии корни деревьев находятся на глубине 10—20 см (Г. Вальтер, 1968).

Геохимическая особенность этих биоценозов заключается в том, что почти вся масса химических элементов, необходимых для питания растений, содержится в самих растениях и только благодаря этому не вымывается обильными атмосферными осадками. Если вырубить дождевой тропический лес, то вместе с гибелью деревьев нарушится вся тысячелетиями создаваемая природная система и под сведенным лесом останутся бесплодные земли.

*Профиль почвы дождевого леса* имеет маломощный (5—7 см) гумусовый горизонт А серого цвета, сменяющийся переходным горизонтом А/В (10—20 см), на протяжении которого полностью исчезает гумусовый оттенок. Структура верхней части профиля очень непрочная. В некоторых почвах этой группы, в которых развиты процессы лессиважа, выделяется иллювиальный горизонт В, отличающийся от почвообразующей породы слабой уплотненностью.

Общее содержание гумуса в самом верхнем горизонте этих почв несколько процентов. В составе гумуса преобладают относительно подвижные бурые гуминовые и фульвокислоты. Эти соединения (особенно фульвокислоты) вымываются на всю глубину профиля. Реакция по всему профилю почвы кислая, рН 5—5,5. Емкость поглощения этих почв очень небольшая, сумма поглощенных катионов обычно равна 2—3 мг-экв на 100 г почвы.

Для почв постоянно влажных тропических лесов в разное время предполагались различные названия: латериты, красноземы, красноземно-латеритные, латеритные оподзоленные, красно-желтые латеритные, аллитные, латосоли\*, хромосоли\*\* и др. В настоящее время особенно распространен термин *ферральсоли*, или *феррал-*

\* От фр. sol — почвы.

\*\* От гр. chroma — цвет.

*литные почвы*, предложенный французскими почвоведомы. Название связано с присутствием в этих почвах свободных оксидов железа и алюминия. Многие исследователи полагают, что это результат современных процессов почвообразования. В действительности наличие свободных оксидов железа и алюминия, а также присутствие определенных глинистых минералов обусловлено развитием современных почв на продуктах древнего выветривания, обогащенных этими оксидами. Поэтому ферраллитные почвы местами распространены далеко за пределами постоянно влажных тропических лесов и встречаются не только в ландшафтах муссонных лесов и редколесий, но даже в условиях относительно сухих саванн. В тех случаях, когда почвы влажных лесов развиваются не на древних продуктах выветривания, а на молодых отложениях (например, на ледниковых супесчано-суглинистых наносах Рувензори в Африке), свободные оксиды железа и алюминия присутствуют в очень небольшом количестве.

#### 18.4. Почвы тропических ландшафтов сезонного атмосферного увлажнения

В пределах тропической суши наибольшую территорию занимают не постоянно влажные леса, а разнообразные ландшафты, атмосферное увлажнение которых на протяжении года осуществляется неравномерно. Чередование дождевых и сухих сезонов происходит под влиянием экваториальных муссонов. Температурные условия этих ландшафтов отвечают тропической зоне: среднемесячная температура близка к 20°C и незначительно меняется на протяжении года.

Почвы, формирующиеся в этих условиях, разные национальные школы почвоведов именуют неодинаково. Например, в англоязычных странах их называют *красными почвами* (в Африке и Индии) и *красными землями* (в Австралии и Новой Зеландии). В этих названиях подчеркивается красный цвет почв, унаследованный от почвообразующих пород — красноцветных продуктов древнего выветривания. Французские почвоведы называют эти почвы *ожелезненными (ферритизированными)*, полагая, что при почвообразовании в переменном влажном тропическом климате освобождаются только оксиды железа, а не алюминия. На почвенных картах советского физико-географического атласа мира выделены *ферраллитные почвы сезонно влажных тропических лесов и высокотравных саванн* и *красно-бурые почвы сухих саванн*.

**Почвы субгумидных тропических ландшафтов.** Эти почвы развиваются в условиях перемежающихся сезонов обильных дождей и сухих периодов. К концу сухих сезонов почвы иссушаются и травянистая растительность желтеет, однако в последующий влажный сезон дожди не только промывают почву и восполняют ее водные запасы, но и в определенных топографических условиях способствуют сезонному заболачиванию.

Условиям значительного сезонного увлажнения отвечают разнообразные ландшафты светлых тропических лесов и высокотравных саванн. Светлые леса тропиков характеризуются свободным расположением деревьев, обилием света и, как следствие этого, пышным покровом высоких злаковых трав. По мнению крупнейшего исследователя тропических лесов П. У. Ричардса (1961), граница между темными дождевыми и светлыми тропическими лесами определяется не прямыми температурными условиями, а наличием сухого сезона. Биоценозы высокотравных саванн представляют собой серию различных сочетаний травянистой растительности с островками леса, с группами и отдельными экземплярами деревьев, что отражено в названиях саванно-лес, парковая саванна, мозаичная саванна и т. п. Многие геоботаники склоняются к мнению, что саванны представляют собой результат многовекового воздействия человека на первичную лесную растительность переменного влажных тропиков.

Для высокотравных саванн и светлых тропических лесов типична сумма годовых атмосферных осадков от 900 до 1500 мм, хотя имеются отклонения в ту или иную сторону. Общая продолжительность сухого времени составляет от 3 до 6 мес.

*Профиль почв*, формирующихся в этих условиях, имеет следующее строение. Сверху располагается гумусовый горизонт, в верхней части более или менее одернованный ( $A_{1+d}$ ), мощностью 10—15 см, темно-серого цвета, с комковатой структурой. Ниже следует горизонт В, на протяжении которого постепенно уменьшается и исчезает серый оттенок и усиливается красный цвет почвообразующей породы. Мощность этого горизонта от 30 до 50 см, структура крупноореховато-комковатая. Проявления вымывания высокодисперсного вещества в почвах Африки обычно незаметны, хотя в некоторых районах эти проявления отмечены, так же как и в почвах саванн Австралии. Возможно, подобные явления имеют реликтовый характер. По всему профилю заметны следы активной деятельности почвенных беспозвоночных, особенно термитов.

Почвообразующая порода, как правило, представлена красноватокрасными переотложенными продуктами неогеново-нижнеплейстоценового выветривания.

В светлых тропических лесах и высокотравных саваннах в почву ежегодно поступает от 70 до 120 ц/га растительных остатков (И. А. Денисов, 1971). Благодаря сильному развитию трав значительная часть отмершего органического вещества находится в почве, что способствует их *быстрейшей гумификации*. Общее содержание гумуса в почвах от 1 до 4% и более. Соотношение гуминовых и фульвокислот в почвах варьирует в зависимости от конкретных условий, но повсюду в нижней части профиля преобладают фульвокислоты. Реакция почв слабокислая, часто почти нейтральная (табл. 52).

Несмотря на то что почвы часто имеют тяжелый механический состав, их емкость поглощения небольшая, от 10 до 20 мг-экв на

Таблица 52. Распределение высокодисперсных минералов, гумуса (%) и pH водной вытяжки по профилю красных почв саванн и светлых тропических лесов

Страна и глубина образцов, см	Содержание		pH водной вытяжки
	частич. менее 0,001 мм	гумуса	
Танзания, Восточная Африка			
0—12	33,7	1,08	6,7
12—27	31,7	0,85	5,8
27—57	37,9	0,18	5,6
57—72	45,7	0,13	6,5
Бразилия, Южная Америка			
0—20	8,8	1,64	5,3
100—110	19,6	1,11	5,1
200—210	17,9	Не определялось	5,3
Южная Австралия			
0—10	18,0	1,32	6,0
10—22	21,8	1,07	5,8
22—45	47,4	0,76	6,3
45—67	59,9	0,67	6,7
67—90	59,2	0,66	7,2

100 г, содержание поглощенных катионов всего несколько мг-экв на 100 г. Причина малой емкости поглощения, общая для всех почв, сформированных на красноцветных продуктах выветривания,— значительное содержание слабосорбирующих глинистых минералов и нахождение на поверхности тонкодисперсных частиц оксида железа. В этих почвах в ряде случаев отмечено присутствие конкреций оксида железа. Они представляют собой реликтовые образования, либо возникают под действием сезонно-гидроморфных условий пониженных элементов рельефа.

*Красные почвы высокотравных саванн и светлых тропических лесов* широко используются в тропическом земледелии. Большую опасность при обработке представляет их легкая эродируемость.

**Почвы субаридных тропических ландшафтов.** Они формируются при чередовании коротких сезонов дождей и длительных сухих периодов (7—10 мес в году). Количество осадков, типичное для этих условий, равно 400—600 мм в год, но может быть и меньше. Продолжительный недостаток атмосферной влаги резко сказывается как на растительности, так и на процессах почвообразования. При 600—700 мм годовых осадков устойчиво существуют ксерофитные биоценозы, представляющие собой сочетание сухих зарослей и низких трав, вегетирующих на протяжении коротких влажных сезонов. Древесная и кустарниковая растительность большую часть года находится без листвы. В сухие сезоны под древесно-кустарниковыми зарослями отсутствует не только трава, но даже сухие опавшие листья, которые поедают травоядные животные и домашний скот.

Почвообразующими породами обычно служат красноцветные переотложенные продукты неогенового выветривания, и тогда почвы имеют красный или красно-бурый цвет. В Австралии и Африке эти почвы часто развиты на серых озерных отложениях.

*Строение профиля почв тропических субаридных ландшафтов* следующее. Под гумусовым горизонтом А мощностью около 10 см, со слабым серым оттенком и непрочной комковатой структурой располагается переходный горизонт В мощностью 25—35 см. В верхней его части заметен слабый серый оттенок. В нижней части этого горизонта иногда обнаруживаются мелкие карбонатные стяжения. Далее следует почвообразующая порода — горизонт С. Часто в ней присутствуют новообразования, совершенно не соответствующие этим почвам и являющиеся следами древних этапов выветривания.

Опад в наземной части растительности субаридных тропических ландшафтов в зависимости от степени засушливости меняется от 10 до 30 ц/га (Г. Вальтер, 1968). Примерно такое же количество приходится на корневую массу. Все остатки быстро преобразуются. Содержание гумуса в почве очень небольшое, особенно в почвах легкого механического состава. Реакция этих почв слабощелочная (рН 7,0—7,5).

Отсутствие сплошного травяного покрова благоприятствует развитию эрозионных процессов, в результате которых смываются и развываются не только почвы, но и рыхлые почвообразующие породы.

Рассмотренные почвы широко распространены в центральных и западных районах Австралии, в некоторых районах тропической Африки. Для земледелия они малопригодны и используются главным образом как пастбища.

При годовой сумме атмосферных осадков менее 300 мм формируются *почвы аридных тропических* (полупустынных и пустынных) ландшафтов, во многих случаях имеющие общие черты с серо-бурыми и сероземами. Они имеют слабо дифференцированный профиль, маломощный и карбонатный. Особенность почв тропических пустынь состоит в том, что почвообразующими породами в некоторых районах являются красноцветные продукты неогенового выветривания, поэтому эти почвы имеют красноватую окраску (Судан, Центрально-Африканская Республика, Мали, пустыни Центральной и Западной Австралии). В Австралии даже обнаружены пустынные почвы с необычной для них кислой реакцией, обусловленной продуктами древнего выветривания.

### **18.5. Тропические почвы сезонного грунтового увлажнения**

Для тропического почвообразования, развивающегося в условиях смены сухих сезонов года периодами обильных дождей, характерен режим периодического высокого стояния грунтовых вод или

верховодки. Это особенно типично для относительных понижений рельефа. Вместе с тем в понижениях рельефа аккумулируются продукты плоскостного смыва почв с окружающей территории. При этом создаются весьма своеобразные условия, отчасти напомирующие условия почвообразования в поймах рек.

Периодическое обилие воды, поступление плодородного ила и растворенных элементов питания обуславливают развитие злаковой растительности, пышно вегетирующей в периоды высокого стояния грунтовых вод и высыхающих в период отсутствия верховодки. На развитие деревьев режим периодического заболачивания действует угнетающе, поэтому образуются своеобразные травянистые ландшафты-злаковники, тесно комплексирующиеся с ландшафтами саванн и светлых тропических лесов. В этих условиях формируются *черные тропические почвы*.

На субаридной территории процессы плоскостного смыва верхних горизонтов почвы протекают очень интенсивно. Цвет продуктов смыва обычно черный, так как смыванию в первую очередь подвергаются наиболее высокодисперсные частицы гумусового горизонта. Аккумуляция смывтого материала происходит на разных элементах рельефа — в депрессиях микро- и мезорельефа, в нижней части пологих склонов и т. п. Постепенно накапливающиеся продукты смыва обычно имеют глинистый состав, хотя в глинистой массе могут попадаться и грубые обломки, снесенные потоками ливневых дождей.

Профиль черных тропических почв неясно дифференцирован на горизонты. Сверху находится дерновый горизонт  $A_d$  мощностью 5—15 см. Вследствие густого переплетения корней злаковых трав глинистая почвенная масса приобретает комковато-зернистую структуру. Ниже расположен гумусовый горизонт  $A_1$ , мощность которого сильно колеблется от 15 до 45 см. Далее следует горизонт В — однообразная серая или темно-серая глинистая толща мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров. Во влажном состоянии почвенная масса вязкая, пластичная, при высыхании окаменевают, местами видна неясная глыбистая структура. В верхней части горизонта В появляются мучнистые присыпки карбонатов, ниже — конкреции разного размера, а в некоторых случаях — мощные плиты карбонатов кальция (так называемый *канкар*). Иногда обнаруживаются новообразования гипса.

■ *Характерный признак черных тропических почв — слитость почвенной массы.* При высыхании почвы уменьшаются в объеме и разбиваются системой глубоких трещин. В сезон дождей, когда вода насыщает все трещины, почвенная масса набухает. При этом происходит перемещение отдельных мелких блоков и образование плоскостей скольжения.

Благодаря дополнительному обеспечению водой (за счет грунтовых вод) продуктивность злаковников больше, чем травянистой растительности окружающих субаридных ландшафтов. Годовой опад, по-видимому, близок к 40—50 ц/га. Несмотря на черный цвет

этих почв, содержание гумуса небольшое, хотя в самом верхнем горизонте оно может превышать 4%. Вниз по профилю количество гумуса быстро уменьшается примерно до 1%. В составе гумуса резко преобладают нерастворимые гуминовые соединения; соотношение гуминовых и фульвокислот в разных районах меняется.

В силу большого содержания глинистых частиц черные почвы обладают высокой поглотительной способностью, отличающей их от других тропических почв (40—70 мг-экв на 100 г). Высокой поглотительной способности этих почв также способствует определенный минералогический состав. Некоторые исследователи высказывают предположение, что глинистые минералы черных тропических почв обязательно представлены монтмориллонитом, так как в ряде случаев установлено в этих почвах преобладание данного минерала. Однако в почвах Восточной Африки наряду с монтмориллонитом были обнаружены в таком же или большем количестве смешанно-слоистые минералы, гидрослюда, палыгорскит и каолинит.

Черные тропические почвы субаридных районов имеют слабощелочную реакцию (табл. 53). В субгумидных тропических усло-

Таблица 53. Распределение высокодисперсных частиц, гумуса pH и емкость

Страна и глубина образцов, см	Содержание, %		pH водной вытяжки	Емкость поглощения, мг-экв 100 г почвы
	частиц менее 0,001 мм	гумуса		
Австралия (М. А. Глазовская, 1952)				
0—22	62,4	1,22	8,5	Не определалось
22—45	62,6	1,24	7,8	>
45—67	39,6	—	8,8	>
Индия (С. В. Зонин, 1967)				
3—16	50,6	1,68	9,4	52,11
30—40	49,6	1,12	9,7	54,67
65—75	Не определалось	1,08	9,4	57,98
100—110	51,1	1,07	9,1	58,31
160—170	55,6	1,33	8,3	62,49
Африка, Кения (В. В. Добровольский, 1972)				
0—16	18,2	4,64	6,8	41,70
16—60	56,2	3,51	7,1	40,00
60—95	56,4	2,13	7,9	37,00

виях, при длительном сезоне дождей и соответственно продолжительном сезоне грунтового увлажнения, в нижней части профиля черных почв развивается глеевый процесс, а в верхней части задерживается минерализация растительных остатков. Поэтому нижняя часть профиля таких почв приобретает сизо-серый оттенок и появляются стяжения оксида железа.

Площадь, занятая черными почвами во всем тропическом поясе, — около 235 млн. га (Р. Дюдаль, 1964), т. е. больше, чем площадь, занятая черноземами в СССР. Как видно на схематической карте (рис. 91), особенно значительны территории этих почв в Австралии, Индии и Африке. В мире известно более 40 их названий. Наиболее принятые — черные почвы, черные глины, марга-

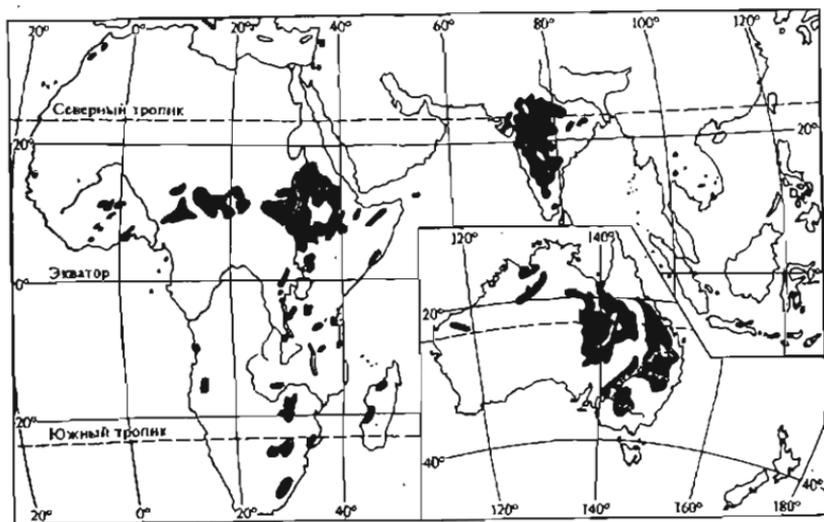


Рис. 91. Распространение черных почв в тропиках и субтропиках (по данным ФАО)

литные почвы, вертисоли. В Индии их называют *черными хлопковыми почвами*, в Австралии — *черными землями*, в Южной Африке — *блэк турф*, в Судане — *бадоб*, в Северной Африке — *тирс* или *туарес*, в Южной Америке — *terra negra* и т. д.

Широкое распространение, относительно высокое плодородие, своеобразный облик давно привлекали внимание к черным почвам. Некоторые исследователи предполагают, что характерные свойства этих почв (высокая глинистость, набухание при водонасыщении, значительная емкость поглощения) обусловлены интенсивным преобразованием минеральной части этих почв, в результате чего образуется большое количество монтмориллонита. При синтезе монтмориллонита предполагают важную роль ионов магния, который содержится в значительном количестве среди поглощенных ионов в этих почвах. Эти предположения плохо согласуются с фактами большого количества свежих, совершенно невыветренных минералов в черных тропических почвах, а также с разнообразным (необязательно монтмориллонитовым) составом глинистых минералов. Изучение этих почв продолжается.

Черные тропические почвы используются в земледелии; на них выращивают различные сельскохозяйственные культуры (например, хлопчатник, пшеницу), однако наиболее эффективно на этих почвах производство риса и сахарного тростника. Массивы неосвоенных черных почв рассматриваются как первоочередные земельные ресурсы тропиков. Для освоения их необходимы внесение удобрений (азотных и фосфорных), тщательная механическая обработка, орошение.

### 18.6. Гидроморфные тропические почвы

Почвы постоянного грунтового увлажнения преимущественно приурочены к поймам рек, низинным озерным побережьям, постоянным болотам плохо дренируемых междуречий. Типичный пример — мощные торфяные почвы, формирующиеся под зарослями тростника и папируса в гумидных районах Африки. Верхний горизонт этих почв представляет собой слабо измененные растительные остатки, переплетенные густой сетью корней. Ниже располагаются горизонты торфа, находящегося в различной стадии разложения. Мощность этой толщи достигает нескольких метров. В почвах, формирующихся в пойме крупных рек (например, Нила), содержится различное количество минеральных иловатых частиц. Торфяные почвы приурочены преимущественно к участкам затопленной поймы (рис. 92). На береговых валах под галерейным лесом образу-

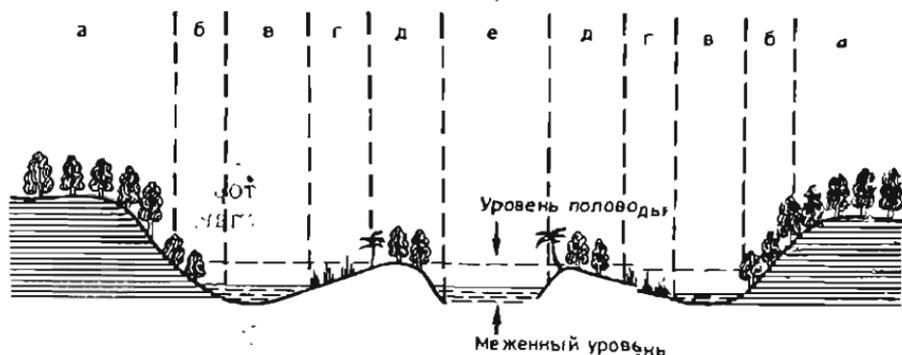


Рис. 92. Поперечный профиль долины Амазонки в ее нижнем течении (по Х. Сиоли, 1947):

а — коренной берег с высокоствольным лесом; б — заболоченный лес; в — затопленная пойма; г — злаковые болота; д — галерейный лес

ются кислые выщелоченные почвы. Тропические торфяные почвы широко развиты в Южной Америке (в Венесуэле, Гайане и др.). В условиях болот и мелких озер в гумидных областях происходит аккумуляция оксида железа. Плохо изученные тропические глеевые почвы связаны переходами с черными оглеетными почвами, рассмотренными в предыдущем разделе.

В аридных условиях вследствие сильного испарения в почвах пойм крупных рек формируются скопления карбонатов кальция, а участки высокой поймы засоляются. Весьма распространено образование различных солончаков — хлоридных, сульфатных, содовых. Последние особенно характерны для аридных районов тропической Африки, где происходили процессы кайнозойского вулканизма (зона рифта Грэгори). Реже встречаются нитратные и боратные солончаки, характерные для экстрааридных условий.

### 18.7. Почвы океанических островов и побережий

Своеобразные почвы образуются в дельтах рек и в приливно-отливной полосе океанических побережий. В некоторых местах в толще иловатых дельтовых наносов, богатых соединениями железа, образуются сульфиды (гидротроилит). Последующее окисление приводит к образованию серной кислоты, а затем — квасцов. В результате возникают ультракислые почвы с рН до 2—3. Особую группу образуют почвы океанических островов тропического пояса Мирового океана. Среди них наиболее своеобразны почвы *коралловых островов* — *атоллов*. Почвообразующей породой служат белоснежные коралловые пески и рифовые известняки. Растительность представлена зарослями кустарников и вторичными лесами кокосовой пальмы с прерывистым покровом из низких злаков. Элементы минерального питания растений поступают в почву с атмосферными осадками. Наиболее распространены *атолловые гумус-карбонатные песчаные почвы* с маломощным горизонтом  $A_1$  (5—10 см), характеризующимся содержанием гумуса 1—2% и рН около 7,5.

Важным фактором почвообразования на островах является орнитофауна. Колонии птиц откладывают огромные количества помета. Почва обогащается органическим веществом, появляется особая древесная растительность, заросли высоких трав и папоротников. В профиле почв образуется мощный торфяно-гумусовый горизонт с кислой реакцией. Такие почвы называются *атолловые мелано-гумус-карбонатные*.

При сравнительно небольшом количестве осадков и активном карсте на атоллах создаются аридные условия, в которых помет птиц преобразуется в рыхлый порошистый атолловый фосфат. На нем под ксерофитными кустарниками формируются *бурые карбонатно-фосфатные почвы*.

*Гумус-карбонатные почвы* являются важным природным ресурсом многочисленных островных государств Тихого и Индийского океанов, основной базой для плантаций кокосовой пальмы.

Еще более оригинальные почвы образуются в береговой полосе воздействия приливов под мангровой растительностью. В профиле *мангровых почв*, образующихся в мелких лагунах, выделяется лишь плохо выраженный гумусовый горизонт. В почвах, затопляемых в сизигийные приливы, часто образуется торфяной горизонт. Мангровые почвы типичны не только для островов, но материковых побе-

режий тропического пояса. Мангровая растительность часто селится на хорошо промываемых барьерных и окаймляющих рифах. В этом случае растения получают элементы питания непосредственно из морской воды. Такие условия природной гидропонии типичны для мангров на береговых рифах Африки, Центральной Америки, островов Карибского моря и др.

## ГЛАВА 19

### ХАРАКТЕРНЫЕ ЧЕРТЫ ПОЧВ ГОРНЫХ ОБЛАСТЕЙ

Горные почвы широко распространены на земном шаре, занимая больше 20% всей поверхности суши и около трети территории Советского Союза (рис. 93).

В горных странах в основных чертах повторяется та же комбинация факторов почвообразования, что и на равнинах, поэтому в горах распространены многие почвы типа автоморфных почв равнинных территорий: подзолистых, черноземных и др. Вместе с тем формирование почв в условиях горных и равнинных областей имеет определенные отличия. В результате однотипные почвы, образованные в равнинных и горных областях, явно различаются. Выделяют горно-подзолистые, горные серые лесные почвы, горные

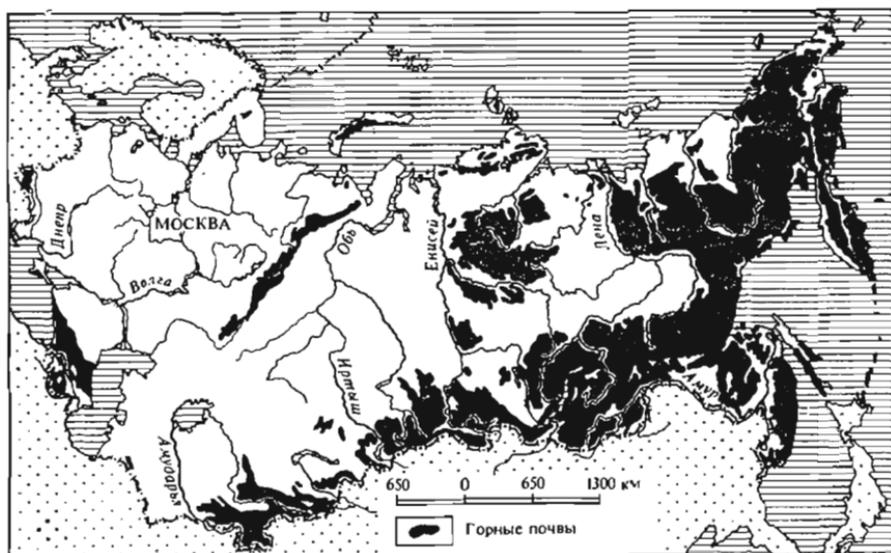


Рис. 93. Распространение горных почв в СССР

черноземы и т. д. Кроме того, в горных областях складываются такие условия, в которых формируются особые, специфические горные почвы, не встречающиеся на равнинах (например, горно-луговые).

### 19.1. Понятие о структуре вертикальной зональности (поясности) почвенного покрова горных стран

Для почвенного покрова горных стран типична закономерная смена почв с изменением высоты — *вертикальная зональность (поясность)*. Это явление обусловлено закономерным изменением гидротермических условий и состава растительности.

■ *Нижний пояс горных почв определяется условиями той природной зоны, на площади которой находятся горы.* Так, например, если горная система с ледниковым покровом расположена в пустынной зоне, то на ее склонах от подножий к вершине могут сформироваться горно-каштановые, горно-черноземные, горно-лесные и горно-луговые почвы. Но если горы будут расположены в таежно-подзолистой зоне, то в этих условиях могут образоваться лишь зоны горно-подзолистых и горно-тундровых почв.

*Структура вертикальной зональности почвенного покрова горной страны зависит не только от типа равнинной почвы, на площади распространения которой расположена горная страна, но и от местных, провинциальных биоклиматических особенностей.* Так, например, в горных системах Центральной и отчасти Средней Азии развита горно-степная зона, переходящая в горно-луговую, а зоны горно-лесных почв нет (явление *выпадения зон*). Это обусловлено резкой засушливостью климата Азии. Границы горных почвенных зон в зависимости от местных условий могут повышаться и понижаться над уровнем моря. В некоторых случаях порядок смены нарушается. Происходит *инверсия почвенных зон*, когда одна зона оказывается выше, чем следовало бы по аналогии с горизонтальными. Так, например, в Лорийской степи в Закавказье черноземы расположены выше лесных почв. Широко распространено проникновение одних зон в другие по горным долинам и ущельям.

В горных системах мира встречаются весьма разнообразные структуры вертикальной зональности. Наиболее распространенные из них М. А. Глазовская объединила в 14 типов.

В качестве примера рассмотрим вертикальную зональность почв Главного Кавказского хребта. Основание восточного склона хребта лежит в Кура-Араксинской низменности в условиях сухого климата, поэтому здесь прослеживается следующая смена почвенных зон:

1) до высоты 400 м располагается зона (пояс) сухих степей с *горными бурями и каштановыми почвами*;

2) на высоте от 400 до 900 м находится степной пояс (зона) *горно-черноземных почв*; примерно в этом же интервале абсолют-

ных высот расположены участки смешанных лесов (внизу дуб, выше преобладает бук) на бурых лесных почвах;

3) на высоте 900—2700 м развиты *горно-луговые почвы* под субальпийскими и альпийскими лугами;

4) выше выделяется пояс *примитивных почв* под разреженной лишайниково-кустарниковой растительностью (до 3200 м);

5) еще выше — вечные снега и льды.

Значительная часть влажных воздушных масс, поступающих на Кавказ с моря, задерживается западным склоном Кавказских гор, поэтому почвы западного склона отличаются повышенным увлажнением и иным характером растительного покрова по сравнению с восточным. Для западного склона характерна следующая последовательность смены почвенных зон:

1) до 500 м — предгорья, занятые дубовыми и каштановыми лесами на субтропических *красноземных почвах*;

2) до высоты 1200 м расположен пояс буковых лесов на *горно-лесных бурых почвах*;

3) до высоты 1600 м следует пояс пихтовых лесов на *горно-подзолистых почвах*;

4) до 1700 м — пояс парковых лесов на *горно-луговых почвах*;

5) до 2000 м — альпийские субальпийские луга на *горно-луговых почвах*;

6) до 2800 м — обнаженные скалы с островками *фрагментарных почв*;

7) выше — пояс вечных снегов и льдов.

## 19.2. Особенности морфологии горных почв

Как отмечено Б. Г. Розановым (1977), *наиболее общей особенностью почвенного покрова горных стран служит преобладание примитивных почв-литосолей*. Это обусловлено тем, что почвенный покров беспрестанно смывается и состав почв обновляется за счет обломочного материала коренных пород. Если в генетическом горизонте почвы содержится больше 40% обломков крупнее 1 мм, то к названию таких горизонтов добавляют определение «фрагментарные».

На грубообломочной массе формирование генетических горизонтов (за исключением торфяного и отчасти дернового) затруднено, поэтому на грубых обломках профиль почвы развит плохо. Такие почвы называют *фрагментарными* (грубоскелетными) или *горными литосолями*.

Формирование профиля фрагментарных горных почв происходит в условиях энергично протекающих противоположно направленных процессов смыва и аккумуляции мелкоземного материала. Степень фрагментарности почв в значительной мере обусловлена крутизной склона. Определенное значение для перераспределения мелких частиц имеет ветровое развевание, особенно характерное для платообразных горных поверхностей.

Профиль фрагментарных горных почв обычно формируется одновременно с накоплением мелкозема. Мелкозем аккумулируется в основном за счет делювиально-пролювиального материала и частиц, выпадающих из атмосферы. Значение последнего источника нельзя недооценивать. Известно, например, что в нивальной зоне Тянь-Шаня из атмосферы поступает несколько десятков центнеров пыли на 1 га площади (П. Н. Степанов, 1960). Определенное значение имеют процессы выветривания на месте.

Согласно данным К. П. Богатырева (1959), по степени развития выделяют *неразвитые и сформированные фрагментарные почвы*. Неразвитые характеризуются разобщенными гнездами мелкозема на поверхности дезинтегрированной плотной горной породы (рис. 94, I). При наличии благоприятных условий происходит акку-

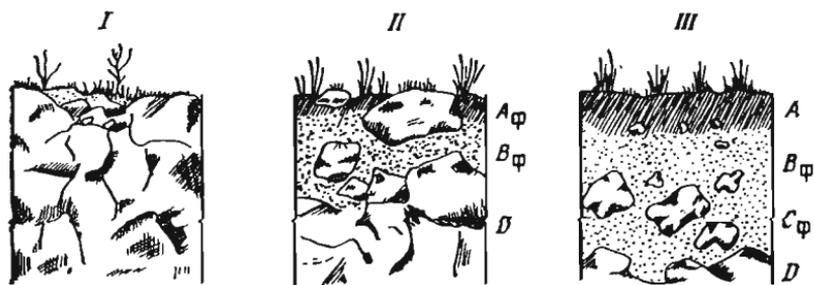


Рис. 94. Строение фрагментарных почв:

I — неразвитая фрагментарная почва; II — фрагментарная почва со слабо дифференцированным профилем; III — полно сформированная фрагментарная почва

муляция мелкоземистой массы и обособление фрагментарных генетических горизонтов (рис. 94, II). В условиях некоторого преобладания накопления мелкозема над его смывом верхняя часть профиля может быть лишена грубых обломков, т.е. фрагментарной будет лишь нижняя часть профиля (рис. 94, III).

Соотношение процессов аккумуляции и сноса мелкоземистого материала обуславливает и *вторую морфологическую особенность горных почв — маломощность генетических горизонтов и всего почвенного профиля* (сплюснутость профиля).

В качестве примера приведем описание горно-подзолистой фрагментарной почвы Урала (высота около 500 м, еловый лес).

Горизонт  $A_0$  — лесная подстилка из опада хвойных деревьев. Мощность 1—2 см.

Горизонт  $A_1$  гумусового серого цвета, с корнями и растительными остатками. Содержится дресва местных изверженных пород. Мощность 6—8 см.

Горизонт  $A_2$  (φ) — горизонт вымывания светло-серого цвета, супесчаный, с частой дресвой местных пород (кварцевых порфиров). Мощность 5 см.

Горизонт В/С (ф) — щебенчато-дресвяная масса кварцевых порфиров, обогащенная бурым мелкоземом. Химические анализы показывают увеличение содержания железа и некоторых других химических элементов, которые вмываются в этот горизонт. Мощность 5—7 см.

Горизонт D — кварцевый порфир, сильно трещиноватый.

Как видно из описания, почва сформирована на очень маломощном делювиальном суглинке, обогащенном местным грубообломочным материалом. Почвенный профиль полностью поглотил суглинок, и горизонт вымывания частично располагается на щебенисто-дресвяной массе почвоподстилающей породы — кварцевых порфиров. Обращает на себя внимание, что мощность профиля горно-подзолистой почвы всего около 20 см, в то время как подзолистые почвы, формирующиеся на четвертичных суглинках, на равнине имеют мощность почвы в 10 раз больше. При этом строение профиля подзолистой почвы и ее характерные особенности полностью сохраняются.

### 19.3. Специфические почвы горных стран

Среди специфических горных почв в первую очередь необходимо отметить *горно-луговые*. Они образуются в условиях холодного и влажного климата высокогорий и большой солнечной радиации. Пышная растительность альпийских и субальпийских лугов обуславливает значительное количество растительных остатков, как надземных, так и корневых. Вегетационный период непродолжителен (2—3 мес), количество осадков значительное (от 800 до 1200—1500 мм). Вследствие малой продолжительности теплого сезона и высокой влажности почв, подавляющей микробиологические процессы, полного разложения органических остатков не происходит. В результате в верхней части профиля горно-луговых почв формируется дерновый гумусовый горизонт, богатый грубым гумусом. Почвы альпийских лугов часто имеют небольшой торфянистый горизонт.

В качестве примера приведем описание горно-луговой почвы Приэльбрусья. Почва расположена на пологом склоне на высоте около 3500 м под злаково-разнотравной растительностью.

Горизонт  $A_0$  — плотная масса корней трав и оторфованных растительных остатков темно-бурого цвета. Мощность 2—3 см.

Горизонт А — гумусовый горизонт серого цвета, суглинистый, с щебнем изверженных и метаморфических пород, структура плохо выраженная, комковатая. Мощность 8 см.

Горизонт В — переходный горизонт коричневато-бурого цвета со слабым серым оттенком сверху. Мощность 20 см.

Горизонт С — делювиальный сильно щебенчатый суглинок бурого цвета. Количество щебня увеличивается книзу.

В составе гумуса горно-луговых почв много фульвокислот, часто превышающих содержание гуминовых. Реакция водной вытяжки кислая, в нижней части профиля повышается.

В случае большой сухости климата вместо горно-луговых формируются *горно-лугово-степные почвы*. Эти почвы, обладая хорошо выраженным буро-коричневым гумусовым горизонтом, в отличие от горно-луговых почв слабо выщелочены, обладают нейтральной или слабощелочной реакцией и в нижней части обычно имеют карбонатный горизонт.

В восточной половине Памира и во внутренней части Тянь-Шаня в условиях холодного и аридного климата развиты своеобразные *высокогорные пустынные почвы*. Они малогумусны, карбонатны и часто засолены.

Большое влияние на характер горных почв оказывает химизм горных пород. В горно-таежных районах Центральной и Восточной Сибири под влиянием горных пород, богатых кальцием, формируются *горно-таежные карбонатные почвы*, в то время как на породах, состоящих в основном из кварца и полевых шпатов, развиты *горные таежно-мерзлотные почвы*.

Разнообразные структуры вертикальной зональности, сильное влияние рельефа и геологического строения, специфические особенности строения почв — все это сказывается на большой сложности строения почвенного покрова.

## ГЛАВА 20

# ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ И ЗЕМЕЛЬНЫЕ РЕСУРСЫ МИРА

Быстрый рост населения земного шара и ограниченность ресурсов плодородных почв выдвигают на первый план проблему рационального использования земли — важнейшего средства производства продуктов питания. По этой причине изучение закономерностей пространственного распространения разных типов почв, строения почвенного покрова Мира, отдельных континентов, стран и районов приобретает особую актуальность.

Выявление указанных закономерностей, сама постановка задачи стали возможны лишь на основе концепции В. В. Докучаева о почве как результате взаимодействия факторов почвообразования.

### 20.1. Основные закономерности географии почв

Рассмотрение распространенных типов почв, их размещения и изменения свойств в зависимости от факторов почвообразования позволяют наметить основные закономерности географии почв.

1. Закономерность географии почв, которая в первую очередь обратила на себя внимание, — *горизонтальная зональность*. Явление горизонтальной зональности почв установлено и объяснено В. В. Докучаевым на основании учения о факторах почвообразования. Это было исключительно важным научным открытием, на базе которого создано учение о природных зонах.

Обобщив имевшиеся в то время материалы, В. В. Докучаев выделил пять мировых почвенных зон: бореальную (арктическую), лесную, черноземно-степную, азральную (пустынную) и зону латеритных почв.

В дальнейшем было обнаружено, что типы почв не имеют общепланетарного распространения, как предполагал В. В. Докучаев. Их выдержанные широтные простирания характерны для крупных территорий, имеющих равнинный ландшафт, однотипный характер почвообразующих пород и достаточно обширные размеры, на которых могло бы отразиться широтное изменение гидротермических условий. Таким условиям полностью, например, отвечает Русская равнина. Они характерны также для части Африки, северной половины Северной Америки, Западной Сибири, равнинных пространств Казахстана и Средней Азии. На всех этих территориях прослеживается горизонтальная зональность автоморфных типов почв.

Однако, как ни велико значение автоморфных почв, было бы неправильно считать, что проявления зональности свойственны только этим почвам. При обзоре почв было показано, что определенным зонам отвечают определенные гидроморфные почвы. Гидроморфные почвы не являются азональными, но их зональность проявляется иначе, чем автоморфных почв. Гидроморфные почвы формируются иначе, под влиянием почвообразования на площади распространения автоморфных почв. Поэтому почвенную зону можно определить как территорию распространения определенного типа автоморфных почв и находящихся с ними в геохимическом сопряжении определенных гидроморфных почв. Последние занимают значительную площадь: до 20—25% от площади почвенных зон.

Следует отметить, что горизонтальные почвенные зоны не всегда располагаются широтно. Под влиянием рельефа направление горизонтальных зон часто резко меняется. Например, почвенные зоны западной части Австралии и южной половины Северной Америки имеют меридиональное простирание.

2. Вторая закономерность географии почв — *вертикальная зональность*, проявляющаяся в смене типов почв от подножия горной системы к ее вершинам. Эта закономерность также была установлена В. В. Докучаевым на основании разработки учения о факторах почвообразования и подкреплена рекогносцировочным обследованием почв Кавказа. Так как с высотой местности закономерно меняются климатические условия, растительный и животный мир, то соответственно этим изменениям меняются и типы почв. В. В. Докучаев предполагал, что смеия вертикальных почвенных зон совер-

шенно аналогична горизонтальной зональности почв от экватора к полюсам.

В дальнейшем было обнаружено, что среди горных почв наряду с типами, распространенными как на равнинах, так и в горах, имеются почвы, образующиеся только в условиях горных ландшафтов. Изучение почвенного покрова горных стран показало, что первоначальная схема горизонтальной и вертикальной зональности на различных территориях не выдерживается. Отдельные вертикальные почвенные зоны (пояса) выпадают, смещаются, а иногда даже меняются местами. Так, например, на восточном склоне Кавказа в отдельных местах между поясом степных и горно-луговых почв может отсутствовать пояс горно-лесных почв. На западном склоне Кавказа горно-луговые почвы часто располагаются на высоте, почти в 2 раза меньшей, чем на восточном склоне. В некоторых районах Закавказья черноземы залегают выше лесных почв. Поэтому был сделан вывод, что структура вертикальных зон (поясов) горной страны определяется местными условиями.

3. Явление географической зональности обусловлено наличием *мировых термических поясов*. Географы и почвоведы выделяют полярный, бореальный (умеренно холодный), суббореальный (умеренный), субтропический и тропический пояса. Но в пределах термических поясов климатические условия не строго определены. В зависимости от влияния океанических бассейнов, континентальных пространств, крупных горных барьеров на пути движения воздушных масс образуются местные (фациальные) особенности климатов. Это отражается, во-первых, в образовании особенностей местных почв вплоть до появления особых типов и, во-вторых, в большем или меньшем осложнении широтной зональности. *Явление фациальности*, установленное в 1916 г. Л. И. Прасоловым, было в дальнейшем изучено и теоретически обобщено И. П. Герасимовым.

Проявления фациальности отражаются не только в разных частях термических поясов, но также в процессах распространения одного и того же почвенного типа и даже подтипа.

Углубленное изучение почвенных зон показало, что типы (или подтипы) почв, слагающие почвенные зоны (или подзоны), могут иметь закономерные отличия в пределах зоны (или подзоны). Например, южные черноземы Украины и Заволжья заметно отличаются мощностью профиля, содержанием гумуса в горизонте А, порозностью, содержанием высокодисперсных минералов и др. Обобщение фактических данных позволило установить, что площадь почвенных зон не монотонна, но определенным образом разделяется.

Внутризональные подразделения территории, основанные на принципе фациальности, получили название *почвенных провинций*.

Под почвенной провинцией понимают часть почвенной зоны, отличающуюся специфическими особенностями подтипов и типов почв и условиями почвообразования. Примером почвенных провинций могут служить Северо-Украинская, Окско-Донская и Нижне-

камская провинция черноземной зоны. Черноземы Украинской провинции отличаются большой мощностью, но пониженной гумусностью. Для черноземов Нижнекамской провинции характерна высокая гумусность, но относительно малая мощность. Черноземы Окско-Донской провинции занимают промежуточное положение. Аналогичным образом внутри термических поясов четко выделяются крупные территории, различающиеся местными условиями. Следовательно, в географии почв наряду с закономерностями зонального типа обнаруживаются региональные закономерности. Наиболее крупным проявлением региональных закономерностей является почвенная область. Внутри области на равнинной территории намечаются определенные почвенные зоны, а в горных районах — структура вертикальной зональности. Согласно зонально-климатической концепции все равнинные почвы данной почвенной области входят в группу почв биоклиматического пояса, общего для всех почвенных областей. Имеет место следующее соотношение между поясом, областями и почвенными зонами: почвенно-биоклиматический пояс — почвенно-биоклиматические области — почвенные зоны (или вертикальные структуры).

Примером почвенно-биоклиматической области может служить Европейско-Западно-Сибирская таежно-лесная область, включающая в себя часть бореального пояса в пределах европейской части СССР и Западно-Сибирской низменности. На территории СССР в бореальном поясе помимо этой области выделяются Восточно-Сибирская мерзлотно-таежная, Дальневосточная таежно-лугово-лесная, а также Западная лугово-лесная область, располагающаяся в основном в Западной Европе и входящая в пределы СССР лишь в районе Южной Прибалтики.

Центральная таежная-лесная область подразделяется на ряд почвенных зон и подзон, почвы которых были охарактеризованы в главах, посвященных почвам лесных ландшафтов.

Условия, характерные для Европейско-Западно-Сибирской таежно-лесной области, отражаются не только на составе горизонтальных почвенных зон, но и на структуре вертикальных зон (поясов) горных районов этой области. Здесь, в нижней части гор, располагаются горно-подзолистые (или горные серые лесные), а на вершинах — горно-тундровые почвы.

4. М. А. Глазовская (1966) полагает, что объединение почв в термические пояса неоправданно. По ее мнению, самой общей закономерностью географии почв служат *геохимические ассоциации почв*, объединяемые близким атмосферным увлажнением. Территории распространения почвенно-геохимических ассоциаций были названы *почвенно-геохимическими полями*. Выделяются обширные поля кислых субэаральных (преимущественно лесных) почв, нейтрально-щелочных субэаральных (степных, ксерофитно-лесных и сухосаванновых) почв и т. п. Так как почвенно-геохимические поля соответствуют зонам равного увлажнения, то они совпадают с распространением основных типов растительных формаций.

Изложенная концепция подтверждается энергетическим анализом почвообразования. В условиях одинакового радиационного баланса затраты энергии на почвообразование пропорциональны относительной увлажненности, поэтому внутри одного термического пояса находятся разные типы почв. Так, например, в пределах одного широтного пояса в условиях мягкого приморского климата, с одной стороны, и в континентальных климатических условиях, с другой, набор, спектр почвенных зон неодинаков. Ряд почвенных зон, хорошо представленных на территории европейской части СССР, отсутствует в Западной Европе (зона серых лесных почв, черноземов, каштановых почв) и, наоборот, в Западной Европе имеется зональный тип — бурые лесные почвы, которые отсутствуют на Русской равнине. В таежной зоне зональный тип почв европейской части СССР и Западно-Сибирской низменности — подзолистые почвы, а к востоку от Енисея — таежно-мерзлотные (кислые бурые таежные).

Важно отметить, что, несмотря на различный подход к географической группировке типов почв — в биоклиматические пояса или в почвенно-геохимические поля как в зонально-климатической, так и в почвенно-геохимической концепции фигурирует *почвенно-биоклиматическая область*. Она рассматривается как конкретная территория, на которой выдерживается определенный состав автоморфных почв и закономерности их пространственного распространения.

В соответствии с почвенно-геохимической концепцией соотношение между основными единицами географии почв выглядит следующим образом: почвенно-геохимическое поле — почвенный сектор — почвенные области — почвенные зоны.

Региональные условия могут способствовать проявлению почвенной зональности, а могут и затруднять ее. Так, например, сложный рельеф, почвообразующие породы различного состава, вечная мерзлота и другие причины затрудняют формирование четких и протяженных почвенных зон.

5. Рассмотренные системы географии почв базируются на учете процессов почвообразования, протекающих в современных географических условиях. Но почвенный покров очень неоднороден благодаря разной истории и неодинаковому возрасту разных участков суши. В то же время территории, схожие по происхождению, геоморфологии и возрасту, имеют близкий почвенный покров. В связи с этим В. А. Ковда (1973) ввел понятие о *почвенно-геохимических формациях* — наиболее крупных планетарных группах почв, которые образованы в аналогичных геолого-тектонических условиях, имеют общую историю и близкий возраст и в силу этого обладают однотипным составом и строением.

Изложенную концепцию развивает Б. Г. Розанов (1977), который считает, что география почвенно-геохимических формаций определяется, с одной стороны, общими современными биоклиматическими условиями, а с другой — геологическим строением, морфоструктурой и возрастом отдельных участков суши. Развиваясь во

времени, почвенная формация включает в себя геохимически сопряженные эволюционные ряды почв, образованных на однотипных продуктах выветривания, которые, в свою очередь, определенным образом связаны между собой.

Типов продуктов выветривания на земной поверхности значительно меньше, чем типов почв. Следовательно, возможна группировка почв по особенностям состава почвообразующих пород. Учет геохимии почвообразующих пород весьма перспективен для целей географии почв.

6. Учение о горизонтальной и вертикальной зональности почв, о климатических фациях и геохимических формациях почв отражает глобальные закономерности географии почвенного покрова, позволяющие выявить его мегаструктуры: геохимические поля и почвенно-биоклиматические области, ареалы почвенно-геохимических формаций и почвенные зоны, занимающие обширные территории. На небольших территориях четко проявляются закономерности меньшего масштаба, но имеющие столь же важное значение. Эти закономерности, намечающие *мезо- и микроструктуры почвенного покрова* и отнесенные В. В. Докучаевым к категории топографии почв, усиленно изучались в СССР и за рубежом в связи с крупномасштабной почвенной съемкой. К ним относятся явления закономерного распределения почв по элементам мезо- и микрорельефа на однотипных почвообразующих породах, влияние геологического строения и состава коренных пород, влияние процессов древнего выветривания и почвообразования.

В процессе детальных почвенно-съемочных и почвенно-картировочных работ было обнаружено, что *представление об однородности почвенного покрова почвенных зон и подзон весьма условно и отвечает мелкомасштабному уровню почвенных исследований*. В действительности под влиянием мезо- и микрорельефа, изменчивости состава почвообразующих пород и растительности, глубины залегания грунтовых вод почвенный покров представляет собой сложную мозаику.

Так, например, в зоне серо-бурых почв, по данным Н. Н. Розова (1962), имеет место следующее распределение почв (% от площади всей зоны):

Серо-бурые почвы . . . . .	40,7
Почвы речных долин . . . . .	4,3
Луговые почвы . . . . .	5,7
Такыры и солончаки . . . . .	12,9
Пески . . . . .	36,4

В свою очередь, серо-бурые почвы неодинаковы по гранулометрическому составу, причем суглинистые разности занимают 30,7% площади всей зоны, супесчаные — 6,4, каменистые — 3,6%.

Почвенный покров природной зоны или подзоны в пределах одной климатической фации и на однотипных почвообразующих породах представлен не каким-то одним зональным типом почв, а

закономерными сочетаниями нескольких типов. Эта закономерность, изученная С. С. Неуструевым (1915), Я. Н. Афанасьевым (1930), С. А. Захаровым (1927), получила от последнего название *закона аналогичных топографических рядов почв*. Еще большее усложнение в строении почвенного покрова вносят реликты древнего почвообразования и гипергенеза, наиболее хорошо сохранившиеся на тропической территории. Это явление было изучено в 30-х годах английским ученым Дж. Милном в Восточной Африке.

Закономерности мезо- и микроструктуры почвенного покрова имеют весьма важное практическое значение и заслуживают особого внимания. Искусственное сведение сложных закономерностей географии почв исключительно к существованию протяженных почвенных зон, сложенных одним типом или подтипом почв, наносит ущерб географическому образованию. Вместе с тем упрощенное представление о структуре почвенного покрова затрудняет использование достижений почвоведения в практике народного хозяйства.

## 20.2. Распространение главных групп почв

Сложные вопросы географии почв представляют не только теоретический интерес. Познание закономерностей распространения разных типов почв и их групп необходимо для объективной оценки земельных ресурсов, выработки правильной стратегии использования земель, организации мероприятий по охране почв. Основой для указанной оценки служат почвенные карты. Чем более полно отражает карта закономерности географии почв, тем более точны проводимые расчеты и более обоснованы выводы.

Работа по выяснению закономерностей распространения почв ведется с конца прошлого века. Начиная с первого опыта В. В. Докучаева (1899), предпринимаются попытки составления почвенных карт мира. Каждая мировая почвенная карта соответствует определенному этапу в познании почвенного покрова земного шара. Современные почвенные карты отражают не только явления горизонтальной и вертикальной зональности почв, но и другие закономерности: почвенно-климатические фации и провинции, почвенно-геохимические формации и поля.

По имеющимся данным, площадь поверхности Земли равна 510 млн. км<sup>2</sup>, мировой суши — 149 млн. км<sup>2</sup>. Площадь суши без областей, покрытых материковыми льдами и внутриконтинентальными водами, по подсчетам разных авторов составляет около 133—135 млн. км<sup>2</sup>. Эта величина принимается за суммарную площадь почвенного покрова мира. Около четвертой части почвенного покрова приходится на почвы горных склонов, более трех четвертей — на равнинные.

Распределение суши и соответственно почвенного покрова на поверхности Земли неравномерное. Как видно из данных табл. 54, наибольшая площадь почв сосредоточена в тропическом поясе

Таблица 54. Распределение почвенного покрова мировой суши по почвенно-биоклиматическим поясам и областям \* (по Н. Н. Розову и М. Н. Строгановой, 1979)

Пояса	Области			
	влажные (гумидные)	переходные	сухие аридные	всего
Тропический	19,4	13,0	9,75	42,2
	25,9	17,4	13,0	56,3
Субтропический	5,0	6,4	8,0	19,4
	6,6	8,6	10,6	25,8
Суббореальный	4,5	5,9	5,9	16,3
	6,0	7,9	7,9	21,9
Бореальный	17,9	—	—	17,9
	23,7	—	—	23,7
Полярный	4,2	—	—	4,2
	5,7	—	—	5,7

\* Числитель — % от общей площадн. знаменатель — млн. км<sup>2</sup>.

(42%), наименьшая — в полярном (4%). Площади почвенного покрова в субтропическом, суббореальном и бореальном поясах близки (16—19%). Среди категорий почв, различающихся по степени атмосферного увлажнения, наиболее распространены почвы гумидных территорий. Так, например, красные и желтые почвы постоянно влажных тропических ландшафтов составляет 25,9 млн. км<sup>2</sup>, или 19,4% от всего почвенного покрова мира, гумидные почвы бореального пояса — 23,7 млн. км<sup>2</sup> (18,0%). На большой территории распространены сезонно увлажняемые тропические почвы — 17,4 млн. км<sup>2</sup> (13,0%). Значительные площади заняты почвами субаридных областей суббореального пояса (черноземами и каштановыми) и сезонно увлажняемых областей субтропического пояса (коричневыми и серо-коричневыми).

Огромную территорию занимают пустыни и полупустыни. В тропическом поясе аридные области составляют 13,0 млн. км<sup>2</sup>, в субтропическом — 10,6, в суббореальном — 7,9. Общая площадь полупустынных и пустынных почв равна почти четвертой части почвенного покрова мира.

Почвенный покров Советского Союза весьма разнообразен; он включает около 100 типов почв. Наибольшую площадь занимают почвы бореальных лесных ландшафтов (глееподзолистые, подзолистые, дерново-подзолистые, мерзлотно-таежные), занимающие 33,0% от всей территории страны. Тундровые и арктические почвы образуют 8,9%, серые лесные — 3,2, черноземы (включая горные) — 8,2, каштановые (без светло-каштановых) — 3,9%. Горные области за-

нимают 28,9% территории СССР, что обуславливает широкое распространение горных почв, преимущественно горно-лесных (горно-подзолистых и мерзлотно-таежных).

### 20.3. Земельные ресурсы Мира и СССР

Почвенный покров служит источником сырья для разных отраслей промышленности, основой для промышленного, транспортного, городского и сельского строительства. В последнее время значительные площади почв используются в рекреационных целях, для создания заповедных и охраняемых территорий. Но главная ценность покрова заключается в том, что он обеспечивает человеческое общество основной массой продуктов питания.

Рост народонаселения предполагает нарастающее увеличение производства продуктов питания. Последнее обуславливается, во-первых, совершенствованием технологии сельскохозяйственного производства, повышением плодородия почв, ростом урожайности культур и, во-вторых, расширением площадей земледелия. В настоящее время для полного обеспечения продуктами питания на одного человека требуется около 0,3—0,5 га пахотной земли. Современное население земного шара, составляющее 4,6 млрд. человек, еще удовлетворяет этим требованиям. Но уже к началу XXI в. население нашей планеты должно увеличиться до 6,5 млрд. а доля пахотной земли соответственно уменьшится до 0,2—0,3 на человека.

Долгое время рост сельскохозяйственной продукции достигался увеличением пахотных площадей. Это особенно ясно проявилось в послевоенные десятилетия, когда за 35 лет (с 1940 по 1975 г.) площадь земледелия увеличилась вдвое. В настоящее время, по подсчетам М. В. Андришина и П. Ф. Лойко (1980), обрабатываемые угодья (пашни, сады и т. п.) оцениваются в 15,07 млн. км<sup>2</sup>. Это составляет всего 11% от площади почвенного покрова мира и 3% от поверхности нашей планеты. На первый взгляд резервы расширения земледелия весьма велики. В действительности это не так. По данным ФАО, около 70% поверхности мировой суши непригодна для земледелия, а наилучшие почвы уже вовлечены в сферу сельскохозяйственного производства. Как используются земельные ресурсы, в каких группах почв еще имеются резервы? Ответы на эти вопросы имеют жизненно важное значение.

Из данных Н. Н. Розова и М. Н. Строгановой (1979), представленных в табл. 55, следует, что наибольшие массивы обрабатываемых земель приходятся на почвы суббореального пояса. Они наиболее освоены среди других биоклиматических поясов. Почвы лиственных лесов и прерий (бурые лесные, темные почвы прерий) распаханы на 33%, степные — на 31% и даже почвы суббореальных пустынь и полупустынь — на 2% от площади, занятой каждой из перечисленных групп почв. В целом же распаханная земля суббореального пояса составляет всего 3,4% от почвенного покрова мира.

Таблица 55. Современное использование почв мира для земледелия и прогноз развития (по данным Н. Н. Розова и М. Н. Строгановой, 1979, с дополнениями автора)

Географические пояса и группы почв	Современная обрабатываемая площадь			Рациональная обрабатываемая площадь		
	млн. км <sup>2</sup>	% от площади группы почв	% от почвенного покрова мира	млн. км <sup>2</sup>	% от площади группы почв	% от почвенного покрова мира
<i>Тропический</i>						
Почвы постоянно влажных лесов (красные и желтые ферралитные)	1,9	7,4	1,4	6,1	23,6	4,5
Почвы сезонно влажных ландшафтов (красные саванновые, черные слитые)	2,2	12,6	1,7	5,9	33,9	4,3
Почвы полупустынь и пустынь	0,1	0,8	0,1	1,0	7,7	0,7
Всего по поясу	4,2	7,2	3,1	13,0	23,0	9,5
<i>Субтропический</i>						
Почвы постоянно влажных лесов (красноземы, желтоземы)	1,3	19,7	1,0	1,7	25,8	1,7
Почвы сезонно влажных ландшафтов (коричневые и др.)	2,2	25,6	1,6	3,2	37,2	2,4
Почвы полупустынь и пустынь	0,8	7,6	0,5	1,1	10,4	0,8
Всего по поясу	4,3	16,8	3,1	6,0	42,8	4,9
<i>Суббореальный</i>						
Почвы лиственных лесов и прерий (бурые лесные и др.)	2,0	33,4	1,5	2,2	36,7	1,7
Почвы степных ландшафтов (черноземы, каштановые)	2,5	31,6	1,9	3,0	38,0	2,2
Почвы полупустынь и пустынь	0,1	1,3	0,1	0,3	3,8	0,2
Всего по поясу	4,6	21,0	3,4	5,5	15,0	4,1
<i>Бореальный</i>						
Почвы хвойных и смешанных лесов (подзолистые, дерново-подзолистые)	1,3	8,4	1,0	2,0	13,0	1,5
Почвы мерзлотно-таежных ландшафтов	—	—	—	0,1	1,2	0,1
Всего по поясу	1,3	5,4	1,0	2,1	8,8	1,5

Географические пояса и группы почв	Современная обрабатываемая площадь			Рациональная обрабатываемая площадь		
	млн. км <sup>2</sup>	% от площади группы почв	% от почвен- ного покрова мира	млн. км <sup>2</sup>	% от площади группы почв	% от почвен- ного покрова мира
<i>Полярный</i>						
Почвы тундровых и арктических ландшафтов	—	—	—	—	—	—
Всего по мировой суши (без ледников и вод)	14,4	—	10,8	26,6	—	19,9

Значительно освоен субтропический пояс. Почвы сезонно увлажняемых ландшафтов (коричневые, серо-коричневые) распашаны на 25% от их суммарной площади, почвы влажных субтропических лесов (красноземы и желтоземы) — на 20%. Все распашанные земли в этом поясе составляют 3,1% от почвенного покрова мира. Такая же площадь распашанных земель в тропическом поясе. Однако территория этого пояса в 4 раза больше субтропического, поэтому степень освоенности тропических почв невелика. Почвы красных и желтых ферралитных распашаны всего на 7% от площади, занятой этими почвами, а почвы сезонно влажных ландшафтов (красные саванновые, черные слитые) — на 12%.

Весьма невелика земледельческая освоенность бореального пояса, которая ограничивается использованием дерново-подзолистых и отчасти подзолистых почв (8% от суммарной площади этих почв). Распаханные земли бореального пояса образуют всего 1% от почвенного покрова мира. Почвы полярного пояса в земледелии не используются.

Если обратиться к оценке земледельческого использования почвенного покрова материков, то обнаруживается следующая картина (табл. 56). По состоянию на 70-е годы почвенный покров Европы (без СССР) был распашан на 30%, Азии (без СССР) — на 20, в то время как Африки — всего на 14%. На огромной поверхности Северной и Южной Америки пахотные земли составляют всего 3,5% от этой территории. Близкая картина имеет место в Австралии и Океании.

Неравномерность охвата земледелием разных почв ясно показывает, обработка каких почв наиболее выгодна и удобна. Таковы черноземы, темные почвы прерий, серые и бурые лесные. Неслучайно в первой половине XX в. половина всей земледельческой площади мира приходилась на эти почвы. Напомним, что перечисленные почвы распашаны менее чем на половину занятой ими тер-

ритории. Тем не менее дальнейшее увеличение распашки этих почв сдерживается рядом причин. Во-первых, ареалы указанных почв сильно заселены, в них имеется разнообразная промышленность, территория пересечена густой сетью транспортных магистралей. Во-вторых, дальнейшая распашка лугов, редких сохранившихся

Таблица 56. Земледельческое использование почвенного покрова на континентах (по М. А. Глазовской, 1981)

Континент	Общая площадь, млн. км <sup>2</sup>	Обрабатываемые земли	
		млн. км <sup>2</sup>	% к площади континента
Европа (без СССР)	4,93	1,52	30,8
Азия (без СССР)	27,58	5,57	20,2
Северная и Южная Америка	17,79	0,62	3,5
Африка	30,21	2,60	14,4
Австралия и Океания	8,53	0,35	4,1
Общая площадь (без СССР)	113,30	13,27	11,7

лесных массивов и искусственных насаждений, парков и других рекреационных объектов опасна в экологическом отношении. Следовательно, необходимы поиски резервов в ареалах распространения других групп почв.

Впервые перспективы расширения пахотных земель в мире были проанализированы Л. Н. Прасоловым и Н. Н. Розовым (1947). В дальнейшем такие расчеты неоднократно делались советскими и иностранными почвеводами. Особенно интересны расчеты Б. Г. Розанова (1977), Н. Н. Розова и М. Н. Строгановой (1979), выполненные с учетом экологических условий. Согласно этим данным, увеличение земледелия экологически допустимо за счет распашки 8,6 млн. км<sup>2</sup> пастбищ и 3,6 млн. км<sup>2</sup> лесов. При этом распашка лесных территорий предполагается в основном во влажных тропиках и отчасти в таежных лесах, а пастбищ — на территории сезонно влажных тропиков и субтропиков, а также во влажных тропиках, полупустынях и пустынях.

По прогнозу упомянутых выше исследователей наибольшее количество пахотных земель в будущем должно быть сосредоточено в тропическом поясе, на втором месте будут земли субтропического пояса, в то время как традиционно считающиеся главной базой земледелия почвы суббореального пояса (черноземы, каштановые, серые и бурые лесные, темные почвы прерий) займут третье место.

Неравномерность сельскохозяйственного использования почв характерна и для СССР. Это обусловлено тем, что значительная часть территории нашей страны находится в малопригодных для сельского хозяйства условиях. Земледелие сосредоточено в лесостепных и степных ландшафтах и лишь частично в южных областях лесной зоны. Как видно из данных табл. 57, в лесостепной,

**Таблица 57. Природно-сельскохозяйственные зоны СССР (по данным Природно-сельскохозяйственного районирования земельного фонда СССР, М., 1975)**

Природно-сельскохозяйственные пояса и зоны	Общая площадь, тыс. км <sup>2</sup>	% от площади СССР	Площадь пашни, тыс. км <sup>2</sup>	% от всей пашни СССР
<i>Холодный пояс</i>				
Полярно-тундровая	1977,85	8,9	0,04	0,1
Лесотундровая-северотаежная	2336,10	10,5	0,72	0,1
Среднетаежная	2228,14	9,9	10,92	0,5
<i>Умеренный пояс</i>				
Южно-таежная	2822,57	12,6	364,81	16,7
Лесостепная	1541,05	6,9	659,74	30,3
Степная	1259,06	5,6	639,72	29,4
Сухостепная	723,40	3,3	277,01	12,8
Полупустынная	1247,45	5,6	45,96	2,1
Пустынная	629,82	2,8	2,21	0,1
Предгорная пустынно-степная	174,17	0,8	27,44	1,3
<i>Теплый (субтропический) пояс</i>				
Пустынная	718,27	3,2	12,05	0,5
Предгорно-полупустынная	248,68	1,1	45,59	2,1
Кустарничково-степная и сухостепная	23,67	0,1	5,24	0,2
Влажнолесная	10,99	0,1	1,29	0,1
Горные области СССР в целом	6372,25 22313,40	28,6 100,0	84,90 2177,65	3,9 100,0

степной и сухостепной зонах, занимающих всего 16% территории СССР, находится 72,5% пахотной площади страны, в южно-таежной зоне — 17%. Особенно велико значение черноземов, занимающих всего 8% всей площади земельного фонда СССР, но составляющих более 50% пахотных площадей СССР и обеспечивающих 80% товарного хлеба.

Обобщение опыта развития сельского хозяйства в СССР свидетельствует о том, что в сферу производства вовлечена большая часть почв, пригодных для земледелия. Следовательно, дальнейшее увеличение сельскохозяйственной продукции должно осуществляться не экстенсивно, путем приращения новых пахотных площадей, а за счет более интенсивного использования имеющегося фонда. Поэтому в «Основных направлениях экономического и социального развития СССР на 1986—1990 годы и на период до 2000 года» необходимо увеличение сельскохозяйственной продукции предусмотрено обеспечить за счет интенсивного ведения хозяйства. Для повышения продуктивности земледелия намечено осуществить комплекс мер по увеличению плодородия почв.

Рациональное использование пахотных площадей с учетом конкретных почвенно-географических условий — важная проблема нашего времени.

## ГЛАВА 21 ОХРАНА ПОЧВ

Проблема рационального использования почв неразрывно связана с другой не менее актуальной проблемой — их охраны. Охрана почв как часть еще более широкой проблемы охраны окружающей среды и рационального использования природных ресурсов приобрела особую остроту во второй половине XX в. по следующим причинам.

Во-первых, в связи с научно-техническим прогрессом стало очевидно, что природные ресурсы планеты не безграничны. С учетом быстро растущих потребностей человеческого общества и общественного производства стал необходим глубокий пересмотр стратегии использования глобальных ресурсов. В первую очередь это относится к почвам, точнее, пользуясь термином В. И. Вернадского, \* «педосфере», которая играет основную роль в обеспечении населения планеты продуктами питания. Другие источники их поступления: продукция океана, искусственно синтезируемые вещества и прочие — имеют подчиненное значение. Площади распространения разных типов почв, как показано в предыдущей главе, определены с достаточной точностью. Можно ориентировочно оценить их годовую продукцию, чтобы знать, на что могут рассчитывать отдельные страны, континенты, весь мир, так как энергичный рост населения требует соответственного возрастания продуктов сельскохозяйственного производства.

Вместе с тем почвенный покров служит естественной базой для размещения людей, строительства городов и индустриальных центров, железных дорог, автомагистралей, линий электропередачи, нефте- и газопроводов. Это сопровождается сокращением земель, находящихся в сфере сельскохозяйственного производства.

Во-вторых, окружающая человека природная среда характеризуется тесной связью всех своих составных частей, осуществляемой благодаря циклическим процессам обмена вещества и энергии. Почва, педосфера планеты неразрывно связана этими процессами с другими компонентами биосферы. В первой части учебника приведены конкретные сведения о поступлении химических элементов в почву и об их выносе в результате биологического круговорота, водной и воздушной миграции. Непродуманное антропогенное воздействие на отдельные природные компоненты неотвратимо сказыв-

\* Вернадский В. И. Об анализе почв с геохимической точки зрения // Почвоведение. 1936. № 1. С. 8—16.

вается на состоянии почвенного покрова. Общеизвестными примерами непредвиденных последствий хозяйственной деятельности человека служат разрушение почв в результате изменения водного режима после вырубки лесов или заболачивание плодородных пойменных земель по причине подъема уровня грунтовых вод после строительства крупных гидростанций. Не менее губительны результаты нарушения сбалансированных природных процессов, которые вызывают разрушение гумуса, повышение кислотности или щелочности почв, развитие восстановительных процессов и соленакопление.

Серьезную проблему создает антропогенное загрязнение почв. Бесконтрольно нарастающее количество выбросов индустриальных и бытовых отходов в окружающую среду во второй половине текущего столетия достигло опасного уровня. Химические соединения, загрязняющие природные воды, воздух и почву, по трофическим цепям поступают в растительные и животные организмы. Это сопровождается последовательным повышением концентрации токсиантов, что может иметь самые нежелательные последствия. Осуществление неотложных мер по охране биосферы от загрязнения и более экономного и рационального использования природных ресурсов — глобальная задача современности, от успешного решения которой зависит будущее человечества. В этой связи особо важное значение приобретает охрана почвенного покрова, который принимает бóльшую часть техногенных загрязнителей, частично закрепляет их в почвенной массе, частично трансформирует и включает в миграционные потоки.

Все изложенное свидетельствует о сложности и многосторонности проблемы охраны почв. Так как почвенный покров планеты служит основной базой производства продуктов питания, то нельзя думать, что охрана почв сводится к ограждению их от сельскохозяйственного производства: машинной обработки, внесения минеральных удобрений и пр. Охрана почв — не самоцель, а средство для сохранения и оптимизации их свойств, в первую очередь плодородия. Почву необходимо оградить от влияния процессов, разрушающих ее ценные свойства — структуру, содержание почвенного гумуса, микробного населения, и в то же время от поступления и накопления вредных и токсичных веществ. Следовательно, охрану почв следует рассматривать как систему мероприятий, направленную на сохранение, качественное улучшение и рациональное использование земельных фондов нашей страны и планеты в целом.

В нашей стране большое внимание уделяется охране окружающей среды и рациональному природопользованию. По этим вопросам приняты специальные постановления ЦК КПСС и Совета Министров СССР, Верховного Совета СССР, они отражены в Конституции СССР. Задачи охраны природы фигурируют в специальных разделах годовых и пятилетних планов развития народного хозяйства. Различные аспекты охраны окружающей среды и почв подробно освещены в материалах XXVII съезда КПСС.

В связи с научно-техническим прогрессом задача наблюдения за состоянием окружающей природной среды, контроля за загрязнением воздуха, природных вод, почв и растительного покрова вышла за пределы узконациональных интересов отдельных стран и приобрела общепланетарное значение. Поэтому в 1972 г. в Стокгольме состоялась специальная конференция ООН по окружающей среде. В развитие решений конференции была разработана программа, включающая рекомендации по организации глобальной системы мониторинга\* окружающей среды. Советский Союз — активный участник этой программы. Одновременно наша страна заключила двусторонние соглашения о совместных усилиях в области охраны окружающей среды с другими странами.

### 21.1. Механическое разрушение почвенного покрова и почвоохранные мероприятия

Многообразные проявления разрушения почв и рыхлых почвообразующих пород поверхностными водами и ветром называются *эрозией почв*. В гл. 4 приведены сведения о физической природе процессов водной и ветровой эрозии. В настоящем разделе основное внимание обращено на степень разрушительной деятельности этих процессов. Частичному или полному разрушению почвенного покрова способствует сведение лесов, непродуманная система обработки земли и бесконтрольный выпас скота. Эрозионные процессы также усиливаются при строительных работах, когда искусственно нарушается почвенный и растительный покров. Например, гидротехническое строительство сопровождается усиленной *плоскостной эрозией* (поверхностным смывом почвы), заиливанием рек и водохранилищ, дорожное строительство — усилением *линейной эрозии* и образованием оврагов. За всю историю человечества от эрозии погибло около 4,0—4,5 млн. км<sup>2</sup> плодородных земель.

Эрозия — один из наиболее интенсивно протекающих процессов разрушения педосферы. По данным известного американского почвоведа Х. Беннета, эрозия на территории США уносит с полей и пастбищ элементов питания растений в 60 раз больше, чем их поступает с удобрениями. В первую очередь разрушается верхний плодородный пахотный горизонт, в результате чего производительность эродированных почв снижается на 35—70%. Ежегодный ущерб от эрозии в США оценивается в 800 млн. долл., в том числе около 400 млн. за счет снижения производительности почв.

Наиболее отрицательная сторона эрозии почвенного покрова заключается не во влиянии на потери урожая данного года, а в разрушении строения почвенного профиля и потере важных составных его частей, для восстановления которых потребуется весьма дли-

---

\* От англ. *monitor* — контролировать, проверять. Мониторинг — систематическое наблюдение с целью контроля за состоянием окружающей среды и ее изменением под воздействием человека.

тельное время. Например, в Среднем Поволжье формирование 1 см верхней части профиля происходило на протяжении 100—230 лет, что соответствует ежегодному накоплению почвы 0,6—1,3 т на 1 га. В настоящее время при обычной пахоте поперек склона смывается 4—7 т/га с приводораздельных пространств и 8—18 т/га со склонов. Следовательно, за один год теряется плодородная почвенная масса, на образование которой потребовались десятки лет.

Наличие травяного покрова и гумусового горизонта, насыщенного корнями растений и органическим веществом, сдерживает размывание почвы, но после разрушения верхней части почвенного профиля эрозия развивается с нарастающей интенсивностью. По данным Х. Беннета, смыв с эродированных почв около 100 т/га, а с незатронутых эрозией — менее 70 т/га.

О степени эродированности почв можно судить по сохранившейся части почвенного профиля. Согласно классификации, разработанной Почвенным институтом имени Докучаева, Государственным институтом земельных ресурсов и Главным управлением землепользования и землеустройства Госагропрома СССР, слабосмытые дерново-подзолистые почвы характеризуются лишь частично смытым горизонтом  $A_1$ , а в сильносмытых — полностью эродирован не только горизонт  $A_1$ , но и горизонт  $A_2$ , и частично горизонт  $B_1$ . В случае черноземов и каштановых почв слабосмытые разновидности характеризуются смытостью менее половины гумусового горизонта  $A$ , а сильносмытые — потерей не только всего гумусового горизонта, но также частичной или полной смытостью переходного горизонта  $B$ .

Наряду с плоскостной эрозией значительный ущерб приносит образование оврагов, полностью разрушающих почву, усиливающих процессы поверхностного смыва, расчленяющих пахотные площади.

*Ветровая эрозия (дефляция)* отрицательно воздействует на пахотные земли аридных территорий (в пределах СССР — районы Средней Азии, Казахстана, Западной Сибири, южной части европейской территории СССР). Развевание почв зависит от скорости ветра, механического состава почвы и ее структурности, характера растительности и некоторых других факторов. Экспериментально установлено, что развевание почв легкого механического состава начинается при сравнительно слабом ветре, имеющем скорость 3—4 м/с. Тяжелосуглинистые почвы развеваются ветром со скоростью около 6 м/с и больше. Оструктуренные почвы более устойчивы к развеванию, чем распыленные, причем устойчивость сильно возрастает у почвенных агрегатов размером от 1 мм и крупнее. Эрозионно-устойчивой считается почва, содержащая в верхнем горизонте более 60% агрегатов крупнее 1 мм.

О степени ветровой эродированности почв можно судить по мощности горизонтов  $A_1 + B$  дефлированных почв. Слабодефлированные почвы имеют мощность этих горизонтов на 5 см меньше по сравнению с почвами, не пораженными дефляцией. У сильнодефлированных почв мощность указанных горизонтов меньше на 10—20 см.

● Выяснение основных факторов эрозии позволило разработать для охраны почв комплекс мероприятий. Применение этих мероприятий основывается на сочетании рационального использования почв и организации их защиты. Противозерозионные мероприятия преследуют цель ослабления и регулирования поверхностного стока, задержания талых снеговых и ливневых дождевых вод. Для почв, интенсивно используемых в земледелии и слабо подверженных водной эрозии, практикуется глубокая вспашка поперек склонов и обвалывание (создание валиков высотой 15—25 см) полей, вспаханных осенью для накопления влаги. При более сильной эрозии проводится безотвальная обработка земли с сохранением стерни, устройство террас на склонах с культивированием виноградников и садов. Для пологих склонов важное значение имеют специальные севообороты. Наименее защищена почва под пропашными культурами с большими междурядьями (кукуруза, картофель, сахарная свекла и др.). Наиболее хорошо сохраняют почву от водной эрозии многолетние травы.

Для борьбы с оврагами широко используются инженерно-технические мероприятия, в частности, выполаживание бортов оврага с последующим их укреплением путем нанесения гумусового слоя и высевания устойчивых корневищных и корнеотпрысковых трав (иван-чай, манжетка, лютик ползучий, гусиная лапка и др.). Вдоль оврагов и балок создаются лесные полосы. В некоторых случаях возводят гидротехнические сооружения в виде земляных плотин с бетонными боковыми водостоками. Строительство водоемов в балках в степных районах не только способствует регулированию поверхностного стока, но облегчает водообеспечение хозяйства.

Для защиты почв от ветровой эрозии успешно используются лесомелиоративные мероприятия. С этой целью создаются препятствия для движущихся воздушных масс в виде лесных полос и кустарников и высокостебельных растений. При размещении лесных полос должны учитываться направления ветров, активно развевающих почву. Установлено, что 20—30-летние полосы защищают 30—40-кратную территорию. Лесные полосы обеспечивают прибавку урожая в центрально-черноземных областях на 3 ц/га, а на Северном Кавказе еще больше. Среди агротехнических мероприятий, направленных на охрану почв от дефляции, важное значение имеет безотвальная обработка почвы и сохранение стерни.

В комплексе мер по охране почв от эрозии существенную роль играет правильная организация территории хозяйства, учет конкретных ландшафтных условий. Выше дана характеристика почвозащитных мероприятий для площадей, на которых допустимы земледелие и обработка почвы. На территориях, подверженных очень сильной ветровой или водной эрозии, для сохранения почв их обработка не производится. Эти площади могут использоваться как пастбища и сенокосы, в ряде случаев со строго нормированным выпасом скота во избежание разрушения почвенного покрова.

## 21.2. Рекультивация почв, нарушенных промышленностью и строительством

Хозяйственная деятельность человека сопровождается разрушением почвы. Огромные карьеры с отвалами вскрышного грунта, высокие терриконы вблизи шахт являются неотъемлемой частью пейзажа районов действия горно-добывающей промышленности. Обильные перемытые массы грунта при эксплуатации драг на россыпных месторождениях золота и касситерита, мощные скопления шлама вокруг обогатительных фабрик, обширные склады шлака от сжигания каменного угля у тепловых электростанций и металлургических предприятий занимают все больше места. Неуклонно уменьшается площадь почвенного покрова за счет строительства новых предприятий и городов, прокладки дорог и линий высоковольтных электропередач, затопления сельскохозяйственных угодий при строительстве гидроэлектростанций. Насколько велика потеря почв в результате хозяйственной деятельности, можно судить по тому, что общая площадь уничтоженных почв превышает суммарную площадь современных пахотных земель (14—15 млн. км<sup>2</sup>).

Более 75% всей продукции горно-добывающей промышленности в настоящее время извлекается открытым способом. Увеличение таких разработок продолжается. В США открытые разработки занимали в 1964 г. 60 тыс. га, а в 1980 г. — 113 тыс. га. Их площадь в Англии более 60 тыс. га, в ФРГ и Польше — около 30 тыс. га в каждой. В нашей стране суммарная площадь только карьеров для извлечения дорожного и строительного материала составляет 180 тыс. га (Т. П. Федосеева, 1975).

Возникла необходимость в рекультивации (восстановлении) разрушенных участков почвенного покрова. В СССР эта проблема находится в связи с деятельностью предприятий угледобывающей промышленности в Донбассе и Кузбассе, в связи с разработкой железных руд — на территории КМА, марганцевых руд — в Грузии и на Украине, горючих сланцев — в Эстонии и Ленинградской области, фосфоритов и строительных материалов — в Подмоскowie и т. д.

*Рекультивация* — не просто засыпка горных выработок, но *создание условий для быстрого формирования почвенного покрова*. При этом часто требуется локализация или улучшение грунтовых масс, неблагоприятных для почвообразования. Так, например, в отвалах разработок бурого угля содержатся породы, обогащенные сульфидами железа (пиритом и марказитом). Окисляясь, они превращаются в серную кислоту и резко увеличивают кислотность почв. Установлено, что при pH менее 4 отвальные грунты резко подавляют микробиологические процессы и не дают развиваться травам и деревьям. Кроме того, отвальные грунты бесструктурны, имеют неблагоприятные водно-физические свойства. Отвалы разного состава требуют разной технологии при рекультивации. Например, на грунты, содержащие пирит, нельзя наносить слой

гумусированной почвенной массы, так как она быстро приобретает отрицательные свойства. Такие токсичные отвалы необходимо перекрывать слоем нетоксичной породы (например, лёсса), на которую уже наносится гумусированный слой.

В процессе рекультивации происходит формирование почв, создание их плодородия. Важная роль в этом принадлежит гумусу, поэтому на отвальные грунты наносят гумусированный слой и засевают его определенными растениями. Если вскрышные породы нетоксичны, то задернение и посадки деревьев дают хорошие результаты. В некоторых странах на отвалах и карьерах создают экзотические архитектурно-ландшафтные комплексы. На отвалах и терриконах разбиваются парки, в карьерах устраиваются искусственные озера с рыбой и колониями птиц. На юге Рейнского бурогольного бассейна (ФРГ) отвалы с конца прошлого века отсыпали с расчетом создания искусственных холмов, позже покрытых лесной растительностью.

Склады шлаков электростанций и металлургических заводов покрывают гумусированным слоем до 50 см. Более мощный слой требуется для перекрытия шламовых полей обогатительных фабрик по причине присутствия в шламах токсичных веществ. Иногда применяются химические способы укрепления поверхности шламов.

Для рекультивации земель требуются значительные средства: на восстановление 1 га расходуется от нескольких сотен до десятков тысяч рублей. Наше государство идет на эти затраты для сохранения необходимой части природного комплекса — почвенного покрова. Успешно ведутся работы по рекультивации в Прибалтике. В Эстонии 20-летние лесопосадки на рекультивированных землях уже начали себя окупать. На территории Карагандинского угольного бассейна применяют дернообразующие корневищные травы. На отвалах железорудных карьеров Казахстана для рекультивации применяют многолетние травы сухих степей (житняк, костер, люцерна) с последующим использованием их под сенокосы. На юге Украины отвалы открытых разработок марганцевых руд покрывают слоем лёсса и высаживают плодовые деревья и кустарники.

### **21.3. Охрана почв от вторичного засоления**

Продукция сельскохозяйственных культур на территориях с недостаточным атмосферным увлажнением сдерживается небольшим количеством влаги. Для восполнения ее недостатка с давних пор применяется искусственное орошение. По подсчетам Г. В. Добровольского и Л. А. Гришиной (1985), во всем мире почвы орошаются на площади свыше 260 млн. га, в том числе в нашей стране — более 17 млн. га. В широких масштабах орошение проводится в республиках Средней Азии, в Закавказье, на юго-востоке европейской части СССР, на юге Украины, в Молдавии. При правильной технологии на орошаемых землях урожай зерновых культур дости-

гают 80—100 ц/га, поэтому проводится большая работа по строительству ирригационно-мелиоративных систем и расширению орошаемых площадей.

Орошение, однако, сопровождается накоплением солей в орошаемых почвах. Процесс естественного почвенного соленакопления и образования солончаков рассмотрен в гл. 14 (раздел «Гидроморфные почвы пустынь»). В данной главе приводятся сведения об особенностях *вторичного, антропогенного засоления*. Главными его причинами служат бездренажное орошение и неконтролируемая подача воды. В результате этого повышается уровень грунтовых вод и, когда уровень достигает критической глубины, начинается энергичное соленакопление за счет испарения воды. Этому способствует также орошение водой с повышенной минерализацией. Согласно В. А. Ковде (1981), предельно допустимая минерализация воды для орошения глинистых почв в 2—3 г/л, для супесчаных почв — 10—12 г/л.

Наиболее опасно содовое засоление, связанное с повышенным содержанием натрия среди поглощенных катионов и присутствие в воде гидрокарбоната натрия. При этом почвы приобретают сильнощелочную реакцию (рН от 9 до 11), агрегаты высокодисперсных глинистых частиц и гумусовых веществ разрушаются, ухудшаются водно-физические свойства почв, образуются их слитность.

В результате вторичного засоления во всем мире теряется около 200—300 тыс. га высокоценных поливных земель ежегодно. Предупреждение и борьба с засолением орошаемых почв — одна из главных задач по охране фонда обрабатываемых земель и педосферы в целом.

● Для охраны почв от вторичного засоления создаются дренажные устройства, которые должны обеспечить расположение уровня грунтовых вод на глубине не менее 2,5—3 м, и системы каналов с гидроизоляцией для предотвращения фильтрации воды. В случае накопления водорастворимых солей рекомендуется промывка почв с дренажным водоотводом для удаления солей из корнеобитаемого слоя почвы. Охрана почв от содового засоления и слитости требует мероприятий с использованием приемов химической мелиорации. Они включают в себя гипсование почв, применение минеральных удобрений, содержащих кальций, а также введение в севооборот многолетних трав.

Для предупреждения негативных последствий орошения необходим постоянный контроль за водно-солевым режимом на орошаемых землях.

#### 21.4. Охрана гумусного состояния почв

Как показано в гл. 2, гумус — один из главных источников элементов питания растений, важный фактор плодородия почв. Гумусовые вещества также способствуют оструктурированию почвенной массы, созданию благоприятного водно-воздушного режима. Но в

процессе обработки почв происходит дегумификация — уменьшение содержания гумуса в пахотном горизонте. Это осуществляется, во-первых, за счет перемешивания верхнего слоя, богатого органическими остатками, с ниже расположенными, содержащими меньше гумуса, и, во-вторых, в результате разрушения гумуса целинных почв в процессе их эксплуатации. Например, содержание гумуса в дерново-подзолистых почвах при обработке без внесения органических удобрений снизилось за 40 лет примерно на  $\frac{1}{3}$ . Уменьшение содержания гумуса не только снижает урожай данного года, но вызывает разрушение структуры почвы и ухудшает водопроницаемость, что влечет за собой усиленную водную эрозию почв и способствует дальнейшему снижению плодородия в последующие годы.

Дегумификация развивается не только на сравнительно бедных дерново-подзолистых почвах, но и на черноземах, в которых ежегодные потери гумуса достигают 0,5—1,8 т/га. Одновременно изменяется качественный состав гумуса, снижается содержание гуминовых кислот, что приводит к разрушению зернистых агрегатов и ухудшению структуры. По данным В. А. Ковды (1981), распахан-ные почвы Аргентины, Канады, США ежегодно теряют гумуса в среднем около 1,5 т/га, а в некоторых случаях до 8 т/га. Содержание гумуса в распаханых почвах прерий к настоящему времени снизилось на 30—40%.

● Для восполнения потерь гумуса в обрабатываемые почвы вносят органические удобрения. Например, внесение 8—10 т/га органических удобрений стабилизирует содержание гумуса в дерново-подзолистых почвах. Но при получении большой биологической продукции и систематическом ее изъятии с урожаем вскоре начинается дегумификация. Опытными работами установлено, что органические удобрения являются необходимым, но не единственным фактором поддержания гумусного состояния почв. Сохранению гумуса и улучшению его состава способствует известкование почв. Необходимы также минеральные удобрения.

Оптимальный уровень содержания гумуса для разных почв неодинаков. Установлено, что оптимальное содержание гумуса в пахотном горизонте дерново-подзолистых почв около 3—4%, а в пахотном горизонте черноземов — 5—7%. Следовательно, охрана гумусного состояния распаханых черноземов должна преследовать цель стабилизации содержания органического вещества, охрана же распаханых дерново-подзолистых почв — подъем исходного содержания гумуса в природных почвах на более высокий уровень.

## 21.5. Химизация сельского хозяйства и охрана почв

Успехи земледелия, достигнутые в результате внедрения достижений химии, хорошо известны. Высокие урожаи получаются благодаря использованию минеральных удобрений, сохранение выра-

щиваемой продукции достигается с помощью пестицидов — ядохимикатов, созданных для борьбы с сорняками и вредителями. Однако для рационального ведения сельского хозяйства требуется разумное использование химических средств во избежание весьма серьезных негативных последствий. К сожалению, такие последствия имеют место.

Применение минеральных удобрений — один из наиболее ярких примеров использования и регулирования для блага человечества одного из глобальных природных процессов, а именно, процесса создания органического вещества путем фотосинтеза. Солнечная энергия для этого процесса, так же как и главные исходные вещества — диоксид углерода и вода, — имеются на поверхности Земли в достаточном количестве. Но для воспроизводства компонентов живого вещества, в первую очередь белков, требуются и другие химические элементы. Азот — необходимая составная часть белков, без фосфора невозможен их синтез. Не менее важен калий, участвующий в фотосинтезе и во многих обменных процессах. Источником доступных для растений форм этих элементов служит почва. Дикие растения после созревания отмирают и с опадом возвращают в почву поглощенные химические элементы, поддерживая биологический круговорот веществ. Масса культурной растительности лишь частично возвращается в почву (примерно одна треть). Человек искусственно нарушает сбалансированный биологический круговорот, вывозя урожай, а вместе с ним поглощенные из почвы химические элементы. В первую очередь это относится к «триаде плодородия»: азоту, фосфору, калию. Запасы этих элементов в почве не безграничны и, казалось бы, земледелие обречено в перспективе на снижение урожайности. Но человечество нашло выход из этого положения: для восполнения потерь элементов питания растений и повышения урожайности эти элементы вносятся в почву в форме минеральных удобрений.

Нарастающая в силу роста населения потребность в продуктах питания может быть удовлетворена только путем повышения урожайности, а для этого требуется все большее количество минеральных удобрений. Масса химических элементов, искусственно вводимых людьми в биологический круговорот для увеличения сельскохозяйственной продукции, вполне сопоставима с природными глобальными миграционными потоками. По данным Е. В. Милановой (1980), промышленное производство азота составляет свыше 30 млн. т/год, к 2000 г. предполагается его довести до 120 млн. т. Вынос азота из почвы с общемировым урожаем в 1970—1971 гг. составил около 100 млн. т, а в 2000 г. ожидается более 200 млн. т. Для сравнения укажем, что все реки мира выносят азота в растворимом состоянии около 10 млн. т/год и немногим больше в составе твердых взвесей.

**Роль азота.** Но не весь вносимый с удобрениями азот строго сбалансирован с потребностями выращиваемых культур. Избыточные количества нитратов частично поступают в растения, частично

выносятся почвенными водами, что вызывает разнообразные отрицательные последствия. Б. Коммонер (1974) приводит следующий пример. В штате Иллинойс в погоне за высокими урожаями фермеры начали увеличивать дозы минеральных удобрений. Внесение азота с 10 тыс. т в 1945 г. возросло до 600 тыс. т в 1966 г., т. е. в 60 раз. Урожай зерновых при этом вначале сильно увеличился, но затем, несмотря на возрастающие дозы удобрений, прирост урожая сократился. В то же время резко возросло содержание нитратов в местных водах, в том числе питьевых.

При избытке азота в почве происходит увеличение нитратов не только в поверхностных водах, но и в продукции сельского хозяйства. Поступая в организм человека, нитраты могут частично трансформироваться в нитриты, которые вызывают тяжелое заболевание (метгемоглобинемия), связанное с затруднением транспортировки кислорода по кровеносной системе. Указанная болезнь появилась и в других странах, где вносили большие дозы нитратных удобрений.

Приведенный пример показывает, что применение азотных удобрений должно осуществляться со строгим учетом необходимости азота для выращиваемой культуры, динамики его потребления данной культурой, состава почвы. Необходима продуманная система охраны почв от избыточного количества соединений азота. Это особенно актуально в связи с тем, что современные города и крупные животноводческие предприятия являются источниками загрязнения азотом почв и вод.

Для предотвращения подобных явлений наряду с организацией строгого контроля за технологией внесения удобрений и за содержанием азота в почвах разрабатываются приемы использования биологических источников этого элемента. Таковыми служат азотфиксирующие сообщества высших растений и микроорганизмов. Посевы бобовых культур (люцерны, клевера и др.) сопровождаются связыванием азота до 3 ц/га в год.

**Роль фосфора.** Проблема восполнения доступных форм фосфора более сложна, так как биологические источники его отсутствуют. С урожаем выводится около двух третей фосфора, захваченного культурами из почвы, а возвращается в почву только треть. Потери фосфора с урожаем можно восстанавливать только путем внесения удобрений. Соединения фосфора значительно менее подвижные по сравнению с азотными. Значительная часть (30—50%) внесенных удобрений переходит в труднодоступные соединения или сорбируется почвой, поэтому коэффициент использования фосфора из минеральных удобрений вдвое меньше, чем азота.

Динамика фосфора в сельскохозяйственном производстве весьма сложна. По имеющимся данным из общего количества этого элемента, израсходованного на выращивание корма для скота, 10% поступает человеку с мясными продуктами, 30 закрепляется в почве, а 60% смывается поверхностными водами с экскрементами животных. В итоге, современное интенсивное сельское хозяйство со-

провождается загрязнением поверхностных вод растворимыми соединениями фосфора и азота, которые накапливаются в конечных бассейнах стока, способствуя их эвтрофикации. Значительное количество азота и фосфора в доступной форме вызывает бурный рост водорослей и микроорганизмов. Кислород быстро расходуется на дыхание водорослей и окисление их обильных остатков, вскоре создается обстановка дефицита кислорода, погибают рыбы и другие водные животные, начинается их разложение с образованием сероводорода, аммиака и их производных. Эвтрофикацией поражены многие озера, в том числе Великие озера Северной Америки.

**Роль калия.** Одновременно с использованием азотных и фосфорных широко применяются калийные удобрения. С учетом данных Н. А. Быхова (1979) можно считать, что их производство в нашей стране с 1940 г. возросло более чем в 20 раз. В отличие от азота и фосфора, большая часть которых вывозится с урожаем, значительная часть калия возвращается в почву. Ежегодный вынос калия оценивается в  $\sim 50$ — $60$  кг/га. При внесении высоких доз калийных удобрений неблагоприятного действия калия не обнаружено, но в силу того, что значительная часть удобрений представлена хлоридами, часто сказывается воздействие ионов хлора, отрицательно влияющего на состояние почвы.

● Организация охраны почв при широком использовании минеральных удобрений должна быть направлена на сбалансированность вносимых масс удобрений с урожаем, с учетом конкретных ландшафтных условий и состава почвы. Внесение удобрений должно быть максимально приближено к тем стадиям развития растений, когда они нуждаются в массированном поступлении соответствующих химических элементов. Основная задача охранных мероприятий должна быть направлена на предотвращение выноса удобрений с поверхностным и подземным водным стоком и на недопущение поступления избыточных количеств вносимых элементов в продукцию сельского хозяйства.

**Применение ядохимикатов.** Серьезную проблему создает применение разнообразных ядохимикатов для борьбы с сорняками, вредителями и болезнями культурных растений. От сорняков и вредителей пропадает до 50% урожая. По данным ФАО, ежегодные потери во всем мире составляют 34% от потенциально возможной продукции и оцениваются в 75 млрд. долл. Пестициды сохраняют значительную часть урожая, поэтому их применение стало быстро внедряться в сельское хозяйство. По данным ФАО, с 1962 по 1970 г. мировое производство пестицидов увеличилось в 3,5 раза.

Однако вскоре были обнаружены многочисленные отрицательные последствия их применения. Уничтожая вредителей, они разрушают сложные экологические системы и способствуют гибели многих других животных. Некоторые ядохимикаты постепенно накапливаются по трофическим цепям, и поступая с продуктами питания в организм человека, могут вызывать опасные заболевания.

Некоторые биоциды воздействуют на генетический аппарат сильнее, чем радиация.

Попадая в почву, пестициды растворяются в почвенной влаге и переносятся с ней вниз по профилю, обладают способностью сорбироваться и десорбироваться твердой фазой почвы. Длительность нахождения пестицидов в почве зависит от их состава. Стойкие соединения сохраняются до 10 лет и более. На протяжении первого года сохраняется подавляющая часть применяемых пестицидов. Через 2—3 года в верхних 15 см почвы сохраняется более половины таких устойчивых соединений, как ДДТ.

Мигрируя с природными водами и переносясь ветром, стойкие пестициды распространяются на большие расстояния. Известно, что ничтожные следы пестицидов были обнаружены в атмосферных осадках на просторах океанов, на поверхности ледниковых щитов Гренландии и Антарктиды. В 1972 г. на территории Швеции с атмосферными осадками выпало ДДТ больше, чем его производили в этой стране.

● Охрана почв от загрязнения пестицидами предусматривает создание возможно менее токсичных и менее стойких соединений. Разрабатываются приемы уменьшения доз без снижения их эффективности. Очень важно сокращение авиационного распыления за счет наземного, так как при этом сильно уменьшается расход ядохимикатов, а также применение строго выборочной обработки.

Несмотря на принимаемые меры, при обработке полей пестицидами лишь незначительная их часть достигает объекта воздействия. Большая часть накапливается в почвенном покрове и природных водах. Важная задача — ускорить разложение ядохимикатов, распад их на нетоксичные компоненты. Установлено, что многие пестициды разлагаются под действием ультрафиолетового облучения, некоторые ядовитые соединения разрушаются в результате гидролиза. Однако наиболее активно разложение пестицидов осуществляют микроорганизмы. Почвенное органическое вещество, с одной стороны, аккумулирует ядохимикаты, адсорбируя их, с другой стороны, усиливает микробиологические процессы, направленные на разложение токсичных соединений.

В настоящее время во многих странах, в том числе в СССР, осуществляется контроль за загрязнением окружающей среды пестицидами. Все ядохимикаты разделяются на три группы: особо токсичные, к которым относятся ртутьсодержащие препараты; токсичные, представителями которых являются такие соединения, как ДДТ, хлорофос, карбофос, и слабо токсичные. Для пестицидов установлены нормы предельно допустимых концентраций в почве, которые составляют сотые и десятые доли мг/кг почвы (Г. В. Добровольский, Л. А. Гришина, 1984).

## 21.6. Охрана почв от промышленных и бытовых выбросов в окружающую среду

На протяжении двух последних столетий резко возросла производственная деятельность человечества. В сферу промышленного использования в нарастающем количестве вовлекаются разнообразные виды минерального сырья. Во всем мире добывается более 100 млрд. т полезных ископаемых, включая строительные материалы. Из расчета населения Земли в 4,6 млрд. человек на каждого приходится ежегодно более 20 т вещества, извлеченного из литосферы. В еще большей степени воздействие современного производства распространяется на гидросферу и атмосферу. В настоящее время люди расходуют на различные нужды 3,5—4,0 тыс. км<sup>3</sup> воды в год, т. е. около 10% суммарного стока всех рек мира. Одновременно в поверхностные воды поступают десятки миллион тонн бытовых, промышленных и сельскохозяйственных отходов, а в атмосферу промышленными предприятиями выбрасываются сотни миллион тонн газов и пыли. Производственная деятельность человека превратилась в глобальный геохимический фактор, который А. Е. Ферсман обозначил термином *техногенез*.

Производство минеральных удобрений с целью увеличения биологической продукции педосферы — пример техногенной деятельности человека, непосредственно направленной на почву. Однако на почвенный покров также влияют последствия производственных процессов, специально не направленных на почву. Особо важное значение имеют техногенные выбросы в атмосферу. Твердое вещество этих выбросов, представленное частицами от 10 мкм и крупнее, оседает вблизи от источников загрязнения, более мелкие частицы в составе газов переносятся на большие расстояния. Среди последних *приоритетным загрязнителем является сера*.

**Роль соединений серы.** Так как сера — постоянная примесь каменных и бурых углей, нефти, торфа, она выделяется в атмосферу при сжигании минерального топлива. Значительное количество окисленной серы выбрасывается в атмосферу при металлургических процессах, производстве цемента и др. Более 95% техногенных выбросов серы представлено оксидом серы (IV) SO<sub>2</sub>. Он быстро окисляется до SO<sub>3</sub>, который, соединяясь с водой, превращается в серную кислоту. Последняя очень быстро взаимодействует с аммиаком и трансформируется в сульфат аммония и другие сульфаты.

Сульфаты содержатся в атмосфере также в результате различных природных процессов и являются одним из главных минеральных компонентов дождевых вод. Выпадение сульфатов на почву составляет в пересчете на SO<sub>4</sub> в среднем 1,5—4 т/км<sup>2</sup> в год и не вызывает отрицательных последствий. Сера — необходимый элемент питания растений, входящий в состав белков и других органических веществ. По данным Л. А. Гршиной (1980), сельскохозяйственные культуры поглощают серу в количестве от 10 до 30 кг/га в год.

Совершенно иной эффект от поступления серы в виде SO<sub>2</sub>, сер-

нистой и серной кислоты. Оксид серы, проникая через устьица зеленых органов растений, вызывает снижение фотосинтетической активности растений и уменьшение их продуктивности. Сернистая и серная кислоты, выпадая с дождевой водой, поражают растительность. Присутствие  $\text{SO}_2$  в количестве 3 мг/л вызывает снижение pH дождевых вод до 4 и образование «кислых дождей». К счастью, его окисление до  $\text{SO}_3$  и нейтрализация серной кислоты в результате образования сульфатов происходит быстро. «Время жизни» системы  $\text{SO}_2$ — $\text{H}_2\text{SO}_4$  в атмосфере изменяется от нескольких часов до 6 дн. Тем не менее за это время агрессивные соединения серы могут переноситься с воздушными массами на десятки и сотни километров от источника загрязнения и выпадать в виде «кислых дождей». Известны многочисленные случаи переноса сернокислотных атмосферных осадков из промышленных районов ФРГ на территорию стран Скандинавии, что послужило поводом для дипломатических действий и обращения в Международный суд. Распространение осадков с повышенной кислотностью захватило также прибрежные районы Прибалтики.

Кислые дождевые воды повышают кислотность почв, подавляют деятельность почвенной микрофлоры, усиливают вынос из почвы элементов питания растений, загрязняют водоемы, поражают древесную растительность. В некоторой мере действие кислотных осадков может быть нейтрализовано известкованием почв.

Согласно данным И. И. Альтшуллера (1980), техногенные отходы  $\text{SO}_2$  во всем мире составляли (в млн. т) в 1970 г. более 100, в 1980 г. — около 250, в 2000 г. ожидается до 350—400 млн. т. Более 95% сернокислотного загрязнения приходится на Северное полушарие, где сосредоточена основная часть промышленного производства. В промышленных районах выпадение атмосферной серы в 10 раз больше, чем в неурбанизированных, — до 25—30 т/км<sup>2</sup>.

● Действенная охрана почв и биосферозов от сернокислотного загрязнения может быть осуществлена только путем оснащения предприятий газопылеуловительными приспособлениями, гарантирующими задержку  $\text{SO}_2$ . Это должно найти отражение в международном законодательстве об охране атмосферы. Одновременно необходим тщательный контроль за содержанием серной кислоты и pH в атмосферных осадках и почвах.

**Роль тяжелых металлов.** Не меньшую опасность для почвенного покрова представляют загрязнители, выпадающие вблизи от источника загрязнения. Именно так проявляется *загрязнение тяжелыми металлами* и мышьяком, которые образуют *техногенные геохимические аномалии*, т. е. участки повышенных концентраций металлов в почвенном покрове и растительности.

Металлургические предприятия ежегодно выбрасывают на поверхность педосферы сотни тысяч тонн меди, цинка, кобальта, десятки тысяч тонн свинца, ртути, никеля. Концентрация этих металлов в отходах металлообрабатывающих предприятий в тысячи и десятки тысяч раз больше, чем в природных почвах и грунтах. Тех-

ногенное рассеяние металлов происходит также и при других производственных процессах. По причине того, что сырье для изготовления фосфатных удобрений (фосфориты и апатитовая руда) содержит примеси меди, цинка, свинца и других металлов, эти элементы рассеиваются вокруг соответствующих заводов. Хлор-щелочное производство в США сопровождается сильным рассеянием ртути. В почвенном покрове вокруг цементных заводов образуются участки повышенного содержания свинца.

Мощным источником загрязнения почв и всей окружающей природной среды являются разнообразные установки для сжигания минерального топлива. В каменных углях и нефти присутствуют примеси тяжелых металлов. Так как сжигаются огромные массы топлива, этим путем происходит более интенсивное загрязнение почвенного покрова, чем при металлургическом производстве.

Количество тяжелых металлов, ежегодно вовлекаемых в процессы техногенеза, сопоставимо с их массами, участвующими в природных общепланетарных процессах миграции (табл. 58).

Техногенные аномалии вокруг производственных предприятий и индустриальных центров имеют протяженность от нескольких километров до 30—40 км в зависимости от мощности производства. Содержание металлов в почве, растительности, снеговом покрове довольно быстро уменьшается от источника загрязнения к периферии. Обнаружено, что это уменьшение происходит в степенной зависимости.

**Таблица 58. Сопоставление масс металлов, вовлеченных в техногенную и природную миграцию, тыс.т/год (по состоянию на 1975 г.)**  
(В. В. Добровольский, 1983)

Элемент	Годовая добыча	Выделение при сжигании каменного угля	Захват годовым приростом растительности суши	Вынос растворенных форм с речным стоком
Mn	8500	310	41400	370
Cu	6000	23	1700	260
Zn	4400	100	8600	740
Pb	2400	30	430	37
Cr	2000	37	310	37
Ni	560	10	350	74
Sn	180	3	69	19
Mo	73	4	100	37
Co	26	4	173	11
Cd	26	2,5	1	7,4
Ti	20	3200	5600	110
Ag	10	3	7	11
Hg	5,5	0,5	2	2,6
Zr	2	140	300	96

\* Без СССР и социалистических стран.

В пределах аномалии можно выделить две зоны. Первая, непосредственно примыкающая к источнику загрязнения, характеризуется сильным разрушением почвенного покрова, уничтожением растительности и животного мира. В этой зоне очень высокая концентрация металлов-загрязнителей. Во второй, более обширной зоне, почвы полностью сохранили свое строение, но микробиологическая деятельность в них угнетена. Распределение металлов-загрязнителей не подчиняется закономерностям, свойственным определенным типам почв и рассмотренным в гл. 9—18. Четко выражено увеличение содержания металла снизу вверх по профилю почв и наиболее высокое его содержание в самой наружной части профиля.

Главный источник *загрязнения свинцом* — автомобильный транспорт, что связано с добавками алкилов свинца в бензин для подавления детонации. С выхлопными газами свинец в форме дисперсных частиц оксидов, сульфатов, нитратов и других выбрасывается в воздух. Большая часть (80—90%) выбросов оседает вдоль автомагистралей на поверхности почв и растительности. Так образуются придорожные геохимические аномалии свинца, шириной в зависимости от интенсивности движения автотранспорта от нескольких десятков метров до 300—400 м и высотой до 6—8 м. Содержание свинца в почве и травянистой растительности в непосредственной близости от шоссе в странах Западной Европы и США измеряется десятками и сотнями микрограмм на 1 кг. В странах Западной Европы и в США в конце 70-х годов были введены ограничения на количество алкилсвинцовых добавок в бензин. В СССР преимущественно используются сорта бензина без добавок, поэтому свинцовое загрязнение менее сильно выражено.

Тяжелые металлы, поступая из почвы в растения и затем в организмы животных, обладают способностью постепенно накапливаться. Человек — последнее звено в этой цепи, поэтому загрязнение почвы тяжелыми металлами должно строго контролироваться. Наиболее токсичны ртуть, кадмий, свинец, мышьяк. Отравление ими вызывает тяжелые последствия. Менее токсичны цинк и медь, однако загрязнение ими почв подавляет микробиологическую деятельность и снижает биологическую продуктивность. Особенно сильно сказывается совместное действие многих загрязнителей: серной кислоты, ртути, свинца и др.

*Ограниченное распространение металлов-загрязнителей в биосфере в значительной мере обязано почве.* Большая часть легкоподвижных водорастворимых соединений металлов, поступая в почву, прочно связывается с органическим веществом и высокодисперсными глинистыми минералами. Закрепление металлов-загрязнителей настолько прочное, что в почвах старых металлургических районов Скандинавских стран, где около 100 лет назад прекратилась выплавка руд, высокое содержание тяжелых металлов и мышьяка сохраняется до сих пор. Следовательно, почвенный покров, педосфера выполняют роль глобального геохимического экрана, задер-

живающего значительную часть элементов-загрязнителей. Прочность закрепления убывает в ряду:  $Hg > Pb > Cu > Zn > Cd$ .

● Разумеется, защитная способность почв имеет свои пределы, поэтому охрана почв от загрязнения тяжелыми металлами является весьма актуальной задачей. Для сокращения поступления выбросов металлов в атмосферу необходим постепенный переход производства на замкнутые технологические циклы.

Контроль за загрязнением почв и окружающей природной среды в СССР осуществляется специальными службами Государственного комитета СССР по гидрометеорологии, Государственного комитета СССР по охране природы, Госагропрома и Министерства здравоохранения.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Наука о почве, созданная В. В. Докучаевым, качественно обогатила естествознание и раздвинула его границы, открыв путь к изучению взаимодействия факторов окружающей природной среды. По этой причине генетическое почвоведение, с одной стороны, предопределило возникновение биогеохимии, изучающей миграцию и распределение химических элементов между компонентами природы под влиянием процессов жизнедеятельности, а, с другой, — создало условия для развития ландшафтоведения и физической географии в целом.

Тесная взаимосвязь всех составных частей природы на поверхности суши получила свое выражение в почве — особом природном образовании, состоящем из неразрывно связанных живых и неживых компонентов. Это уникальное, по выражению В. И. Вернадского, «биокосное тело» тонко реагирует на изменение природных условий, что выражается в закономерном изменении его свойств и признаков. Базируясь на принципах генетического почвоведения, можно прогнозировать свойства почвы, изучив составные части окружающей природной среды, и, наоборот, на основании определения свойств почвы возможно дать характеристику природных условий. Столь высокая географическая информативность почвы обуславливает ее особо важное значение при географических исследованиях разного масштаба.

На глобальном уровне педосфера (почвенный покров Мировой суши) выступает как планетарный аккумулятор солнечной энергии и органического вещества, как регулятор циклического массообмена, благодаря которому поддерживается целостность биосферы. За исключением ледников и пустынь, в сумме занимающих около 20% территории планеты, почва почти сплошным плащом покрывает поверхность суши (около 120 млн. км<sup>2</sup>). В почве сосредоточено органического вещества столько же или даже больше, чем во всех живых организмах. Если фотосинтезирующие организмы, в основном наземные высшие растения, поддерживают существующее содержание свободного кислорода, то процессы, протекающие в почве, обеспечивают одно из необходимых условий фотосинтеза: присутствие в атмосфере CO<sub>2</sub>. В циклическом обмене углерода в системе атмосфера — растительность — почва ежегодно принимает

участие около 130 млрд. т углерода. Одновременно почвообразовательные процессы обеспечивают растительность необходимым количеством химических элементов в форме, доступной для усвоения растениями. О масштабах этой функции педосферы можно судить по тому, что в биологический круговорот на суше ежегодно вовлекаются миллиарды тонн азота, кальция, калия, сотни миллионов тонн фосфора и серы, десятки миллионов тонн тяжелых металлов. В педосфере также генерируются другие миграционные формы химических элементов, которые вовлекаются в общепланетарный цикл миграции между континентами и Мировым океаном.

Представление о миграционных потоках химических элементов, ежегодно обеспечиваемых педосферой; дается в табл. 59.

Такова роль педосферы в глобальном плане. Столь же ответственна роль почвы в самих мелких геосистемах (элементарных ландшафтах). В этом случае свойства почвы и почвообразовательные

Таблица 59. Массы некоторых химических элементов, ежегодно вовлекаемых в миграцию из педосферы, млн. т

Элементы	Биологический круговорот	Континентальный сток	
		растворимых форм	в составе твердых взвесей
Кальций	1600,0	2340,0	500,0
Калий	1200,0	60,0	285,0
Сера	590,0	150,0	60,0
Фосфор	340,0	2,0	11,4
Железо	35,0	0,25	950,0
Марганец	41,0	0,37	200
Цинк	8,6	0,74	5,9
Медь	1,7	0,26	1,2
Свинец	0,43	0,04	2,8

процессы обусловлены конкретными физико-географическими факторами: составом почвообразующих пород, биоклиматическими и гидрологическими условиями, рельефом. Каждый тип почвы находится в динамическом равновесии с условиями окружающей природной среды и, следовательно, не только испытывает ее воздействие, но и сам воздействует на нее. В первую очередь это проявляется через способность почвы обеспечивать развитие организмов-продуцентов. В частности, этим объясняется известный факт взаимной обусловленности типа почвы и типа растительности. Естественное плодородие есть не что иное, как хорошо отрегулированная система биологического круговорота в данных физико-географических условиях.

В силу того, что свойства каждого типа почв формируются под воздействием физико-географических условий, смена этих условий сопровождается изменением свойств почвы и появлением новых типов. Поэтому изучение генезиса неразрывно связано с географи-

ей почв, изучающей закономерности распространения типов почв в связи с физико-географическими условиями.

Наука о почве имеет не только выдающееся общенаучное значение, но также направлена на решение одной из наиболее актуальных проблем современности — обеспечение населения отдельных стран и планеты в целом продуктами питания. Выяснение почвообразующих процессов позволяет понять результаты и последствия хозяйственной деятельности и открывает путь к управлению сложными почвенными химическими, физико-химическими и биологическими процессами.

Население земного шара растет. С целью повышения плодородия почв все больше увеличиваются дозы минеральных удобрений. Искусственное включение химических элементов в биологический круговорот для повышения урожайности будет возрастать. По данным ЮНЕСКО, производство зерновых культур (пшеницы, ржи, кукурузы, риса и др.) во всем мире составляло около 1,2 млрд. т. Ежегодно в процессе уборки указанного количества зерновых люди удаляли из почвы 48 млн. т азота, 36 млн. т калия и 12 млн. т  $P_2O_5$ . С учетом всех других сельскохозяйственных культур эти массы значительно больше.

Выяснение общепланетарных земельных ресурсов, обнаружение неиспользованных резервов земледелия на разных континентах — актуальная задача почвенной и географической науки. Расчеты показывают, что рост народонаселения и производство продуктов питания могут быть сбалансированы при вовлечении в сферу сельского хозяйства значительных площадей, преимущественно находящихся на территории развивающихся стран. В то же время в технически развитых странах земельный фонд использован и на первое место выступают проблемы его охраны и эффективной эксплуатации.

Так как конкретным физико-географическим условиям соответствуют определенные типы почв со свойственными им особенностями, то каждому физико-географическому региону в соответствии с его почвенно-географическими условиями должен отвечать свой комплекс агроприемов и мелиоративных мероприятий.

Географическая конкретность земледелия приобретает особое значение в том случае, когда большая часть почв, пригодных для земледелия, уже распахана и увеличение продукции зависит от степени интенсивности сельскохозяйственного производства. С этой целью необходимо продолжить освоение научно обоснованных систем ведения хозяйства, расширить применение почвозащитных методов обработки земли, осуществить комплекс мер по увеличению плодородия.

Понимание процессов, протекающих в почве и способствующих или ухудшающих плодородие, понимание смысла мелиоративных и почвозащитных мероприятий, применительно к конкретным природно-географическим условиям нашей страны должно способствовать осуществлению поставленных задач.

# ЛИТЕРАТУРА

## Общие руководства к части 1

Глазовская М. А. Общее почвоведение и география почв. — М.: Высшая школа, 1981. — 398 с.

### К введению

Вернадский В. И. Страница из истории почвоведения//Научное слово. М., 1904. Кн. 6. С. 5—26.

Докучаев В. В. Русский чернозем//Избр. соч. — М.: Госсельхозиздат, 1948. Т. 1. С. 355—385.

Докучаев В. В. К учению о зонах природы//Соч. — М., Л.: Изд-во АН СССР, 1951. Т. VI. С. 596.

Качинский Н. А. Агронмия и почвоведение в Московском университете за 200 лет (1770—1970). — М.: Изд-во МГУ, 1970. С. 78.

Ковда В. А. Основы учения о почвах. — М.: Наука, 1973. Кн. 1. С. 47—80.

Полынов Б. Б. Развитие идей Докучаева в западноевропейской научной литературе//Избр. труды. — М.: Изд-во АН СССР, 1956. С. 597—606.

### К главе 1

Добровольский В. В. География и палеогеография коры выветривания СССР. — М.: Мысль, 1969. 273 с.

Парфенова Е. И. и Ярилова Е. А. Минералогические исследования в почвоведении. — М.: Изд-во АН СССР, 1962. 204 с.

Полынов Б. Б. Кора выветривания//Избр. труды. — М.: Изд-во АН СССР, 1956. С. 103—255.

Полынов Б. Б. Выветривание. Состав континентальных отложений//Избр. труды. — М.: Изд-во АН СССР, 1956. С. 256—283.

### К главе 2

Базилевич Н. И. и Родин Л. Е. Географические закономерности продуктивности и круговорота химических элементов в основных типах растительности Земли//Общие теоретические проблемы биологической продуктивности. — Л.: Наука, 1969. С. 24—33.

Вернадский В. И. Очерки геохимии//Избр. соч. — М.: Изд-во АН СССР, 1954. Т. 1. С. 54—58; «Химическое строение живого вещества». С. 191—198.

Гилларов М. С. Зоологический метод диагностики почв. — М.: Наука, 1965. 278 с.

Ковда В. А. Основы учения о почвах. — М.: Наука, 1973. Кн. 1. С. 99—126; 296—321.

Кононова М. М. Органическое вещество почвы. — М.: Изд-во АН СССР, 1963. 314 с.

Родин Л. Е. и Базилевич Н. И. Динамика органического вещества и биологический круговорот в основных типах растительности. — М., Л.: Наука, 1965. 226 с.

Орлов Д. С. Гумусовые кислоты почв. — М.: Изд-во МГУ, 1974. 333 с.

Чернов Ю. И. Природная зональность и животный мир. — М.: Мысль, 1975. 222 с.

### К главе 3

Гедройц К. К. Учение о поглотительной способности почв//Избр. соч. М., 1955. Т. 1. С. 241—384.

Горбунов Н. И. Минералогия и коллоидная химия почв. — М.: Наука, 1974. 292 с.

Горбунов Н. И. Почвенные коллоиды и их значение для плодородия. — М.: Наука, 1967. 159 с.

Возбуцкая А. Е. Химия почв. — М.: Высшая школа, 1964. 427 с.

Орлов Д. С. Химия почв. — М.: Изд-во МГУ, 1985. 375 с.

#### К главе 4

Волобуев В. Р. Введение в энергетику почвообразования. — М.: Наука, 1974. 127 с.

Йенни Г. Факторы почвообразования. — М.: ИЛ, 1948. 347 с.

Ковда В. А. Почвенный покров и биосфера//Природа. 1972. № 1. С. 47—55.

Родс А. А. Водный режим почв и его типы//Почвоведение. 1956. № 4. С. 1—23.

#### К главе 5

Глазовская М. А. Почвы мира. — М.: Изд-во МГУ, 1973. Т. II. С. 101—125.

Неуструев С. С. Элементы географии почв//Генезис и география почв. М.: Наука, 1977. Ч. I. С. 196—219.

Фридланд В. М. Структура почвенного покрова. — М.: Мысль, 1972. С. 64—73.

#### К главе 6

Докуцаев В. В. Разбор главнейших почвенных классификаций. Избр. соч. — М.: Госсельхозиздат, 1949. С. 163—199.

Захаров С. А. Курс почвоведения. — М., Л.: ГИЗ, 1927. С. 25—51.

Добровольский В. В. Введение в микроморфологию почв (практическое руководство). — М., 1973. С. 74.

#### К главе 7

Волобуев В. Р. Введение в энергетику почвообразования. — М.: Наука, 1974. 127 с.

Герасимов И. П. Абсолютный и относительный возраст почв//Почвоведение. 1969. № 5. С. 27—32.

Глазовская М. А. Почвы мира. — М.: Изд-во МГУ, 1972. Т. I. С. 207—226.

Глинка К. Д. Почвоведение. — М., Л.: Сельхозгиз, 1932. Ч. III. С. 289—291.

Ковда В. А. Общность и различия в истории почвенного покрова континентов//Почвоведение 1965. № 1. С. 3—29.

Ковда В. А., Основы учения о почвах. — М.: Наука, 1973. Кн. 1. С. 249—276; Кн. 2. С. 377—389.

#### К главе 8

Ковда В. А. Основы учения о почвах. — М.: Наука, 1973. Кн. 1, С. 11—20.

Ковда В. А. Биосфера, почвы и их использование//X Международный конгресс почвоведов. М., 1974. 128 с.

Ковда В. А. Советское почвоведение на службе продовольственной программы. — М.: Знание, 1983. 61 с.

Розанов Б. Г. Почвенный покров земного шара. — М.: Изд-во МГУ, 1977. С. 218—241.

#### Общие руководства к части 2

Глазовская М. А. Почвы зарубежных стран. — М.: Мысль, 1975. 350 с.

Добровольский Г. В., Урусевская И. С. География почв. — М.: Изд-во МГУ, 1984. 413 с.

Розанов Б. Г. Почвенный покров земного шара. — М.: Изд-во МГУ, 1977. 248 с.

## К главе 9

- Караванова Н. А.* Тундровые почвы Северной Якутии. — М.: Наука, 1969. С. 205.
- Васильевская В. Д.* Почвообразование в тундрах Средней Сибири. — М.: Наука, 1980. 235 с.
- Игнатенко И. В.* Почвы восточно-европейской тундры и лесотундры. — М.: Наука, 1979, 280 с.
- Ливеровский Ю. А.* Почвы СССР//Географическая характеристика. — М.: Мысль, 1974. 462 с.

## К главе 10

- Забоева И. В.* Почвы и земельные ресурсы Коми АССР. — Сыктывкар, 1975. 344 с.
- Морозова Р. М.* Запас и зольный состав лесных подстилок в еловых насаждениях//Почвенные исследования в Карелии. — Петрозаводск, 1974. С. 119—142.
- Наумов Е. М., Градусов Б. П.* Особенности таежного почвообразования на крайнем Северо-Востоке Евразии. — М.: Колос, 1974. 144 с.
- Ногина Н. А. и Уфимцева К. А.* Своеобразие почв и процессов почвообразования в областях распространения «вечной» мерзлоты//Генезис, классификация и картография почв СССР. — М.: Наука, 1964. С. 86—95.
- Пономарева В. В.* Биогеохимическая сущность подзолообразовательного процесса//Генезис, классификация и география почв (Тр. X Международного конгресса почвоведов). — М.: Наука, 1974. С. 118—124.
- Таргульян В. О.* Почвообразование и выветривание в холодных гумидных областях. — М.: Наука, 1971. 264 с.

## К главе 11

- Глазовская М. А.* Факторы дифференциации профиля суглинистых дерново-подзолистых почв/Генезис, классификация и география почв (Тр. X Международного конгресса почвоведов). — М.: Наука, 1974. С. 102—110.
- Добровольский Г. В.* Почвы речных пойм центра Русской равнины. — М.: Изд-во МГУ, 1968. 294 с.
- Добровольский Г. В., Урусевская И. С.* География почв. — М.: Изд-во МГУ, 1984. С. 187—208.

## К главе 12

- Ахтырцев Б. П.* Серые лесные почвы Центральной России. — Воронеж, 1979. 233 с.
- Герасимов И. П.* Почвы Центральной Европы и связанные с ними вопросы физической географии. — М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 112—121.
- Рубилин Е. В., Дологов В. А.* Серые лесные почвы провинций лесостепи европейской части СССР//Вестник Ленинградского ун-та. Сер. геол., геогр. 1968. Вып. 2. № 12. С. 97—106.
- Дюшофур Ф.* Основы почвоведения. Эволюция почв. — М.: Прогресс. С. 307—314.

## К главе 13

- Афанасьева Е. А.* Черноземы Средне-Русской возвышенности. — М.: Наука, 1966. С. 222.
- Докучаев В. В.* Русский чернозем. Избр. соч. — М.: Госсельхозиздат, 1948. Т. 1. С. 229—239.
- Черноземы СССР*/Отв. ред. В. М. Фридрих. — М.: Колос, 1974. С. 560.

## К главам 14 и 15

- Антипов-Каратаев И. Н.* Вопросы происхождения и географического распространения солонцов в СССР//Мелиорация солонцов в СССР. — М.: Изд-во АН СССР, 1953. С. 9—266.

Гедройц К. К. Осолодение почв. Избр. соч. — М.: Сельхозгиз, 1955. Т. 1 С. 458—491.

Гедройц К. К. Солонцы, их происхождение, свойства и мелнорапия//Избр соч. — М.: Сельхозгиз, 1955. Т. 3. С. 299—355.

#### К главе 16

Ковда В. А. Солончаки и солонцы. — М.: Изд-во АН СССР, 1937. 245 с.

Ковда В. А. Происхождение и режим засоленных почв. — М., Л.: Изд-во АН СССР, 1946. Т. 1. С. 568; 1947. Т. II. С. 375.

Лобова Е. В. Почвы пустынной зоны СССР. — М.: Изд-во АН СССР, 1960. 364 с.

#### К главе 17

Герасимов И. П. Очерки по физической географии зарубежных стран. — М.: Географгиз, 1959. С. 126—140.

Добровольский В. В., Урушадзе Т. Ф. Полицикличность выветривания и формирование красноземов Грузии//Биологические науки. 1987. № 9. С. 49—63.

Полынов Б. Б. Почвы областей Союза ССР со средиземноморским и влажным субтропическим климатом//Избр. труды. — М.: Изд-во АН СССР, 1956. С. 308—343.

Розанов А. Н. Сероземы Средней Азии. — М.: Изд-во АН СССР, 1951. 459 с.

Добровольский В. В. Кайнозойские коры выветривания Крыма//Коры выветривания и бокситовые месторождения. — М.: Наука, 1973. С. 76—90.

#### К главе 18

Глазовская М. А. Почвенно-географический очерк Австралии. — М.: Географгиз, 1952. 232 с.

Денисов И. А. Основы почвоведения и земледелия в тропиках (на примере тропической Африки). — М.: Колос, 1971. Ч. I. С. 256.

Добровольский В. В. Коры выветривания Восточной Африки//Известия АН СССР, 1971. Сер. геол. № 12. С. 34—43.

Зонн С. В. Почвообразование и почвы субтропиков и тропиков. — М., 1974. 250 с.

Добровольский В. В. Минералого-геохимические особенности черных почв Кении, Уганды и Танзании//Почвоведение. 1973. № 8. С. 14—25.

Добровольский В. В. Почвы коралловых островов Индийского океана//Биологические науки. 1985. № 12. С. 97—103.

#### К главе 19

Богатырев К. П. Фрагментарные (грубоскелетные) почвы и их место в общей классификации почв//Почвоведение. 1950. № 2. С. 19—28.

Розанов Б. Г. Почвенный покров земного шара. — М.: Изд-во МГУ, 1977. С. 71—79.

#### К главе 20

Глазовская М. А. Почвы мира. — М.: Изд-во МГУ, 1973. Т. II. Ч. I. С. 13—138.

Добровольский Г. В., Урушевская И. С. География почв. — М.: Изд-во МГУ, 1984. Ч. III. С. 371—390; Ч. IV. С. 391—409.

Розанов Б. Г. Почвенный покров земного шара. — М.: Изд-во МГУ, 1977. С. 218—241.

Всемирная хартия почв//Почвоведение. 1983. № 7. С. 7—11.

#### К главе 21

Гришина Л. А. Основы охраны почв. — М.: Изд-во МГУ, 1980. 100 с.

Добровольский Г. В., Гришина Л. А. Охрана почв — М.: Изд-во МГУ, 1985. 223 с.

Добровольский В. В. Проблемы геохимии в физической географии. — М.: Просвещение, 1984. С. 119—135.

## ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ \*

- Адсорбция** 69  
**Акобальтоз** 141  
**Актиомицеты** 47, 51 \*  
**Арктическая зона** 235  
**Арктические ландшафты** 150, 151  
 — почвы 133 \*, 150  
 — — генезис 152  
 — — распространение 151 \*  
 — — морфология 152  
 — — условия почвообразования 151, 152  
**Атоловые гумус-карбонатные песчаные почвы** 267  
 — мелαιο-гумус-карбонатные почвы 267
- Бактерии** 43—47, 57 \*, 63 \*  
 — автотрофные 45  
 — азотфиксирующие 46  
 — анаэробные 47  
 — арктических почв 152  
 — аэробные 47  
 — гетеротрофные 46, 47  
 — нитрифицирующие 45  
 — распределение в дерново-подзолистых почвах 174 \*  
 — — — черноземах 205 \*  
 — фотоавтотрофные 45  
 — хемавтотрофные 45  
 — содержание в почве 47 \*  
**Белоглазка** 114, 199, 212, 213 \* 214 \*, 229  
**Белковые вещества** 63 \*, 64  
**Бемит** 32  
**Биологический круговорот** 56, 58, 98, 125, 129, 139, 144, 165, 203  
**Биомасса** 52, 53, 83, 144, 160, 212, 228, 236, 257  
**Болезнь обработки** 140  
**Болезни зидемические** 148  
**Болота верховые** 179 \*  
 — низинные 179 \*, 180  
 — пойменные 182  
**Болотная торфяно-глеевая почва** 161 \*, 162  
**Болотно-луговые** 132 \*  
**Болотные верховые** 133 \*  
 — мерзлотные 133 \*  
 — почвы 9, 132 \*, 133 \*  
 — — строение профиля 181 \*  
**Буро-таежные** 166, 167
- Бурые карбонатно-фосфатные** 267  
 — лесные 121, 185 \*, 186 \*, 190, 192, 193, 281, 283, 284  
 — — строение профиля 191  
 — почвы 132 \*  
 — — использование 217  
 — — пустынно-степные 209, 211  
 — — генетические особенности 214—216)  
 — — распространение 210  
 — — строение профиля 213 \*  
 — — сухостепные, количество водорослей 50<sup>+</sup>
- Вертикальная зональность** 104, 269, 273, 274, 278  
**Вертисоли** 265  
**Верховодка** 92, 95  
**Водоросли** 49 \*, 50 \*, 57 \*, 63 \*  
 — арктических почв 152  
**Вторичное засоление** 293  
**Вулканические пеплы** 167  
**Выветривание (гипергенез)** 23—26, 28, 29, 31—33, 39, 83, 129, 248, 249, 252
- Галит** 32  
**Гаммады** 229  
**Геесты** 183  
**Гель** 71, 72  
**Генезис почв** 67, 115, 120, 218, 251, 257  
**Генетические горизонты** 109, 112, 118, 122, 156, 175, 162, 192, 200, 201, 244; 246, 271  
 — — солоды 224  
**Генетическое почвоведение** 8, 15, 17, 18, 20, 21  
**Геохимическое сопряжение** 106  
**Гидраргиллит** 32  
**Гидрогематит** 31  
**Гидрогетит** 31  
**Гидролитическая кислотность** 73  
**Гипс** 32  
**Глеподзолистые почвы** 280  
**Глеевые явления** 226  
**Глеевый горизонт** 157, 179, 180  
 — процесс 264  
**Глинистые минералы** 30, 68, 264  
**Годовой прирост** 53, 54

\* Звездочкой отмечены страницы, на которых помещены рисунки, таблицы, или выводы.

Горизонт вымывания (иллювиальный)  
111, 118, 178  
— вымывания 111  
Горизонтальная зональность 17, 108,  
274, 278.  
Горные почвы 268 \*, 279, 271  
Гранулометрический состав 34, 35, 42,  
176, 268 \*  
Грибы 48, 51 \*, 57 \*  
— распределение в дерново-подзоли-  
стых почвах 174 \*  
— — — черноземах 205 \*  
Гумус 66, 99, 116, 130, 144, 145, 156,  
157, 163, 181, 202—204 \*, 221, 224,  
232, 236, 240 \*, 246, 247 \*, 264, 293,  
294  
— арктических почв 152  
— грубый (мор) 62, 121, 161  
— каштановых почв 215 \*  
— компоненты 64  
— — гумин 65  
— — гуминовые кислоты 64—66 \*,  
73 \*, 119, 152, 163  
— — фульвокислоты 64, 66 \*, 152,  
163, 166  
— почв 62, 65, 66 \*, 67, 73 \*  
Гумусовый горизонт 110, 116, 179,  
206, 267, 289

Денудационная поверхность 251 \*,  
253 \*  
Дерново-глеевые насыщенные 133 \*  
Дерново-карбонатные 133 \*, 182, 183  
— строение профиля 171 \*—173  
Дерново-перегнойные полуболотные  
133 \*  
— субарктические 133 \*  
Дерново-подзолистые: 9, 47, 61, 66,  
118, 119, 121 \*, 137 \*, 140, 147, 174 \*,  
182, 187, 189, 190, 191, 280, 283, 294  
— количество водорослей 50  
— — микроорганизмов 44  
— поглощательная способность 76 \*  
— распределение молибдена 178 \*  
— распространение в СССР 170 \*  
— сильно выщелоченные 179 \*  
— содержание и состав гумуса 176 \*  
— строение профиля 171 \*  
Дерновые почвы 179 \*, 180, 226  
— кислые 157  
— лесные 133  
— — полуболотные 133 \*  
Десукация 92, 93, 95  
Дисперсионная среда 68  
Дисперсная фаза 68  
— система 68  
Дыхание почвы 52

Емкость поглощения 73, 78

Желтоземы 132 \*, 241, 283  
Живое вещество 42  
Журавчики 114, 199

Загрязнение тяжелыми металлами 300  
Золи (коллоидные растворы) 68, 72  
Зольные элементы 55, 56, 177 \*, 185  
Зона влажных субтропических лесов  
238  
— — — условия почвообразова-  
ния 238, 239  
— пустынь, использование почв 237  
— — условия почвообразования 228,  
229  
— смешанных лесов 169  
— — — почвы 169  
— — — — геохимическое сопряже-  
ние 179 \*  
— — — — использование 183  
— — — условия почвообразования  
170, 171  
— сухих и пустынных степей 209—  
211, 214  
— — — — условия почвообразо-  
вания 211, 212  
— — субтропиков 245  
— — субтропических лесов и кустар-  
ников 242  
— — — — — почвообразование  
242  
Зоомаасса 58, 59, 60 \*

Иодная недостаточность 148

Каменные кольца 152  
Кальцит 32  
Канкар 263  
Каолинитовый горизонт 249  
Карбонатные коры 255  
Катены 108  
Каштановые почвы 87, 100 \*, 130,  
132 \*, 209, 211, 214, 219, 280, 284  
— — поглощательная способность 76 \*  
— — практическое использование 216,  
217  
— — распределение меди 215 \*  
— — распространение 210  
— — содержание водорослей 49 \*  
— — — и состав гумуса 66 \*  
— — строение профиля 212, 213 \*  
Кислые бурые лесные 183  
— — таежные 166, 168  
— лесные неподзоленные 133 \*  
— — полуболотные 133 \*  
— песчаные 182  
Коагуляция 71, 72  
Коллоидная частица 69, 70 \*—72  
Комплексы почв 107

Кора выветривания 6, 24, 25, 30, 32, 251 \*

Коричневые почвы 242, 243, 280, 283

— — генетические особенности 244

Коэффициент биологического поглощения 123

— водной миграции 123—125

— увлажнения 96, 97

Красноземы 78, 118, 132 \*, 191, 238, 239, 283

— Аджарии, строение профиля 240

— поглотительная способность 78 \*

— содержание и состав гумуса 66 \*

Красноцветные отложения 252, 254

Кремнекислородные тетраэдры 26

Криогенез 152

Критическая глубина грунтовых вод 234

Ландшафты аридные 121

— дождевых тропических лесов 257

— — — условия формирования почв 257—259

— лиственных лесов 184

— луговых и лугово-разнотравных степей 193

— сельскохозяйственные, продуктивность 138 \*

Латеритные пащиды 252, 253 \*, 254 \*

— почвы 132 \*

Лессы 175, 191, 241, 258

Лесные почвы 130

Лигнин 63 \*, 64

Лишайники 49, 63 \*

Лугово-каштановые 219

Лугово-степные 169

Лугово-черноземные 219

Луговые 278 \*

Мангровые почвы 267

Марши 183

Мелиорация 12, 145, 293

Мерзлотно-таежные 133 \*

— железняные 167

— полуболотные 133 \*

Мертвое органическое вещество 52, 54, 55, 61, 66, 68, 177

Мертвый горизонт иссушения 95

Метасоматоз 25, 122, 176

Миграционные циклы 122, 126

Микроорганизмы 10, 84, 177

— роль в почвообразовании 43—48

Микориза 48

Микроэлементы 60, 61, 144, 145

Минералогические провинции 37

Минералогический состав 35—37, 42

Минералы 25

— гипергенные 29, 30, 177, 250

— — группы гидроксидов алюминия 32

— — — железа 31

— — — марганца 31, 32

— — карбонаты 32

— — кристаллическая структура 30

— — — аллофановидов 31

— — — гидрослюд 31

— — — глинистых минералов 30

— — — каолинита схема 30 \*

— — — монтмориллонита 30 \*, 31

— — — слюдяных минералов 31

— — опал 32

— — сульфаты и хлориды 32

— ионный радиус 26

— породообразующие 24, 36, 38, 250

— — кристаллохимическое строение 26, 27 \*—29

— — типы кристаллохимической структуры 27 \*

— — устойчивость при выветривании 26

Мирабилит 32

Мицелий 48

Многолетняя мерзлота 95, 155, 157,

159, 160, 166, 167

Мозаика почв 108

Модер 62

Мор 62

Муль 62

Наземно-болотные 132 \*

Непромывной режим 206

Новообразования 112, 113 \*—115, 121,

122, 130, 179, 182, 199, 200, 207,

212, 213 \*, 241, 243, 246, 247

— распространение 113 \*

Обменная кислотность 72, 73

Опад 53, 54, 56, 177, 185

Ополье 9, 182

Органические кислоты 64

Ортзанды 113

Ортштейны 113, 114 \*

Педосфера 122, 125, 286, 288

Пептизация 71

Пирролюзит 31

Плейстоценовые (четвертичные) отложения 33—37, 40, 41, 118, 197

— — — выветривание 130

— — — гранулометрический состав 34, 35 \*, 42

— — — покровные, лёсс 33, 36

— — — лёссовидные отложения 33, 36

— — — минералогический состав 35—37, 39

— — — отражательная способность 119, 120

- — — глинны 33
- — — суглинки 33
- — — химический состав 39, 40
- Плодородие 12, 137, 141, 142, 144, 287
- естественное 142
- почв обрабатываемых 137
- — целинных 137
- эффективное 142
- Поверхностно-глеево-подзолистая почва 161 \*, 162, 164, 166, 168
- Поглотительная способность 74
- биологическая 77
- — ионно-сорбционная (обменная) 75
- — механическая 75
- — молекулярно-сорбционная (физическая) 75
- — учение 75
- — химическая 77
- Подзолы 135, 162, 164, 165
- генетические особенности 162
- количество микроорганизмов 44
- иллювиально-гумусовые 161, 166, 168
- иллювиально-железистые 161, 168, 182
- — характеристика гумуса 163 \*
- — химический состав 163 \*
- Подзолистые почвы 11, 42, 73 \*, 119, 133 \*, 166, 168, 189, 268, 272, 280, 283
- — количество водорослей 50, 49
- полуболотные 133 \*
- светло-серые 132 \*
- содержание и состав гумуса 66 \*
- Подзолообразование 164
- Пойменные почвы 143, 180, 237
- — строение профиля 181 \*
- Польдеры 183
- Порозность (скважность) 38
- Почва, антропогенное загрязнение 287
- биогенность 42
- буферность 82
- водный баланс 96
- водоподъемная способность 89
- водопроницаемость 91
- воздействие человеческого общества 144
- влагоемкость 91
- — полевая 91
- — поливая 91
- генетические типы 131—134
- значение для народного хозяйства 12
- — — поисков месторождений 148
- — — человека 136
- и здравоохранение 147
- использование 4
- история изучения 15—22
- классификация 131, 135
- максимальная гнроскопичность 87
- методы изучения 13
- — — сравнительно-географический 13, 15
- — — стационарных исследований 13, 14
- микроморфология 120
- морфология 108, 128, 131
- насыщенная 76
- ненасыщенная 76
- отражательная способность (альбедо) 84, 119
- охрана 4
- подтипы 133, 134
- понятие 5, 7
- промерзание 85
- радиационный баланс 85
- разновидность 134
- свойства 37
- — объемная масса 38
- — плотность 37
- структурные отдельности 115—117 \*
- теории образования 23
- тепловой баланс 85, 96
- — режим 83, 84, 86
- теплоемкость 84
- теплообмен 96
- теплопроводность 85
- Почвенная область 276
- Почвенная провинция 275
- Почвенно-геохимические поля 276
- формации 277
- Почвенные комбинации 107, 108
- комплексы 225
- мозаики 108
- микроотдельности 122
- Почвенный воздух 79, 204
- — состав 79 \*
- — раствор 80, 83, 84, 204
- — активная реакция (актуальная кислотность) 81
- — осмотическое давление 81
- Природно-сельскохозяйственные зоны СССР 285 \*
- Прирусловый вал 180
- Притеррасная пойма 181
- Провинции биогеохимические 61, 148
- минералогические 40
- минерало-геохимические 40, 41
- соленакопления 234 \*
- Продуктивность биологическая 83 \*
- Промывной тип водного режима 93, 94 \*, 178
- Простейшие животные организмы 50
- Профиль древних кор 249
- Псевдомицелий 114
- Псилоделан 31

- Почвы автоморфные 106 \*, 109, 110 \*, 115, 121, 130, 171, 178, 179, 193, 216, 268, 274
- — смешанных лесов 173
  - — схема формирования генетических горизонтов 110 \*
  - — тип строения профиля 109, 110
  - арктундровые 152
  - борových террас 42
  - влажных (гумидных) областей 20
  - гидроморфные 106, 115, 147, 162, 168, 178, 274
  - — пустынь 228, 233, 236
  - — степей 217, 218
  - — морфологические особенности 218
  - — схема формирования генетических горизонтов 110 \*
  - — тип строения профиля 111, 112
  - — тропические 266
  - мира, современное использование 282 \*
  - плакорные 107
  - пустынной зоны 227, 228
  - речных доли 226, 227, 278 \*
  - субгумидных тропических ландшафтов 259—262
  - темиоцветные 182
  - тундровые 132 \*, 133 \*
  - фаціальность 275
  - ферритизированные 259
- Рассеянные химические элементы 40, 41, 60, 61 \*, 76, 77 \*, 140, 207, 216, 233, 238
- Рендзины 132 \*
- Ризосфера 47
- Роренштейны 113, 114 \*, 219
- Ряды увлажнения (гидроряды) 96, 97
- Сельскохозяйственные уголья планеты 146 \*
- Серо-бурые почвы 178 \*, 219
- — поглотительная способность 76
  - — пустынь 227 \*, 228, 230, 236, 237
  - — генетические особенности 230—232
  - — — строение профиля 229
  - — — распределение меди 233
- Сероземы 118, 137, 147, 245, 248
- — использование 248
  - — пустынь 227 \*
  - — светлые 119
  - — содержание и состав гумуса 66 \*
  - — строение профиля 246
  - — типичные 246
- Серые почвы 121, 132 \*
- — лесные 9, 118, 119, 121, 133, 182, 184, 186, 187, 188 \*—190, 200, 283, 284
  - — генетические особенности 187
  - — глеевые 133 \*
  - — использование 190
  - — поглотительная способность 76 \*
  - — происхождение 190
  - — распределение меди 189 \*
  - — распространение 185, 190
  - — содержание и состав гумуса 66 \*
  - — строение профиля 186 \*
  - — условия почвообразования 184
- Смолиницы (смоницы) 245
- Содовое засоление 293
- Солоди 218, 225 \*, 228
- — строение профиля 219, 224
- Солонцеватые почвы 219
- Солощи 118, 135, 145, 216, 218—220, 225, 226
- — вторичные 132 \*
  - — строение профиля 218
- Солончаки 137, 216, 218, 223, 225, 228, 233, 235, 236, 238, 267, 278 \*
- — Голодной степи, солевой профиль 235 \*
  - — корковые 119
- Сочетания почв 107
- Степень насыщенности 73, 76
- Структура почвенного покрова 107
- Субтропический пояс 238
- — почвы 238
- Таежно-лесные (таежные) ландшафты 169, 217
- — почвы 161
  - — — морфологические особенности 161
  - — — распространение 158, 159 \*
  - — — условия почвообразования 159, 160, 165—168
- Таежно-мерзлотные ожезненные почвы 166
- — эффективное использование почв 169
  - — Центральной и Восточной Сибири 165
- Такеры 228, 229, 236, 237, 238, 278 \*
- — распространение в Западной Туркмении 237
  - — содержание водорослей 49 \*
- Темно-каштановые, количество водорослей 50
- Темно-серые 132 \*
- Терморяды 96, 97
- Техногенные химические аномалии 300
- Тип водного режима 95
- — — выпотной 95.
  - — — застойный 95
  - — — мерзлотный (криогенный) 95

— — — непромывной 94 \*  
— — — промывной 93, 94 \*  
Типичные подзолистые почвы 166  
Торфяники полигональные 157  
Торфянистый горизонт 156  
Торфянисто-болотные почвы 133\*, 183  
— — содержание водорослей 49 \*  
Торфянисто-перегноино-глеевые 179 \*,  
180, 225 \*  
Торфянисто-подзолисто-глеевые 179 \*  
— строение профиля 171 \*, 172  
Тропические ландшафты сезонного ат-  
мосферного увлажнения 259  
— — — — почвы 259  
Тропический пояс 248  
— — особенности почвообразования  
256—257  
— — условия почвообразования 248,  
249  
Тундрово-болотные почвы 133 \*, 157  
Тундрово-глеевые 156, 157  
Тундрово-мерзлотные 133 \*  
Тундрово-мерзлотно-болотные 133 \*  
Тундровые ландшафты 150, 153, 155,  
235  
— почвы 150, 153  
— — использование 158  
— — кислые бурые 155, 156  
— — охрана 158  
— — распределение меди по профи-  
лю 156 \*  
— — распространение 151 \*  
— — условия образования 153—155  
Тундровые солончаки 133 \*, 157

## Углеводы 63, 64

Факторы почвообразования 7—9, 11—  
13, 20, 21, 23, 41, 123, 131, 137, 195,  
273, 274  
— — воды (почвенные и грунтовые)  
8, 11  
— — время 8, 11, 127—129  
— — горных почв 268  
— — климат 8, 10, 11, 20, 82  
— — значение мега- и макрорельефа  
103  
— — — мезо- и микрорельефа 104—  
106 \*—108  
— — почвообразующие породы 8, 9,  
20, 23, 33  
— — растительность 144  
— — животные организмы 8, 9, 10  
— — рельеф 8, 11, 20, 103  
— — учение 8  
— — взаимосвязь 18  
Ферралитные почвы 258, 259  
Ферралсоли 136

Формы воды 86  
— — гигроскопическая 88, 91, 92  
— — парообразная 87  
— — свободная 89  
— — свободная гравитационная 91  
— — — капиллярная 89, 92  
— — — сорбционно связанная 87  
— — — пленочная (рыхлосвязанная)  
88, 89, 91  
— — химически связанная (кристал-  
лизационная) 87  
Фотосинтез 52  
Фрагментарные почвы 270, 271 \*

## Хемосинтез 45

## Центральная пойма 181

Чернозем(ы, ные почвы) 10, 47, 73 \*,  
101, 120, 132 \*, 135, 136, 190, 193,  
202, 214, 216, 219, 276, 280, 283—  
285, 294  
— генетические особенности 200  
— гумусовый горизонт 118  
— значение 209  
— количество водорослей 50  
— — микроорганизмов 44  
— морфологические особенности 198  
— поглотительная способность 76 \*  
— распределение 194 \*  
— теории образования 194, 195  
— условия образования 195—198  
Черноземно-луговые почвы 130  
Черноземы выщелоченные 198, 199 \*,  
200, 204, 207  
— луговые 208  
— мощные 42, 119  
— — содержание и состав гумуса  
66 \*  
— обыкновенные 119, 133 \*, 200,  
202 \*, 225 \*  
— — содержание и состав гумуса 66 \*  
— оподзоленные 200, 201  
— сверхмощные 130  
— солонцеватые 201  
— типичные 133 \*, 197, 201 \*, 202 \*,  
206 \*, 207 \*, 209  
— — строение профиля 198, 199 \*  
— — южные 105 \*, 119, 200, 208, 275  
Черные тропические почвы 263, 264  
— — — распространение 265, 266

## Энергия почвообразования 127

Эрозия 99  
— ветровая 100, 101, 103, 288—290  
— водная 288, 290  
— линейная 102, 103  
— плоскостная 101, 288, 289

*Terra rossa* 243, 244

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие . . . . .	3
Введение . . . . .	5
Понятие о почве . . . . .	5
Факторы почвообразования . . . . .	8
Значение изучения почвы для народного хозяйства . . . . .	12
Методы изучения почвы . . . . .	13
Значение докучаевского почвоведения для физической географии . . . . .	14
Краткий обзор истории изучения почвы . . . . .	15
<b>Часть 1. Основы теории образования и географии почв . . . . .</b>	<b>23</b>
<b>Глава 1. Выветривание. Почвообразующие породы и минеральная часть почвы . . . . .</b>	<b>23</b>
1.1. Понятие о выветривании (гипергенезе) горных пород . . . . .	23
1.2. Кристаллохимическая структура минералов, слагающих горные породы, и их устойчивость при выветривании . . . . .	26
1.3. Гипергенные минералы и коры выветривания . . . . .	29
1.4. Континентальные плейстоценовые отложения как основные почвообразующие породы . . . . .	33
1.5. Гранулометрический (механический) состав почвообразующих пород и почв . . . . .	34
1.6. Минералогический состав плейстоценовых отложений . . . . .	35
1.7. Общие физические и физико-механические свойства почвы . . . . .	37
1.8. Химический состав плейстоценовых отложений . . . . .	39
1.9. Редкие и рассеянные химические элементы в плейстоценовых отложениях . . . . .	40
1.10. Влияние почвообразующих пород на географию почв . . . . .	41
<b>Глава 2. Биологические факторы почвообразования и органическая часть почвы . . . . .</b>	<b>42</b>
2.1. Роль микроорганизмов в почвообразовании . . . . .	43
2.2. Роль высших растений в почвообразовании . . . . .	52
2.3. Участие животных в почвообразовании . . . . .	58
2.4. Микроэлементы в растительных и животных организмах . . . . .	60
2.5. Органическая часть почвы . . . . .	61
2.6. Географические закономерности распределения гумусовых веществ в почвах . . . . .	65
<b>Глава 3. Высокодисперсная часть и поглотительная способность почвы. Химический состав газовой и жидкой фаз почвы . . . . .</b>	<b>67</b>
3.1. Дисперсные системы и строение коллоидной частицы . . . . .	68
3.2. Высокодисперсная часть почвы . . . . .	72
3.3. Поглотительная способность почвы . . . . .	74
3.4. Значение высокодисперсной части почвы . . . . .	77
3.5. Почвенный воздух . . . . .	79
3.6. Почвенный раствор . . . . .	80

<b>Глава 4. Климат и почвообразование. Тепловой и водный режимы почв</b> . . . . .	82
4.1. Тепловой режим и тепловые свойства почвы . . . . .	83
4.2. Состояние и формы воды в почве . . . . .	86
4.3. Водный баланс и типы водного режима почвы . . . . .	92
4.4. Связь гидротермических условий с почвообразованием . . . . .	96
4.5. Влияние атмосферной миграции вещества на почву . . . . .	98
4.6. Эрозия почв . . . . .	99
<b>Глава 5. Значение рельефа в образовании и географии почв</b> . . . . .	103
5.1. Значение форм мега- и макрорельефа . . . . .	103
5.2. Значение форм мезо- и микрорельефа . . . . .	104
5.3. Понятие о структуре почвенного покрова . . . . .	107
<b>Глава 6. Морфология почвы</b> . . . . .	108
6.1. Почвенный профиль . . . . .	109
6.2. Новообразования . . . . .	112
6.3. Структурность почв . . . . .	115
6.4. Цвет почвы . . . . .	118
6.5. Включения . . . . .	120
6.6. Микроморфология почвы . . . . .	120
<b>Глава 7. Общие черты почвообразования. Классификация почв</b> . . . . .	122
7.1. Геохимия и энергетика почвообразования . . . . .	122
7.2. Роль времени в почвообразовании. Развитие процессов почвообразования и выветривания . . . . .	127
7.3. Классификация почв . . . . .	131
<b>Глава 8. Значение почвы для человеческого общества</b> . . . . .	136
8.1. Плодородие почвы. Почва как средство и продукт труда . . . . .	137
8.2. Влияние человека на почвенный покров . . . . .	143
8.3. География почв и земледелие . . . . .	146
8.4. Значение почвы для других областей деятельности человеческого общества . . . . .	147
<b>Часть 2. Обзор распространенных типов почв</b> . . . . .	150
<b>Глава 9. Почвы арктических и тундровых ландшафтов</b> . . . . .	150
9.1. Почвы арктических ландшафтов. Общие условия почвообразования . . . . .	151
9.2. Характеристика почв . . . . .	152
9.3. Почвы тундровых ландшафтов. Общие условия почвообразования . . . . .	153
9.4. Характеристика почв . . . . .	155
9.5. Использование и охрана тундровых почв . . . . .	158
<b>Глава 10. Почвы таежно-лесных ландшафтов</b> . . . . .	158
10.1. Общие условия почвообразования . . . . .	159
10.2. Морфологические особенности почв таежных лесов европейской части СССР . . . . .	161
10.3. Генетические особенности подзолов . . . . .	162
10.4. Почвообразование в таежных ландшафтах Центральной и Восточной Сибири . . . . .	165
10.5. Некоторые черты географии почв таежно-лесной зоны . . . . .	168
10.6. Народнохозяйственное значение почв таежной зоны . . . . .	169
<b>Глава 11. Почвы смешанных лесов</b> . . . . .	169
11.1. Общие условия почвообразования . . . . .	170
11.2. Морфологические особенности автоморфных почв смешанных лесов европейской части СССР . . . . .	171

11.3. Генетические особенности автоморфных почв смешанных лесов	173
11.4. Гидроморфные почвы зоны смешанных лесов европейской части СССР	178
11.5. Особенности географии почв зоны смешанных лесов	182
11.6. Использование в земледелии почв зоны смешанных лесов	183
<b>Глава 12. Почвы лиственных лесов</b>	<b>184</b>
12.1. Серые лесные почвы. Общие условия почвообразования	184
12.2. Морфологические особенности	186
12.3. Генетические особенности	187
12.4. Особенности географии и сельскохозяйственного использования почв лиственных лесов	190
12.5. Бурые лесные почвы	190
12.5.1. Генетические и морфологические особенности	191
<b>Глава 13. Почвы луговых и лугово-разнотравных степей</b>	<b>193</b>
13.1. Общие условия почвообразования	195
13.2. Морфологические особенности черноземов	198
13.3. Генетические особенности черноземов	200
13.4. Зональные и региональные особенности черноземов	207
13.5. Народнохозяйственное значение черноземов	209
<b>Глава 14. Почвы сухих и пустынных степей</b>	<b>209</b>
14.1. Общие условия почвообразования	211
14.2. Морфологические особенности автоморфных почв сухих и пустынных степей	212
14.3. Генетические особенности каштановых и бурых пустынно-степных почв	214
14.4. Особенности географии почв сухих степей и их практического использования	216
<b>Глава 15. Гидроморфные почвы степей</b>	<b>217</b>
15.1. Морфологические особенности гидроморфных почв	218
15.2. Генетические особенности солонцов и солодей	219
15.3. Почвенные комплексы степных западин	225
15.4. Почвы речных долин	226
<b>Глава 16. Почвы пустынь</b>	<b>227</b>
16.1. Общие условия почвообразования	228
16.2. Морфологические особенности автоморфных почв пустынь	229
16.3. Генетические особенности серо-бурых почв	230
16.4. Гидроморфные почвы пустынь	233
16.5. Особенности народнохозяйственного использования почв пустынной зоны	237
<b>Глава 17. Распространение почвы субтропического пояса</b>	<b>238</b>
17.1. Красноземы и желтоземы влажных субтропических лесов	238
17.2. Коричневые почвы сухих субтропических лесов и кустарников	242
17.3. Сероземы сухих субтропиков	245
<b>Глава 18. Краткий обзор почв тропического пояса</b>	<b>248</b>
18.1. Древние гипергенные образования тропической территории	248
18.2. Общие особенности тропического почвообразования	255
18.3. Почвы ландшафтов дождевых (постоянно влажных) тропических лесов	257
18.4. Почвы тропических ландшафтов сезонного атмосферного увлажнения	259
18.5. Тропические почвы сезонного грунтового увлажнения	262
18.6. Гидроморфные тропические почвы	266
18.7. Почвы океанических островов и побережий	267

Глава 19. Характерные черты почв горных стран . . . . .	
19.1. Понятие о структуре вертикального почвенного покрова горных стран . . . . .	
19.2. Особенности морфологии горных почв . . . . .	
19.3. Специфические почвы горных стран . . . . .	
Глава 20. География почв и земельные ресурсы . . . . .	
20.1. Основные закономерности географического распределения почв . . . . .	
20.2. Распространение главных групп почв . . . . .	
20.3. Земельные ресурсы Мира и СССР . . . . .	
Глава 21. Охрана почв . . . . .	
21.1. Механическое разрушение почв и меры по его предотвращению . . . . .	
21.2. Рекультивация почв, нарушенных хозяйственной деятельностью . . . . .	
21.3. Охрана почв от вторичного засоления . . . . .	
21.4. Охрана гумусного состояния почв . . . . .	
21.5. Химизация сельского хозяйства и меры по ее предотвращению . . . . .	
21.6. Охрана почв от индустриального загрязнения окружающей среду . . . . .	
Заключение . . . . .	
Литература . . . . .	
Предметный указатель . . . . .	

Учебно-

Добровольский Вс

## ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ С ОС

Редактор *М. М. Пенкина*. Младшие редакторы *В. Н. Хомяков*. Художественный редактор *Т. Д. Гарина*. Корректоры *И. В. Иванова*, *Л. А. Иванова*.

ИБ

Изд. № Е—529. Сдано в набор 05.10.88. Подготовлено в Бум. офс. № 2. Гарнитура литературная. 19,6 усл. кр.-отт. 22,14 уч.-изд. л. Тираж 1000 экз.

Издательство «Высшая школа», 101430, Москва, ул. Мясницкая, 20.

Московская типография № 8 Союзполнграф по делам издательств, полиграфии и книжного дела. Печать на бумаге.

орных областей . . . . .	268
кальной зональности (поясности)	
ран . . . . .	269
ных почв . . . . .	270
стран . . . . .	272
ые ресурсы Мира . . . . .	273
графии почв . . . . .	273
п почв . . . . .	279
ССР . . . . .	281
. . . . .	286
ивенного покрова и почвоохранные	
. . . . .	288
ных промышленностью и строитель-	
. . . . .	291
асоления . . . . .	292
почв . . . . .	293
а и охрана почв . . . . .	294
ных и бытовых выбросов в окру-	
. . . . .	299
. . . . .	304
. . . . .	307
. . . . .	311

е издание

еволод Всеволодович

## НОВАМИ ПОЧВОВЕДЕНИЯ

оры *Е. В. Бурова, Е. И. Попова.* Художник  
 о *Т. А. Коленкова.* Технический редактор  
 ктор *В. В. Кожуткина*

№ 8047

л. в печать 13.02.89. Т—05034. Формат 60×88<sup>1</sup>/<sub>16</sub>.  
 Печать офсетная. Объем 19,6. усл. печ. л.  
 ж 15 000 экз. Зак. № 732. Цена 1 р. 10 к.

Москва, ГСП-4, Неглиная ул., д. 29/14.

фпрома при Государственном комитете СССР  
 й торговли. 101898. Москва. Центр. Хохловский  
 р., 7.