

М. А. Глазовская

ПОЧВЫ МИРА

Издательство МГУ

М. А. ГЛАЗОВСКАЯ

ПОЧВЫ МИРА

ОСНОВНЫЕ СЕМЕЙСТВА И ТИПЫ ПОЧВ

*Допущено Министерством высшего и
среднего специального образования СССР
в качестве учебного пособия для студентов
географических факультетов университетов*

ИЗДАТЕЛЬСТВО
МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА
1972

УДК 631.41

ПРЕДИСЛОВИЕ

В программе курсов «Основы почвоведения и география почв», «Почвы мира», «Почвы зарубежных стран», читаемых в различном объеме на географических и биолого-почвенных факультетах университетов и на естественногеографических факультетах педагогических институтов, значительное место занимает обзор типов почв.

В имеющихся руководствах по почвоведению и географии почв подробно описаны типы почв, которые широко распространены в СССР. Почвам зарубежных стран отводится значительно меньше места. Между тем знание почв мира на современном уровне науки имеет не только большое общеобразовательное значение для географов и почвоведов, но и все в большей степени практическое, так как многие специалисты по окончании вузов или аспирантуры работают в развивающихся странах Азии, Африки, Латинской Америки, где ведут исследования, а часто выступают и в роли консультантов по картографии почв, почвенно-ирригационным исследованиям, изучению природных ресурсов в целом, и в том числе почвенных. За последнее десятилетие появилось много новых сведений о генезисе, свойствах и географии почв территорий, о почвенном покрове которых еще в недавнее время было известно очень мало.

Существенно углубились и уточнились представления о почвах издавна изучаемых территорий, например Западной Европы и Северной Америки. Появились новые материалы о почвах Африки. Советскими почвоведомы выполнены фундаментальные исследования почв в странах муссонной тропической Юго-Восточной Азии и Ближнего Востока, изучены почвы Кубы, получены материалы наблюдений и исследований советских ученых на различных континентах мира.

Применение докучаевского генетического метода, широкий сравнительно-географический анализ наблюдаемых явлений позволили углубить представления о генезисе почв субтропических и тропических стран с позиций русской и советской школ почвоведения.

Большинство материалов о почвах мира не вошли еще ни в одно из учебных руководств.

Таким образом, необходимость создания нового учебного руководства о почвах мира явно назрела и обусловлена всеми выше

названными причинами. Настоящее учебное пособие имеет целью восполнить этот пробел.

Рассмотрение новых материалов с позиций докучаевского почвоведения и учения о геохимии ландшафтов позволило автору прийти к ряду обобщений. В первой и второй главах книги, посвященных теории почвообразовательного процесса и общим принципам классификации почв, показана общая схема почвообразования и основные направления почвообразовательного процесса, с которым связано формирование семейств и типов почв. В последующих главах дается систематическое описание основных широко распространенных семейств и связанных с ними типов почв. Рассматриваются условия образования и генетические особенности, описывается макро- и микроморфология почвенного профиля, приводятся характеристика основных физико-химических и химических свойств почв и общая характеристика их плодородия, показаны системы использования почв. Распространение отдельных семейств почв на земном шаре иллюстрируется серией схематических карт.

Все эти сведения представляют собой необходимую теоретическую основу для второй, основной части курса «Почвы мира», в которой излагаются общие и региональные закономерности географии почв и дается описание почвенного покрова континентов.

В процессе работы над книгой автор имел удовольствие воспользоваться ценными рекомендациями и замечаниями Е. В. Рубилина, Н. Б. Вернандер, Г. М. Игнатьева. Автор искренне благодарит их за внимание, оказанное этой книге, и труд по ее рецензированию.

ГЛАВА I

ПОЧВООБРАЗОВАТЕЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ И ГЕНЕТИЧЕСКИЙ ПРОФИЛЬ ПОЧВ

ОБЩАЯ СХЕМА ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ

Почвообразовательный процесс представляет собой совокупность явлений, совершающихся под влиянием солнечной энергии в поверхностном слое земной коры при взаимодействии живых организмов и продуктов их распада, с одной стороны, и минеральных соединений горных пород, воды и воздуха — с другой. Поглощение живыми организмами минеральных веществ из окружающей среды и выделение ими в процессе жизни различных органических и минеральных соединений, воздействующих на эту среду и изменяющих ее, — два главных противоположных и взаимосвязанных комплекса биохимических, химических, физических, физико-химических процессов, которые в своем единстве составляют сущность любого почвообразовательного процесса.

Можно назвать следующие пары противоположно направленных частных процессов, свойственных почвообразованию (элементов почвообразования, по А. А. Роде):

1. а) поглощение живыми организмами из почвы минеральных соединений и синтез органического вещества;

б) выделение живыми организмами в почвенный раствор и почвенную атмосферу органических и минеральных соединений.

2. а) разложение и минерализация органических остатков;

б) синтез из органических и минеральных соединений гумусовых веществ почвы.

3. а) подкисление почвенных растворов органическими кислотами, продуцируемыми организмами при жизни, освобождающимися после отмирания и образующимися при гумификации;

б) нейтрализация почвенных растворов при обменных реакциях водорода органических кислот с основаниями, освобождающимися при минерализации органических остатков и разложении первичных минералов.

4. а) разрушение первичных минералов почвообразующей породы;

б) синтез вторичных минералов и органоминеральных комплексов.

5. а) коагуляция органических, органоминеральных и минеральных коллоидов, образование устойчивых агрегатов;

б) пептизация почвенных коллоидов, разрушение агрегатов, перемещение вещества в форме коллоидальных растворов по профилю почв.

6. а) гидратация минеральных соединений;

б) дегидратация их.

7. а) окислительные процессы, идущие при свободном доступе кислорода в почвенную толщу или отсутствии дефицита кислорода в почвенных водах;

б) восстановительные процессы при постоянном или периодическом застое влаги и недостатке кислорода.

8. а) преимущественное движение растворов вверх и накопление подвижных соединений в верхней части профиля;

б) движение растворов вниз, растворение и вынос подвижных соединений.

9. а) поглощение элементов органоенов живыми организмами и биогенное накопление их в верхних горизонтах почв;

б) растворение и вынос элементов биогенной аккумуляции.

10. а) адсорбция почвенными коллоидами и поглощение живущими в почве живыми организмами газов почвенной атмосферы;

б) десорбция газов, выделение газов в процессе дыхания и при разложении растительных остатков.

11. а) дифференциация почвенного профиля и формирование различных по составу и свойствам генетических горизонтов;

б) нарушение строения почвенного профиля при физико-механических деформациях в результате деятельности почвенных животных и перемещениях почвенной массы.

На рис. 1 показаны названные выше частные почвообразовательные процессы и их участие в формировании твердой, жидкой и газообразной фаз почвы.

ЦИКЛИЧЕСКИЙ И ПОСТУПАТЕЛЬНЫЙ ХАРАКТЕР ПОЧВООБРАЗОВАТЕЛЬНЫХ ПРОЦЕССОВ

Почвообразовательный процесс имеет циклический характер и различные вещества, присутствующие в нем, неоднократно переходят из одной фазы в другую: из живого вещества в раствор и в почвенный воздух, из последних в твердую фазу почвы, далее они могут снова перейти в жидкую или газовую фазу, быть вновь поглощенными живыми организмами, многократно перемещаться вверх и вниз по профилю и т. д. Однако эти циклы, как и все природные процессы, не замкнуты. Ряд превращений идет для данного почвообразовательного процесса необратимо. Часть вещества может удаляться из сферы данной почвы с нисходящими токами

почвенных растворов и выносятся в грунтовые воды, часть растворимых соединений — из растительного наземного опада и верхних горизонтов почв с поверхностным стоком. Первичные минералы в процессе почвообразования необратимо замещаются вторичными, коллоидальные осадки дегидратируются, кристаллизуются и необратимо теряют свои коллоидальные свойства. Часть веществ, перемещенных в пределах профиля, теряет подвижность, аккумулируется в определенных горизонтах. Часть газообразных продуктов уходит из почвы и поступает в наземную атмосферу.

В почвы могут поступать извне отдельные элементы и их соединения: атмосферная влага, переходя в конституционную, связывается минералами; с осадками в почвы приносится также ряд растворенных в них соединений и, что особенно важно, — азота. Микроорганизмы-азотификсаторы усваивают все новые порции атмосферного азота и переводят его в органическое вещество почв. Зеленые растения ассимилируют углекислоту. Таким образом почва пополняется новыми элементами.

В почвах, образующихся при воздействии грунтовых или делювиальных вод, к указанным процессам прибавляется накопление веществ, которые приносятся с этими водами. В одних случаях эта аккумуляция может происходить при испарении вод, повышении концентрации растворов и выпадения части растворенных веществ в твердую фазу. Таким путем обычно накапливаются в почвах легкорастворимые соли, подвижные соединения кремнезема.

В других случаях осаждение растворенных веществ, приносимых со стороны, может происходить в результате изменения окислительно-восстановительных условий. Именно так (переход закисного железа в окисное) происходит образование в гидроморфных почвах ожелезненных горизонтов.

В результате этих длительных необратимых процессов почвенная толща дифференцируется на генетические горизонты; каждый горизонт имеет различные химический состав, физические и физико-химические свойства и различную степень насыщенности живым веществом; формируются горизонты аккумуляции органического вещества, метаморфические, гидрогенной аккумуляции и др.

По мере дифференциации почвенного профиля и формирования горизонтов процесс почвообразования все более и более усложняется. Вместо первоначальной однородной среды он протекает в пределах существенно разнородных сред, с различными щелочно-кислотными, окислительно-восстановительными условиями, различным газовым и гидротермическим режимами. Развитие генетических горизонтов — это следствие почвообразования, но в то же время это и причина дальнейшего, направленного поступательного течения процесса почвообразования в сторону все большего его усложнения.

ЗНАЧЕНИЕ В ФОРМИРОВАНИИ ПОЧВЕННОГО ПРОФИЛЯ ПОЛОЖЕНИЯ ПОЧВЫ В ГЕОХИМИЧЕСКОМ ЛАНДШАФТЕ

Со времен возникновения докучаевского почвоведения существует понятие о группах, или рядах почвообразования, обусловленных различным положением почв в рельефе и в связи с этим с различными условиями увлажнения и миграции веществ. В. В. Докучаев (1886) и Н. М. Сибирцев (1899) выделяли почвы водораздельных, равнинных поверхностей, «плакорных положений» как зональные нормально-растительные наземные почвы и почвы понижений, испытывающих воздействие грунтовых вод, как почвы интразональные.

Б. А. Коссович (1906), развивая идеи Докучаева, разделил все почвы на «генетически самостоятельные» (почвы плакоров) и «генетически подчиненные» (почвы понижений).

С. С. Неуструев (1931) называл первые «автоморфными» почвами, а вторые — «гидроморфными».

И. П. Герасимов, Е. Н. Иванова и А. А. Завалишин (1939), развивая далее положение С. С. Неуструева, выделили серию рядов почвообразования в зависимости от характера увлажнения. Кроме элювиального (или автоморфного) и гидроморфного рядов почв ими были выделены промежуточные ряды: элювиально-гидроморфный, объединяющий почвы, получающие дополнительное по сравнению с атмосферным увлажнением количество влаги за счет притока поверхностных делювиальных вод, и почвы элювиально-ксероморфного ряда, развивающиеся в условиях более сухих, чем это могло бы быть при данных климатических условиях, благодаря положению на хорошо обогреваемых склонах.

Б. Б. Полынов, основоположник особой отрасли естествознания — геохимии ландшафтов, развивая учение о геохимической взаимосвязи отдельных компонентов ландшафта (пород, почв, растительных и животных организмов, атмосферных, поверхностных и грунтовых вод), создал учение об «элементарных ландшафтах» и их закономерных взаимообусловленных сочетаниях — «геохимических ландшафтах».

Элементарным ландшафтом Б. Б. Полынов (1956) называл «определенный элемент рельефа, сложенный одной породой или наносом и покрытый в каждый отдельный момент своего существования определенным растительным сообществом. Все эти условия создают определенную разность почвы и свидетельствуют об одинаковом на протяжении элементарного ландшафта развитии взаимодействия между горными породами и организмами».

Всю совокупность элементарных ландшафтов на земной поверхности и связанных с ними почв он объединил по условиям миграции элементов в три группы: элювиальные, супераквальные и субаквальные.

Между элювиальными, супераквальными и субаквальными элементарными ландшафтами определенной местности может суще-

ствовать более или менее тесная геохимическая связь благодаря миграции химических соединений из элювиальных ландшафтов возвышенностей в супераквальные и субаквальные ландшафты местных понижений. Подобный ряд геохимически сопряженных элементарных ландшафтов и свойственных им почв представляет собой местный геохимический ландшафт.

Во многих почвах можно наблюдать несоответствие между элювиальными и иллювиальными горизонтами и явные признаки бокового выноса или привноса химических соединений.

Без анализа положения почв в геохимических ландшафтах, как современных, так и древних, эти свойства не могут получить достаточного генетического толкования.

В дальнейшем термины «автоморфные почвы», «почвы элювиального ряда» и «элювиальные ландшафты»¹ заменены терминами «субаэральные почвы и субаэральные ландшафты» в отличие от супераквальных (гидроморфных) и субаквальных (донных).

В группе субаэральных ландшафтов и почв можно выделить: а) субаэральные геохимически независимые; б) субаэральные геохимически подчиненные. Последние представляют собой территории, где почвы развиваются в условиях периодического привноса веществ с делювиальными поверхностными или внутрипочвенными (но не грунтовыми) водами.

В группе супераквальных ландшафтов и почв можно выделить также геохимически самостоятельные, формирующиеся без привноса веществ со стороны (например, верховое болото) и геохимически подчиненные (например, низинное болото).

Представляется целесообразным кроме супераквальных (надводных) и субаквальных (подводных) элементарных ландшафтов и почв выделить наравне с ними группу аквальных ландшафтов и почв, в которых на большей части профиля почв преобладает водозастойный режим, господствуют восстановительные условия. Благодаря застойности вод, слабому водообмену, менее резкой смене окислительно-восстановительных условий гидрогенная аккумуляция минеральных веществ ослаблена.

Почвы аквальных ландшафтов также могут быть подразделены на геохимически самостоятельные и геохимически подчиненные.

Итак, вся система элементарных ландшафтов и индицирующих их почв представляется в следующем виде.

1. Почвы субаэральных ландшафтов: а) геохимически независимые; б) геохимически подчиненные.

2. Почвы супераквальных ландшафтов: а) геохимически независимые; б) геохимически подчиненные.

3. Почвы аквальных ландшафтов: а) геохимические независимые; б) геохимически подчиненные.

¹ Термины «автоморфная», или «элювиальная», почва не вполне точные: а) любая почва — это функция взаимодействия факторов почвообразования; б) в почвах аридных областей элювиальный процесс не выражен.

4. Почвы субаквальных ландшафтов (донные): преимущественно геохимически подчиненные.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ЛАНДШАФТОВ И ПОЧВ И РЕЛИКТОВЫЕ ЧЕРТЫ В ПОЧВЕННОМ ПРОФИЛЕ

При рассмотрении особенностей тех или иных почв необходимо учитывать не только современное положение почв в том или ином геохимическом ландшафте, но и историю их формирования в связи с циклами развития рельефа и вековыми биоклиматическими циклами.

А. Вторичные субаэральные почвы. На земной поверхности очень широко распространены почвы, которые в настоящее время находятся в субаэральном состоянии, но в прошлом развивались в условиях супераквального и субаквального режимов. Подобные почвы можно встретить в пределах древнеаллювиальных равнин, на древних речных и озерных террасах, на молодых приморских равнинах и даже на возвышенных приподнятых равнинах, находившихся в прошлом на более низких уровнях, в условиях менее расчлененного рельефа, плохого дренажа и близкого стояния к поверхности грунтовых вод. Существует мнение (Ковда, 1965), что многие почвы равнинных территорий суши прошли супераквальную (гидроморфную) стадию развития. В настоящее время все эти почвы находятся вне влияния грунтовых вод и могут быть отнесены к ряду субаэриальных. В отличие от почв, не испытывавших в прошлом супераквального или аквального режима, можно назвать их вторичными субаэриальными. Во вторичных субаэриальных почвах часто можно наблюдать реликтовые горизонты аккумуляции тех или иных соединений (легкорастворимых солей, гипса, карбонатов кальция, аморфного кремнезема, гидратов окислов железа и марганца) в таких больших количествах, что это накопление нельзя объяснить обычным перемещением веществ в пределах данного профиля.

Б. Гетерогенные субаэральные почвы; возраст почв. Возможен ряд субаэриальных почв, в которых одно направление субаэриального почвообразовательного процесса существенно изменилось в связи с изменением биоклиматических условий, но сохранились черты предшествующей стадии почвообразования. Это особый ряд гетерогенных субаэриальных почв. Как будет показано далее, почвы этого ряда широко распространены в областях древних палеоплещин, где в четвертичное время климат существенно изменился и наблюдалась миграция географических зон.

Однако по вопросу о возрасте современных почв существуют различные точки зрения.

И. П. Герасимов (1968) на основании определений радиоуглеродным методом абсолютного возраста гумуса некоторых почв умеренного пояса (в СССР, Западной Европе, США) пришел к заключению, что возраст верхней части профиля почв бореального

и суббореального поясов измеряется всего лишь сотнями лет (300—700 лет). В молодости почвенного покрова и большой скорости почвообразования И. П. Герасимов видит объяснение докучаевского положения о соответствии почв современным факторам почвообразования.

И. П. Герасимов предполагает, что быстрое течение почвообразовательных процессов обуславливает исчезновение реликтовых признаков (следов прошлых стадий развития почв) во всей толще, захваченной современными почвенными процессами. Исключением являются случаи, когда почвенный реликт защищен так или иначе от современных воздействий (захоронение почв и вывод нижней части профиля из сферы активного почвообразования, наличие защитных водонепроницаемых пленок вокруг реликтовых новообразований и т. д.).

Так, обнаруженную разновозрастность гумуса в профиле черноземов (в верхнем горизонте — 500—700 лет, а в нижней части гумусового горизонта — около 7000—10 000 лет) И. П. Герасимов объясняет накоплением на поверхности почвы золотого материала, т. е. ростом почвенного профиля кверху и выводом его нижней части из сферы активного почвообразования.

Та же закономерность, т. е. увеличение возраста гумуса в нижней части профиля, обнаружена и у подзолистых почв.

ГЕНЕТИЧЕСКИЙ ПРОФИЛЬ ПОЧВ, ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ГОРИЗОНТЫ, ИХ ИНДЕКСАЦИЯ

Наличие сформированных генетических горизонтов, их определенная последовательность и степень выраженности позволяют судить о структуре почвенного профиля и направлении почвообразования.

Определение природы генетических горизонтов почв производится разнообразными методами. Среди них можно назвать: 1) морфологическое описание профиля почв в поле; 2) микроморфологические исследования шлифов, приготовленных из образцов с неразрушенной структурой; 3) химические анализы валового состава, состава подвижных соединений, поглощенных оснований, воднорастворимых солей рН и т. д.; 4) анализы валового содержания углерода и азота, и определения группового и фракционного состава гумуса; 5) анализы механического состава и физических свойств; 6) анализы химические, термические, рентгеновские, электронноскопические, тонкодисперсных илистой или коллоидной фракций (частиц диаметром менее 0,001 мм); 7) минералогические анализы более крупных фракций; 8) определение по горизонтам количества и состава микронаселения; 9) определение количества и состава макронаселения.

В настоящее время для ряда почв есть данные о динамике некоторых свойств почв в течение года (водно-тепловом и окислительно-восстановительном режиме, динамике микрофлоры, органического вещества, подвижных соединений, почвенных растворов

и т. д.). Однако подобными стационарными исследованиями охвачены лишь немногие почвы мира. Большинство материалов, которыми располагает мировое почвоведение, — это разнообразные, более или менее полные анализы почв, вскрывающие результаты длительно протекавших в почве процессов, приведших к современной структуре и составу почвенного профиля.

Сопряженный анализ всех полученных данных, характеризующих профиль почв и факторы почвообразования, позволяет с достоверностью определить природу генетических горизонтов и общий характер почвообразования.

Для обозначения генетических горизонтов почв применяется, как известно, система индексов, введенная еще В. В. Докучаевым и Н. М. Сибирцевым. В ней используются первые буквы латинского алфавита: А, В, С. Индексом А обозначаются все гумусовые горизонты:

A_0 — грубогумусовые горизонты или подстилка;

A_1 — собственно гумусовые;

A_2 — элювиальные гумусовые (с небольшим содержанием гумуса);

АВ — переходные от гумусовых к иллювиальным.

Индексом В обозначаются иллювиальные горизонты:

В — собственно иллювиальные; (В) — горизонты метаморфизации (преимущественно интенсивного глинообразования);

G — горизонты оглеения;

C — материнская порода;

D — подстилающая порода.

В этой книге система А, В, С принята за основу. Однако необходимость более точного обозначения природы и состава различных генетических горизонтов весьма разнообразных почв потребовала дополнительных индексов. Введены новые индексы для обозначения следующих генетических горизонтов: Т — торфянистые; Е — элювиальные; V_m — горизонты метаморфизации; S — горизонты гидрогенной аккумуляции.

Для обозначения горизонтов с наличием гравитационной влаги или постоянно мерзлых горизонтов принята следующая система обозначений.

Горизонты, в которых постоянно имеется гравитационная влага (грунтовых вод или почвенной верховодки), обозначается индексами соответствующих горизонтов, подчеркнутыми снизу, например T, G, S.

Горизонты с периодическим застоем гравитационной влаги за счет атмосферных осадков или поверхностно-натечных вод — соответствующими индексами, но с чертой сверху: $\bar{A}$, $\bar{T}$, $\bar{B}$, $\bar{V}_m$ и т. д.

Горизонты с постоянной мерзлотой обозначаются соответствующим индексом с двумя чертами снизу: G, S и т. д. Можно ввести в дальнейшем обозначения для разграничения периодически мерзлых и постоянно талых горизонтов.

Все реликтовые горизонты обозначаются соответствующим индексом, взятым в скобки, например, (S) — реликтовый водородной аккумуляции; (B) — реликтовый иллювиальный; (A) — реликтовый гумусовый; (G) — реликтовый глеевый и т. д.

Промежуточные горизонты обозначаются, как это принято, двумя индексами, из которых один, в случае менее яркой его выраженности может обозначаться малой буквой. Например, Ag — для глеевых горизонтов, A_s — для горизонтов со слабо выраженной водородной аккумуляцией и т. д. Каждый из горизонтов характеризуется далее двумя показателями: 1) преобладающим качественным составом образующих данный горизонт органических, органо-минеральных или минеральных соединений; 2) степенью выраженности основного свойства данного горизонта (степенью накопления гумуса, степенью оглеения, метаморфизации, накопления вещества в иллювиальных горизонтах, водородной аккумуляции и т. д.). Для обозначения качественного состава горизонтов вводятся дополнительные индексы. Так, в ряду гумусовых горизонтов можно выделить: ненасыщенные основаниями — фульватные (A_f), ульматно-фульватные (A_{uf}), фульватно-ульматные (A_{fu}); слабо не насыщенные основаниями — фульватно-гуматные (A_{fh}); насыщенные основаниями — гуматные насыщенные кальцием и магнием (A_{hCa}), фульватно-гуматные, насыщенные натрием (A_{f hNa}).

Метаморфические горизонты различаются по характеру образующихся в них в результате внутрипочвенного выветривания, преобладающих вторичных минералов: B_{ma} — аллофанов; B_{msial} — гидрослюдисто-иллит-монтмориллонитовой группы; B_{mh} — каолинита или галлуазита; B_{mm} — монтмориллонита; B_{m FeOH} — многоводных гидратов окислов железа; B_{m Fe} — маловодных гидратов окислов железа; B_{m Al} — минералов гидратов окислов алюминия; B_{m CaCO₃} — карбонатов.

В ряде случаев горизонты метаморфизации являются одновременно и горизонтами оглеения или тиксотропными и обозначаются в этом случае B_{mg}, B_{mtx}.

Элювиальные горизонты, обозначаемые индексом E, различаются по своей природе: E_p — оподзоленные (обеднены истыми частицами, соединениями железа и алюминия, обогащенные кварцем и стойкими первичными минералами); E_l — лессивированные или обезыленные (обеднены истыми частицами и железом); E_{sl} — осолоделые (обезыленные, обедненные железом, с разрушенными первичными минералами, обогащенные аморфным кремнеземом).

Иллювиальные горизонты, для обозначения которых сохраняется индекс B, различаются по составу аккумулирующихся в них веществ: B_{h Fe} — гумусово-железистые; B_{h Al} — гумусово-глиноземные; B_t — кольматированные, или глинисто-железистые; B_{hNa} —

солонцовые; B_{CaCO_3} — карбонатные; B_{CaSO_4} — гипсовые; B_{sol} — солевые.

Глеевые горизонты (G) могут различаться по составу присутствующих в них восстановленных соединений железа; G_{FeP} — вивианита, G_{FeCO_3} — сидерита, G_{FeS} — гидротроиллита и т. д.

Кроме рассмотренных почвенных горизонтов, представляющих результат преобразования и перемещения веществ в пределах данного почвенного профиля, весьма значительная часть почв, как уже говорилось выше, находится или находилась в прошлом в условиях супераквального или периодически супераквального режима. Здесь часть веществ приносится в почвы с делювиальными или грунтовыми водами. Поэтому горизонты накопления тех или иных веществ в подобных почвах нельзя рассматривать как иллювиальные по отношению к данной почве. Здесь происходит абсолютное накопление веществ, приносимых со стороны, т. е. иллювиирование за счет бокового притока с почвенными или грунтовыми водами.

Для обозначения этих горизонтов, как говорилось выше, применяется особый индекс S, с обозначением накапливающихся химических соединений. Можно выделять горизонты: гидрогенной аккумуляции гидратов окислов железа — S_{Fe} , кремнезема — S_{Si} ; карбонатов кальция S_{CaCO_3} ; гипса — S_{CaSO_4} ; накопления легкорастворимых солей того или иного состава — S_{sol} и т. д.

Остаточные, реликтовые горизонты гидрогенной аккумуляции обозначаются соответствующим индексом, заключенным в скобки.

ГЛАВА II

ОСНОВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ И ТИПЫ ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ, АССОЦИАЦИИ, ГЕНЕРАЦИИ, СЕМЕЙСТВА И ТИПЫ ПОЧВ

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ФАКТОРОВ ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ

В зависимости от конкретного сочетания факторов почвообразования: материнских пород, гидротермических условий, характера высшей и низшей растительности и животного населения почв,— а также в зависимости от изменения этих факторов во времени почвообразовательный процесс приобретает ту или иную направленность. Это проявляется в особенностях строения генетического профиля почв, их составе и во всех свойствах, в том числе такого существенного и практически важного свойства, как плодородие.

Различия факторов почвообразования на земной поверхности приводят к разнообразию конкретных проявлений почвообразующих процессов. И климат, и растительность, и почвообразующие породы, и современные условия рельефа, а также характер изменения их во времени изменяются от места к месту и, казалось бы, должны были создавать бесчисленное количество вариантов почвообразования.

Однако разнообразие конкретных почв не бесконечно. Как в свойствах их, так и в распределении обнаруживаются четкие закономерности, позволяющие наметить относительно немногочисленные главные направления почвообразования, которые проявляются в существенных свойствах огромного большинства конкретных почв.

Относительно ограниченное количество главных направлений почвообразования обусловлено, во-первых, тем, что *сами условия почвообразования уже связаны друг с другом тесной зависимостью*. Так, с определенным типом климата связан определенный тип растительности, и поэтому можно говорить о них не раздельно, а как об определенных биоклиматических условиях почвообразования. С определенным типом климата в условиях древнего рельефа связан определенный тип коры выветривания, т. е. материнской почвообразующей породы; с горным рельефом связаны

определенный климат, малая мощность и слабая выветрелость почвообразующих пород и т. д. Эти обстоятельства ограничивают возможное сочетание факторов почвообразования.

Во-вторых, следует помнить основное положение докучаевского генетического почвоведения: *почва — это результат совокупного воздействия (и взаимодействия) всех факторов почвообразования.* Все они важны в равной степени. То или иное направление почвообразования определяется воздействием не одного какого-либо отдельного фактора, а их совокупностью.

Поэтому изменение в известных пределах действия одного фактора может компенсироваться «противодействием» другого, что вызывает сходный конечный эффект. Например, увеличение влажности климата и, следовательно, усиление возможного обеднения почв основаниями может компенсироваться большим количеством оснований в самих почвообразующих породах или более энергичным их биологическим захватом и возвращением в верхние горизонты почв. При определенном сочетании этих трех изменяющихся в пространстве факторов (климата, пород и растительности) эффект их взаимодействия может оказаться сходным, т. е. явиться причиной появления сходных по ряду свойств почв. Так, количество и состав гумуса в почве могут сохраняться постоянными, если при увеличении количества поступающих в почвы органических остатков будет увеличиваться скорость их гумификации и минерализации.

Весьма большое значение при «взаимокомпенсации» факторов почвообразования имеют физические свойства почвообразующих пород или определенных генетических горизонтов почв.

Увеличение или уменьшение степени водопроницаемости пород может компенсировать уменьшение или увеличение количества осадков. Породы или почвенные горизонты с очень слабой водопроницаемостью (в частности, постоянно мерзлые горизонты) могут вызывать даже в условиях малого количества осадков застой в почвах влаги и явления оглеения, т. е. процессы, свойственные почвам с близким горизонтом грунтовых вод.

Подобные примеры взаимокомпенсации действия различных факторов можно увеличить. Но и приведенные примеры показывают, что в результате складывающихся соотношений между факторами почвообразования изменение одного какого-либо фактора далеко не всегда является причиной изменения направления почвообразования: оно может нивелироваться воздействием других факторов. Однако эта *взаимосвязь и взаимокомпенсация факторов осуществляются лишь в определенных пределах количественных изменений каждого из них.* При переходе этих пределов эффект взаимодействия между факторами приобретает иное качество, возникает новое направление почвообразования.

РАЗВИТИЕ ПОНЯТИЯ «ТИПЫ ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ» ИЛИ «ОСНОВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ ПОЧВООБРАЗОВАТЕЛЬНОГО ПРОЦЕССА»

Впервые понятие о типе почвообразования, охватывающем ряд сходных генетических типов почв, выдвинул П. С. Коссович (1911).

Представления о типах почвообразования развил К. Д. Глинка (1921—1931). Он выделил пять основных типов почвообразования: латеритный, подзолистый, степной, солонцовый и болотный. К. К. Гедройц (1927) в своей классификации, основанной на составе поглощающего комплекса почв, выделил четыре направления (или типа) почвообразования: черноземный (почвенный поглощающий комплекс насыщен кальцием), солончаково-солонцовый (с наличием поглощенного натрия), подзолистый и латеритный (в поглощающем комплексе присутствует водород).

Понятие о группах почв, объединяющих почвы со сходным строением почвенного профиля и сходными свойствами, существует в почвоведении различных стран мира.

В классификациях ряда зарубежных ученых выделяются группы почв высокого таксономического ранга со сходным направлением почвообразования. Наиболее высокие таксономические группы — «порядки почв» в классификации Стефенса (Stephens, 1953), или «разряды» в классификации Болдуина, Келлога и Торпа (Boulduin, Kellog, Thorp, 1938), выделены ими по наличию или отсутствию в профиле карбонатов, определяющих реакцию почвенного раствора и устойчивость или подвижность различных соединений (педокал и педалфер).

«Подпорядки», или подотряды в названных классификациях, или классы почв в классификациях Кубиены (Kubiena, 1948), Обера и Дюшофура (Auber, Duchaufour, 1956), выделяются по степени развития почвенного профиля (чередованию определенных горизонтов), типу гумуса, поглощающему комплексу и близки по объему к понятию «тип почвообразования» в советском почвоведении.

В классификации Кубиены классы почв выделяются по сходству почвообразующих процессов: 1) класс примитивных почв; 2) класс ранкероидных почв (тундровые и горно-луговые); 3) класс рендзин; 4) класс степных почв; 5) класс бурых и красных суглинков; 6) класс красноземов и латеритов; 7) класс бурых почв; 8) класс подзолов.

И. П. Герасимов и М. А. Глазовская (1960) выделили десять основных почвообразовательных процессов или направлений почвообразований и объединили их в три группы по преобладанию тех или иных биофизико-химических явлений, назвав эти процессы элементарными.

I. Элементарные почвообразовательные процессы, в которых ведущую роль играет превращение минеральной части почвенной массы:

1) первичное или примитивное почвообразование; 2) оглинение (сиаллитизация); 3) латеритизация (аллитизация).

II. Элементарные почвообразовательные процессы, в которых ведущую роль играет превращение органической части почвенной массы:

4) гумусонакопление; 5) торфонакопление.

III. Элементарные почвообразовательные процессы, в которых ведущую роль играет превращение и передвижение минеральных и органических продуктов почвообразования: 6) засоление (солончаковый процесс); 7) рассоление (солонцовый процесс и осолодение); 8) оглеение и оруднение; 9) выщелачивание (лессиваж), или псевдоподзоливание; 10) оподзоливание.

В отношении приведенного перечня почвообразовательных процессов необходимо заметить, что большинство названных процессов очень сложны, включают ряд частных процессов, и поэтому применение к ним определения «элементарные процессы» не говорит об их сложной природе. В дальнейшем этот термин мы не будем употреблять.

И еще. Современное состояние знаний о почвах мира позволяет произвести несколько иное объединение почв в соответствии с основными направлениями почвообразования и выделить в группах почв с одним направлением значительно большее количество типов почвообразования (рис. 1).

ОСНОВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ. БИОГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ ПОЧВ

При рассмотрении вопроса об основных направлениях почвообразования следует несколько вернуться назад и вспомнить, что сущность почвообразования заключается во взаимодействии минеральной основы почв с живыми организмами, продуктами их гумификации и минерализации.

В этом взаимодействии органическая составляющая почв выступает как источник соединений преимущественно кислотной природы. Минеральная масса является источником связывающих эти кислоты оснований.

В зависимости от состава и соотношения участвующих в этих реакциях соединений в почвах создаются те или иные кислотно-щелочные условия, которые в свою очередь определяют степень подвижности или устойчивости минеральных, органо-минеральных и органических соединений почвы.

В ряду субэкральных почв взаимодействие между органическими и минеральными составляющими протекает на фоне поступления влаги и химических элементов из атмосферы, биологического кругооборота веществ и перемещения продуктов почвообразования в профиле почвы и за его пределы. В рядах аквальных и супераквальных почв наряду с притоком элементов из атмосферы идет поступление их из грунтовых вод.

Общая схема почвообразования

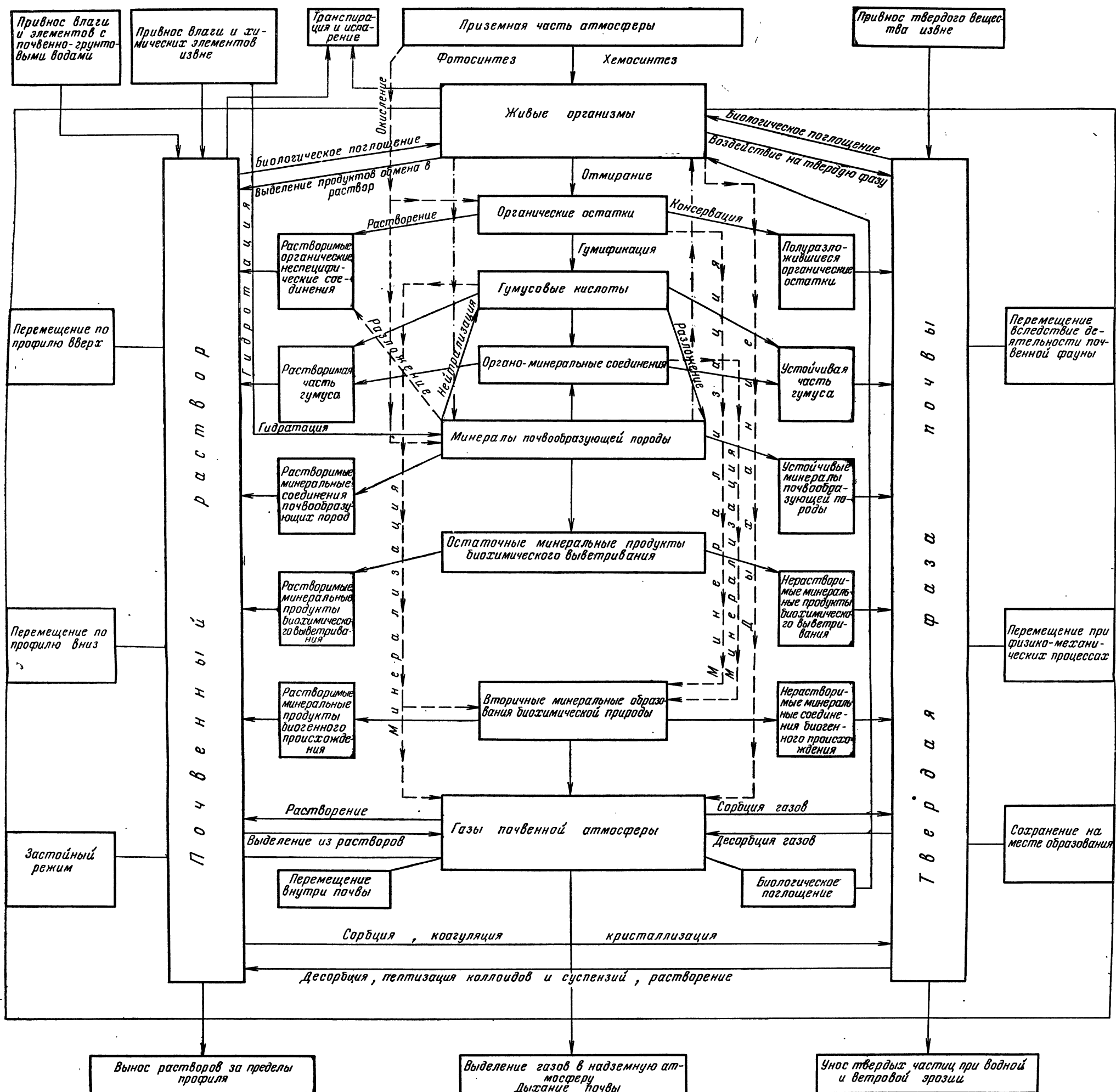


Рис. 1. Общая схема почвообразования

Геохимические ассоциации почв

Окислительно-восстановительный режим. Горизонт гравитационной влаги. Реакция почв	Премущественно окислительные (субаэральные). Горизонт гравитационной влаги нет	Окислительно-восстановительные (супераквальные). Горизонт гравитационной влаги в нижней части профиля	Восстановительные (аквальные), горизонт гравитационной влаги охватывает большую часть профиля
Кислая по всему профилю	1. Кислые ульматно-фульватные субаэральные	2. Кислые ульматно-фульватные супераквальные (глеевые)	3. Кислые болотные
Кислая в верхней и слабощелочная в нижней частях профиля	4. Кислотно-щелочные гуматно-фульватные субаэральные	5. Кислотно-щелочные супераквальные (глеевые)	
Близкая к нейтральной в верхней и щелочная в нижней частях профиля	6. Нейтрально-щелочные гуматные субаэральные	7. Слабощелочные супераквальные (глеевые)	8. Слабощелочные болотные
Щелочная по всему профилю	9. Щелочные фульватно-карбонатные субаэральные	10. Щелочные (солончаковые) супераквальные (глеевые)	11. Щелочные (солончаковые) болотные

В зависимости от соотношения поступления и выноса элементов изменяется характер взаимодействия между органическими и минеральными компонентами почвы, так же как изменяется и общая направленность процесса почвообразования.

В аквальных и супераквальных почвах с преимущественно восстановительным или периодически восстановительным режимом взаимодействие между органической и минеральной составляющими почвы протекает при постоянном или периодическом участии вод (застаивающихся атмосферных или почвенно-грунтовых).

Сочетание двух признаков: 1) *реакции почв* и 2) *наличие и положение горизонта гравитационной влаги и связанных с ним окислительно-восстановительных свойств* позволяет выделить 11 геохимических ассоциаций почв (табл. 1).

ГЕНЕРАЦИИ И СЕМЕЙСТВА ПОЧВ

Названные (табл. 1) геохимические ассоциации почв представляют самые крупные объединения почв мира, соответствующие основным направлениям почвообразования. Однако почвы, принадлежащие одной ассоциации, наряду с чертами сходства имеют и весьма существенные различия, что позволяет выделять в пределах ассоциаций *генерации и семейства почв*.

При объединении почв в одну генерацию принимаются во внимание не только сходство кислотно-щелочных и окислительно-восстановительных условий, но и конкретные продукты почвообразования. Напомним, что взаимодействие органической и минеральной составляющих почв имеет своим следствием: а) накопление в почвах органического вещества; б) преобразование минеральной массы почвы в результате внутрипочвенного биохимического выветривания, вторичного минералообразования; в) перемещения органических, органо-минеральных и минеральных продуктов почвообразования в профиле почв и за его пределы.

Все названные процессы идут в любой почве, но соотношение между ними, даже при сходном кислотно-щелочном и окислительно-восстановительном эффекте, может быть существенно различным.

В одном случае идет преимущественное накопление органического вещества при слабом вторичном минералообразовании и без существенной дифференциации профиля по составу минеральных и органо-минеральных соединений; в другом — гумусонакопление отступает на второй план, а эффект взаимодействия органической и минеральной составляющих проявляется в интенсивном метаморфозе минеральной части почв без заметной дифференциации профиля по механическому и химическому составу; в третьем — первые два процесса (гумусонакопление и вторичное минералообразование) уступают место элювиально-иллювиальной дифференциации профиля.

То или иное соотношение названных процессов находит отра-

жение в строении почвенного профиля, что позволяет определить принадлежность почв к той или иной генерации. Выделяется в пределах названных выше 11 ассоциаций почв 27 генераций. Их перечень, с указанием ведущих процессов почвообразования, приведен в табл. 2.

Группы почв, принадлежащие одной генерации, разделяются на семейства, каждое из которых представляет определенный тип почвообразования. *Почвы, принадлежащие одному семейству, обладают не только одинаковой структурой профиля, выражающейся в одинаковом составе и положении относительно друг друга основных генетических горизонтов, но и сходством качественного состава продуктов почвообразования, слагающих эти горизонты.*

В тех почвенных генерациях, где преобладает гумусонакопление при выделении семейств учитывается состав органических и органо-минеральных соединений; в генерациях, где ведущий процесс — вторичное минералообразование, — состав вторичных минералов и общий характер метаморфоза почвенной массы; в генерациях с гидрогенным накоплением минеральных соединений — состав последних; в генерациях с выраженным элювиально-иллювиальным процессом — состав элювиальных и иллювиальных горизонтов. В табл. 3 приведен перечень семейств, принадлежащих к различным геохимическим ассоциациям и генерациям. Всего выделено 37 семейств почв.

Семейства почв подразделяются на типы почв. Ниже приводятся некоторые существенные критерии для их выделения.

ДИНАМИКА СОВРЕМЕННЫХ ПОЧВЕННЫХ ПРОЦЕССОВ. ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ УРОВНИ ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ. ТИПЫ ПОЧВ

Почвы, принадлежащие одному семейству, часто имеют широкое распространение, далеко выходящее за пределы одного термического пояса.

Большинство семейств представлено почвами, распространенными в двух-трех смежных поясах: например, желтоземно-ферралитные почвы распространены в субтропических, тропических и экваториальном поясах; буроземно-сиаллитные — в умеренном и субтропическом; семейства солончаковых, солонцовых почв и солодей распространены от холодных до тропических поясов; столь же широко распространены почвы семейств подзолистых, кислых глеевых и др.

Естественно, что в столь широком диапазоне термических условий почвы, принадлежащие одному семейству, существенно различаются по ритму и скорости современных почвенных процессов: гидротермическому режиму, емкости и скорости биологического кругооборота веществ, скорости преобразования минеральной основы почвы, динамике микрофлоры, динамике питательных веществ. Различная современная динамика почв определяет различ-

Основные генерации почв

Геохимическая ассоциация почв. Водный режим	Ведущие процессы					
	гумусонакопление (или торфо- накопление)	Биохимическое выветривание	дифференциация по профилю алюмосиликатной части почв	Субаэральное соленакпле- ние	Гидрогенная аккумуляция на окисли- тельно-вос- становитель- ных барьерах	Гидрогенная аккумуляция на испари- тельных барьерах
Кислые субаэральные. Про- мывной	кислые гумусовые	кислые оглиненные	кислые элювиально-иллю- виальные	—	—	—
Кислотно-щелочные суба- эральные. Периодически промывной	слабокислые гумусовые	—	кислотно-щелоч- ные элювиально- иллювиальные	—	—	—
Нейтрально-щелочные суба- эральные. Преимущест- венно непромывной	нейтральные гумусовые	слабощелочные оглиненные	—	—	—	—
Щелочные субаэральные. Непромывной	—	—	субаэральные солонново-соло- чаковые	субаэраль- ные обыз- весткован- ные	—	—
Кислые супераквальные. Пе- риодически застойный	кислые гумусовые глеевые	—	кислые глеево-элювиаль- ные	—	кислые квас- цовые. Кис- лые гидро- генно-оже- лезненные	—

Кислотно-щелочные супер-активные. Периодически водозастойный	слабокислые гумусовые глеевые	—	кислотно-щелочные глеевые элювиальные	—	—	—
Слабощелочные (гидрокарбонатно-кальциевые) суперактивные. Периодически водозастойный	слабощелочные гумусовые глеевые	гидрогенно-огли-ненные	—	—	—	гидроген-ные обывестко-ванные
Щелочные (солончаковые) суперактивные. Выпотной	—	—	щелочные супер-активные элювиально-иллю-виальные (солонцовые)	—	—	гидроген-ные засоленные
Кислые болотные (аква-льные). Застойный	кислые торфяные	кислые минеральные болотные	—	—	—	—
Слабощелочные (гидрокарбонатно-кальциевые) болотные. Застойный	многозоленные торфяные	карбонатные минеральные болотные	—	—	—	—
Щелочные (солончаковые) болотные. Застойный и выпотной	засоленные торфяные	—	—	—	—	засоленные болотные

Геохимические ассоциации, генерации и семейства почв

Ассоциации почв	Генерации почв	Семейства почв
Кислые субэзральные	Кислые гумусовые	1. Кислые дерновые 2. Альфегумусовые 3. Аллофаново-гумусовые пеплово-вулканические
	Кислые оглиненные	1. Буроземы 2. Фульвофerralлиты
	Кислые элювиально-иллювиальные	1. Альфегумусовые подзолы 2. Элювиземно-подзолистые почвы
Кислые супераквальные	Кислые гумусовые глеевые	1. Кислые дерновые глеевые 2. Кислые пойменные дерновые
	Кислые глеево-элювиальные	1. Кислые поверхностно-глеево-элювиальные 2. Кислые грунтово-глеево-элювиальные
	Кислые минеральные глеевые	1. Тундрово-глеевые
	Кислые квасцовые	1. Кислые квасцовые
	Кислые гидрогенно-ожезненные	1. Кислые гидрогенно-ожезненные
Кислые болотные	Кислые торфяные	1. Кислые торфяные
	Кислые минеральные болотные	1. Кислые торфяно-глеевые 2. Кислые иловато-глеевые
Кислотно-щелочные субэзральные	Слабокислые гумусовые	1. Дерновые кальций-гумусовые
	Кислотно-щелочные элювиально-иллювиальные	1. Элювиземно-кальций-гумусовые 2. Ферроземы

Ассоциации почв	Генерации почв	Семейства почв
Кислотно-щелочные суперактивные	Слабокислые гумусовые глеевые	1. Дерновые кальций-гумусовые глеевые
	Кислотно-щелочные глеево-элювиальные	1. Солоди
Нейтрально-щелочные субаэральные	Нейтральные гумусовые	1. Кальций-гумусовые степные
	Слабощелочные оглиненные	1. Кальций-гумусовые оглиненные 2. Слитоземы
Щелочные субаэральные	Субаэральные обызвесткованные	1. Фульватно-ксеро-карбонатные
	Субаэральные солонцово-солончаковые	1. Карбонатно-гипсовые ксеро-солонцовые
Слабощелочные суперактивные	Слабощелочные гумусовые глеевые	1. Луговые (глеевые кальций-гумусовые)
	Гидрогенные оглиненные	1. Глеевые слитоземы
	Гидрогенные обызвесткованные	1. Луговые обызвесткованные
Слабощелочные болотные	Многозольные торфяные	1. Многозольные торфяные
	Карбонатные минеральные болотные	1. Карбонатные торфяно-болотные 2. Карбонатные иловато-болотные
Щелочные суперактивные	Щелочные элювиально-иллювиальные	1. Солонцы 2. Такыры
	Гидрогенные засоленные	1. Солончаки
Щелочные болотные	Засоленные торфяные	1. Засоленные торфяные
	Засоленные болотные	1. Солончаковые болота

ные системы их сельскохозяйственного использования; возможность получения одного, двух или трех урожаев в год зависит от положения почвы в системе термических поясов.

Следовательно, почвы, имеющие качественно сходную структуру профиля и принадлежащие одному семейству, включают большее или меньшее разнообразие более мелких групп почв, отличающихся динамикой современных процессов, обусловленной различиями термического режима. Эти группы выделяются как типы почв. Типы почв, принадлежащие одному семейству, при качественно одинаковых устойчивых свойствах, запечатлевшихся в почвенном профиле, находятся в условиях различных энергетических уровней почвообразования. Представления о различиях энергетического уровня почвообразования дают проведенные в

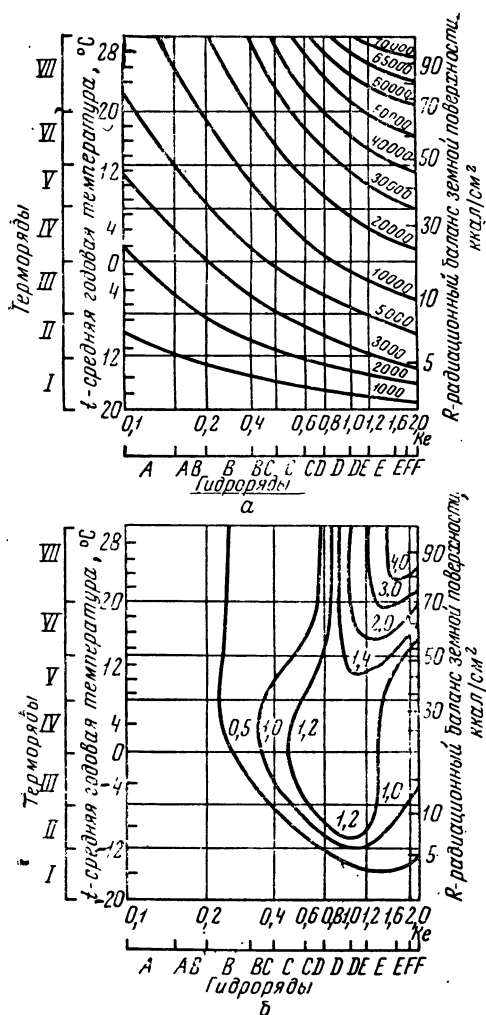


Рис. 2. Суммарные затраты энергии на почвообразование (по В. В. Волобуеву)

в секторе с высоким относительным увлажнением: в зоне тундры они составляют 2000—5000 ккал/см² в год, в зоне лесов умеренного пояса — до 10 000—40 000 ккал/см² в год, а во влажных тропических и экваториальных лесах — 60 000—70 000 ккал/см² в год.

Чем меньше относительное увлажнение, тем менее значительны различия в энергии почвообразования, связанные с термической поясностью. В аридных областях они минимальны. Вследствие этого число семейств и типов почв убывает от поля распространения ассоциации субэзральных ульматно-фульватных кислых почв к полю щелочных, фульватно-карбонатных почв полупустынь и пустынь.

Принадлежность почв к тому или иному семейству определяется сравнительно легко, так как все основные признаки семейства запечатлены в почвенном профиле.

Дальнейшая детализация диагностики почв, т. е. определение принадлежности почвы к тому или иному типу, должны были бы опираться на данные изучения динамики современных процессов. Однако такого рода стационарные исследования проводятся пока в ограниченном объеме и далеко не охватывают даже широко распространенных типов почв. Поэтому недостаток прямых сведений восполняется привлечением косвенных данных о динамике ряда факторов почвообразования и прежде всего данных о годовом режиме элементов атмосферного климата: хода годовых и среднесуточных температур, учета суммы температур за вегетационный период, годового хода осадков, дефицита влажности и др. Эти сведения дополняются данными о температурном режиме почв, длительности и глубине промерзания и т. д. и корректируются наблюдениями над динамикой почв, проводимыми на единичных стационарах.

В Указаниях по классификации почв и диагностике почв СССР (Иванова, Розов, Ногина и др., 1967) к названиям типов и подтипов добавляются определения: «холодные», «полухолодные», «теплые».

В проекте новой международной почвенной карты мира, подготовленной ФАО ЮНЕСКО, различия в почвах сходного профиля, но находящихся в различных термических зонах, предполагается показать как «климатические фазы».

Идея об аналогичных рядах почв, повторяющихся в различных термических зонах земли, издавна существует в русском и советском почвоведении. Впервые она была высказана Я. Н. Афанасьевым (1930).

В наших представлениях (Глазовская, 1966) почвы — аналоги различных термических зон принадлежат одному семейству, но различаются на уровне типов. Число типов, входящих в данное семейство, изменяется в зависимости от диапазона термических условий ареала семейства. В качестве объективных критериев для разделения семейств на типы могут быть предложены (при современном уровне знаний о термических режимах почв): 1) присутствие в почвенном профиле постоянно мерзлого горизонта; 2) сезонное промерзание почв (при отсутствии горизонта постоянной мерзлоты); 3) отсутствие сезонного промерзания почв, но с периодическим понижением температуры на поверхности почв почти до

нуля; 4) устойчивость постоянно положительных температур на всем протяжении профиля.

В табл. 4 представлена общая система таксономических единиц рассмотренной классификации почв.

Таблица 4

Таксономические единицы классификации почв и критерии для их выделения

Таксономический ранг	Таксономическая единица почв	Признаки, по которым производится выделение соответствующей таксономической группы
I	геохимическая ассоциация	реакция почв и признаки, указывающие на окислительно-восстановительные условия (водный режим)
II	генерации* (классы)	выделяются в пределах ассоциаций по соотношению признаков, отражающих основные почвообразовательные процессы: 1) накопление органического вещества, 2) вторичное субэдральное минералообразование, 3) перемещение продуктов почвообразования по профилю почв, 4) оглеение, 5) гидрогенная аккумуляция
III	семейства	выделяются в пределах классов по различиям в качественном составе продуктов почвообразования: гумуса, вторичных минералов, элювиальных и иллювиальных горизонтов, горизонтов древней или современной гидрогенной аккумуляции
IV	типы	выделяются в пределах семейств по степени развития тех или иных свойственных данному семейству признаков в связи с различиями термического режима и связанной с ним интенсивности биологического кругооборота веществ

* Термин «генерации почв» введен вместо примененного ранее термина «классы почв» («Почвоведение», 1966, № 8, Глазовская), так как последний уже был использован в классификациях Н. Н. Розова и Е. Н. Ивановой для обозначения почвенных групп иного объема и состава.

ГЛАВА III

СУБАЭРАЛЬНЫЕ КИСЛЫЕ УЛЬМАТНО-ФУЛЬВАТНЫЕ ПОЧВЫ

В ассоциацию субаэральных кислых ульматно-фульватных почв входят три генерации, объединяющие семь семейств.

1. Генерация кислых гумусовых почв с семействами: кислых дерновых, альфегумусовых и аллофаново-гумусовых пеплово-вулканических.

2. Генерация кислых оглиненных почв с семействами: буроземов и фульвоферраллитов.

3. Генерация кислых элювиально-иллювиальных почв с семействами: альфегумусовых подзолов и элювиземно-подзолистых почв.

СЕМЕЙСТВО КИСЛЫХ ДЕРНОВЫХ ПОЧВ

Условия образования и генетические особенности

Дерновый процесс распространен в широком диапазоне термических поясов земли, начиная от холодного арктического и кончая экваториальным. Он развивается под ассоциациями травянистых многолетних мезофитов: арктическими и альпийскими лугами, субарктическими и субальпийскими лугами, высокогорными лугами тропиков (парамос).

Процесс протекает при равномерном и достаточном в течение года атмосферном увлажнении. Семь-восемь месяцев в году коэффициент увлажнения здесь больше единицы, а в остальные месяцы не опускается ниже 0,6. Почвы развиваются в условиях периодически промывного или промывного режима, поэтому относительно легкорастворимые продукты выветривания и почвообразования, например бикарбонаты кальция, из почвенной толщи выносятся и почвообразование протекает в условиях умеренно кислой среды, создаваемой некоторым избытком органических кислот, образующихся при гумификации растительных остатков.

Почвообразование проходит преимущественно в условиях окислительного режима, но в периоды значительного атмосферного увлажнения и расхода большого количества кислорода на процессы

окисления органических остатков в почвах может быть дефицит-кислорода.

Количество органического вещества, ежегодно производимого и поступающего в почвы, варьирует в известных пределах, увеличиваясь от высоких широт к низким, однако и скорость гумификации и минерализации органических остатков также возрастает в этом направлении. В результате содержание гумуса и характер его распределения по профилю сохраняют сходные черты.

Характер взаимодействия между органическим веществом и минеральной основой почвы при дерновом процессе зависит прежде всего от характера распределения живого органического вещества и поступления мертвых органических остатков в почву.

В ассоциациях травянистых мезофитов основная масса живого вещества сосредоточена внутри почвы: 65—75% от всей биомассы составляют корни, и значительно меньшая часть содержится в надземных частях растений. Основная масса корней (около 40% их общего количества) сосредоточена в верхних 10—15 см почвенной толщи. С глубиной содержание их резко падает. Глубже 100 см распространяются лишь единичные корни.

В каждый данный момент существования почвы масса корней очень мала по сравнению с массой ее минеральной части. В объеме почвы в 1 м³, вес которой в среднем составляет 1,6—1,7 т, содержится всего лишь 1,5—1,7 кг корней. Примерно одна треть корней многолетних травянистых растений ежегодно отмирает, и столько же прирастает вновь.

За 1000-летний период существования почвы количество синтезированного и вновь разложившегося органического вещества в 1 м³ почвенной толщи составит 500—600 кг, т. е. около 1/3 веса минеральной части, а за 3000-летний период количество прошедшего через почвенную толщу живого вещества и органических остатков по весу примерно равно минеральной части почв. Следовательно, в течение длительного времени эти две, казалось бы, неравные части (минеральная и органическая) уравниваются. Корни травянистых растений пронизывают толщу почвы густой разветвленной сетью. Поверхность каждого из тонких корешков и особенно поверхность корневых волосков (самой активной сосущей части корня) очень велика. Так, у одного из типичных луговых растений — мятлика — длина корней, сосредоточенных в 1 дм³ верхнего горизонта почвы, составляет 553 м, а длина корневых волосков в этом же объеме — 73 км. Каждый корешок и корневой волосок, пробивая себе путь в почве, соприкасаются со многими минеральными частицами. Каждый живой и мертвый корешок являются центрами концентрации микроорганизмов, жизненные циклы которых очень коротки, но воздействие на минералы выделяемых ими ферментов, так же как и ферментов, выделяемых живыми корнями, может быть очень энергичным.

Кислоты и ферменты, выделяемые корнями и образующиеся в результате жизнедеятельности микроорганизмов, продукты гуми-

фикации мертвого органического вещества находятся в тесном соприкосновении с большой массой минералов. В состав минералов входят различные основания (калий, натрий, кальций, магний, железо, алюминий и др.). При взаимодействии органических кислот и минералов последние с поверхности начинают разрушаться, а органические кислоты связываются и в значительной мере нейтрализуются освобождающимися при этом процессе основаниями. Некоторое количество оснований содержится также в составе зольных элементов самих корневых остатков.

Таким образом, в каждый отдельный момент существования почвы внутри корнеобитаемой толщи при взаимодействии органических и минеральных соединений создается широкое отношение между основаниями и органическими кислотами, что приводит к малой подвижности вновь образующихся комплексных металлоорганических соединений, в особенности ульминовых кислот, связанных с полуторными окислами. Выпадающие на месте образования, на поверхности минеральных частиц, органо-минеральные соединения способствуют склеиванию минеральных зерен и образованию почвенной структуры.

Кроме корневых остатков часть органического вещества (около $\frac{1}{3}$ общего его количества) поступает в дерновые почвы с наземным опадом. Наземные части травянистых мезофитных растений, по данным Н. И. Базилевич (1958), содержат от 5 до 10—11% зольных элементов. Состав золы весьма разнообразен. В злаках преобладает кремнезем (65—70%), затем калий (12—20%). В золе разнотравья кремнезема значительно меньше (от 1—2 до 25—30%), а оснований больше: калий составляет 25—30%, кальций 20—40%, магний 10—12%, алюминий 5—10%, железо 1—2%.

Однако, несмотря на значительную зольность, разложение растительных остатков идет в кислой среде. Хотя часть гумусовых веществ и связывается с кальцием, алюминием, железом и осаждается в верхнем горизонте, часть органических и органо-минеральных соединений, не полностью усредненных, передвигается в почвенной толще, создавая кислую реакцию почвенных растворов. В ряде случаев наблюдается некоторое перемещение в нижние горизонты почв наиболее подвижной фракции гумуса — фульвокислот, связанных с железом и алюминием, в то время как менее подвижная группа гуминовых кислот, связанных с кальцием, и группа ульминовых кислот, связанных с железом, накапливаются в верхнем горизонте почв (Глазовская, 1964, 1966).

Одновременно с образованием гумусового профиля почв происходит преобразование их минеральной части. Часть первичных минералов под воздействием органических соединений разрушается; в процессе минерализации органо-минеральных соединений освобождаются полуторные окислы, осаждающиеся на поверхности почвенных частиц, главным образом вдоль бывших корневых ходов. Однако разрушение почвенных минералов при дерновом процессе ни в одном из горизонтов не достигает значительных величин, а

перемещение в почвенном профиле продуктов почвообразования происходит лишь в слабой степени. Поверхностные горизонты почв наиболее корнеобитаемы, подвергаются воздействию органических веществ, поступающих с наземным опадом, биологически активны. Именно эти горизонты сильно преобразованы в минеральной части. Они богаче коллоидными и илистыми частицами, имеют большую емкость поглощения и наиболее обогащены элементами органогенами — азотом, фосфором, серой, калием, накапливающимися здесь благодаря биогенной аккумуляции.

Степень оглиненности гумусового горизонта при дерновом процессе почвообразования увеличивается с возрастом почв и с увеличением биологической активности. Последняя возрастает от холодных и сухих областей к теплым и влажным.

Генетический профиль кислых дерновых почв (A_{dfu} , A_{fu} , B_{mAl} , B_{mFe} , C_{sial}). Формирование профиля кислых дерновых почв идет при ведущем значении следующих основных почвообразовательных процессов: накоплении ненасыщенного гумуса фульватно-ульматного состава, образовании малоподвижных органо-железистых и несколько более подвижных органо-глинистых комплексов, биологическом накоплении элементов органогенов, агрегации почв при активном участии почвенных беспозвоночных и выносе из почвенного профиля значительной части освобождающихся при выветривании и почвообразовании оснований.

Генетический профиль почв прост и состоит из трех главных горизонтов и почвообразующей породы:

A_{dfu} — дерновый, образованный в значительной мере густым переплетением тонких корней травянистой растительности, плотно оплетающих мелкие, прокрашенные гумусом зернистые или комковатые отдельности почвенной массы. Мощность его варьирует от 5—7 до 10—15 см;

A_{fu} — гумусовый варьирующей мощности от 10—15 до 40—50 см, обычно весьма характерного серовато-бурого цвета, переходящего в нижней части в более ярко-бурый. Горизонт также пронизан корнями и часто ходами почвенных насекомых и дождевых червей; имеет комковато-зернистую структуру, хорошо водо- и воздухопроницаем. Его часто можно подразделить на два подгоризонта (более серовато-бурый A_{uf} и более светлый желто-бурый (A_{uf}); B_{mAl} , B_{mFe} — иллювиально-метаморфические, яркого бурого цвета, более легкого механического состава по сравнению с другими горизонтами. Заметных новообразований нет;

C_{sial} — почвообразующая порода, обычно бескарбонатная.

Химические и физико-химические признаки дерновых почв (рис. 3). Реакция почв на всем протяжении профиля слабокислая или кислая, условия преимущественно окислительные. В дерновой и верхней части гумусового горизонта содержание гумуса может достигать 10—15%. В составе гумуса преобладают ульминовые (бурые) кислоты и в заметном количестве присутствуют фульвокислоты. Интенсивность аккумуляции биогенных элементов (угле-

рода, азота, фосфора, калия и др.) в горизонтах максимального накопления гумуса высокая. Интенсивность вторичного глинообразования варьирует в зависимости от гидротермических условий, но нигде не достигает большой интенсивности. Емкость поглощения

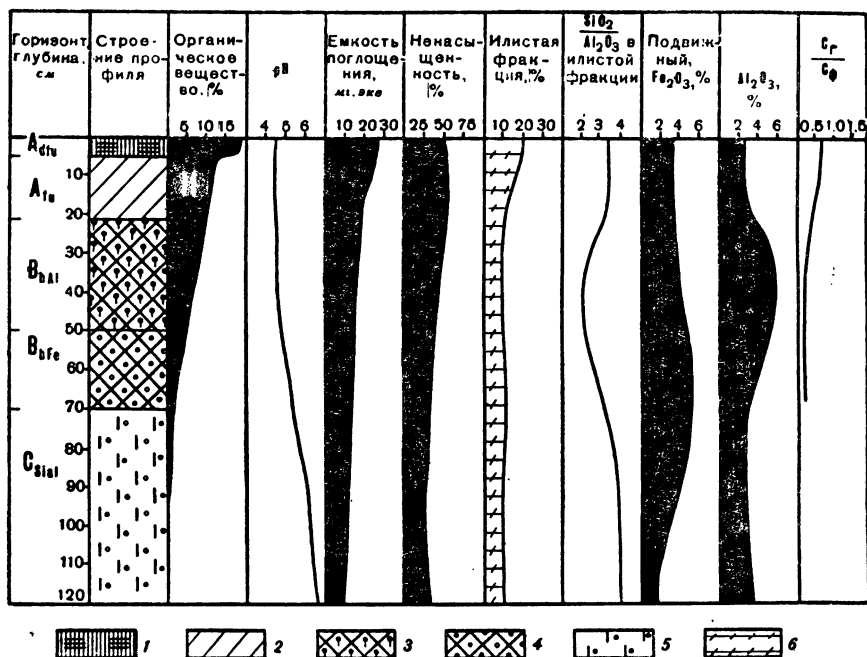


Рис. 3. Профиль кислой дерновой почвы

Генетические горизонты: 1 — дернина; 2 — гумусовый фульватно-ульматный; 3 — иллювиально-гумусовый алюминиевый; 4 — иллювиально-гумусовый железистый. Почвообразующая порода: 5 — сиаалитная. Состав илстой фракции: 6 — аллофаново-иллитовый

высокая. В составе поглощенных оснований преобладают кальций и магний, но присутствуют поглощенные водород и алюминий. Выраженные элювиальные и иллювиальные горизонты для дернового процесса почвообразования, не осложненного другими, нехарактерны, хотя некоторое передвижение в пределах профиля фульватов алюминия и железа наблюдается. В горизонте метаморфизации заметно некоторое ожелезнение (обохривание).

Типы почв, входящие в семейство кислых дерновых. Семейство кислых дерновых почв включает значительное число типов почв. Перечислим главные из них с указанием имеющих в зарубежной литературе синонимов.

1. Арктические дерново-коричневые почвы (Arctic brown soils);
2. Дерновые грубогумусовые почвы субполярных лугов.
3. Альпийские горно-луговые почвы (Ranker alpine);

4. Субальпийские горно-луговые почвы (Mullranker);
5. Андийские горно-луговые почвы (Paramosols);
6. Кислые пойменные почвы умеренных широт.
7. Желто-серые (новозеландские) почвы влажных субтропических прерий (Yellow-grey soils).

Арктические дерново-коричневые почвы распространены как на равнинах, так и в низком поясе гор арктической зоны, но приурочены лишь к наносам легкого механического состава: пескам, хря-

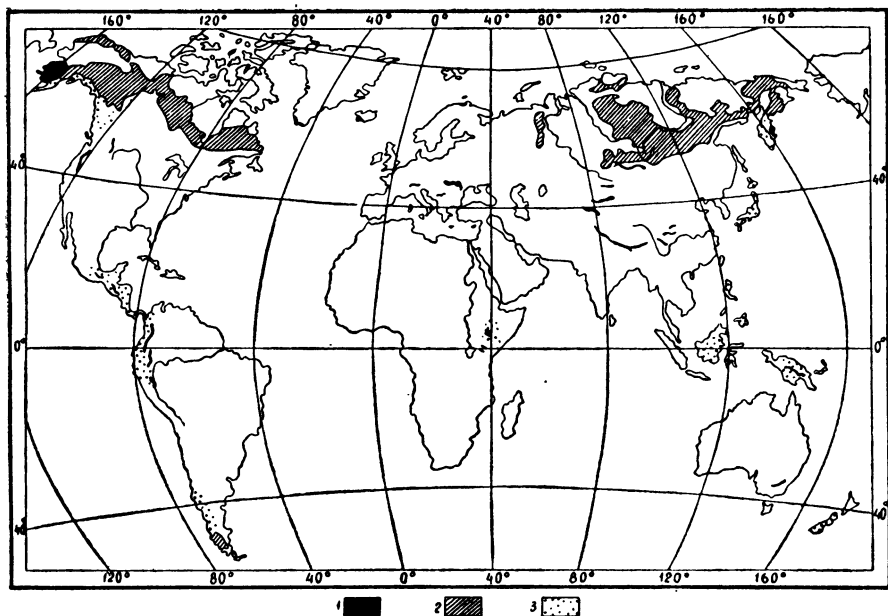


Рис. 4. Ареалы: 1 — кислых дерновых почв; 2 — альфегумусовых почв; 3 — гумусово-аллофановых пеплово-вулканических почв

щевато-щебнистым супесям, которые имеют там достаточно широкое распространение, благодаря малой интенсивности выветривания. Распространены они преимущественно в высоких широтах северного полушария, главным образом в арктическом поясе Северной Америки и Евразии.

Субполярные дерновые почвы встречаются во влажных океанических областях субполярных поясов северного и южного полушарий. В северном полушарии они распространены на Алеутских островах, в южной части Аляски, в Исландии, Северной Норвегии. В южном полушарии — на островах Антарктики (рис. 4).

Альпийские и субальпийские горно-луговые почвы (аналоги арктических и субполярных дерновых) распространены на породах любого состава в горах умеренного и субтропического поясов,

образуют две высотные зоны, располагающиеся непосредственно ниже снеговой границы. В зависимости от положения гор по отношению к океанам высотные пределы распространения этих почв изменяются. Они понижаются в океанических секторах материков и повышаются по мере увеличения континентальности климата. Альпийские и субальпийские горно-луговые почвы распространены в Альпах (откуда они и получили свое название), Гималаях, Восточном Тянь-Шане, Куэньлуне-Каракоруме, Восточном Тибете, Северо-Американских Кордильерах, Чилийско-Аргентинских Андах, в южной, наиболее высокой части Австралийских Кордильер и высоком поясе гор Новой Зеландии.

Андийские горно-луговые почвы характерны для высокогорий тропического и экваториального поясов, Северных и Перуанских Анд, Кордильер Центральной Америки, высокогорий Восточной Африки (гор Кения, Рувензори, Килиманджаро) и высоких гор Малайского архипелага и Новой Гвинеи.

На равнинах северного полушария дерновые кислые пойменные почвы встречаются по речным долинам умеренной зоны Северо-Американского континента и Евразии. В южном полушарии влажные субтропические прерии с кислыми дерновыми почвами характерны для Новой Зеландии. Здесь эти почвы названы новозеландскими почвоведами желто-серыми почвами. Значительная часть их, по данным описаний и микроморфологических исследований, произведенных В. Кубиеной (Kubiéna, 1965), несут явные черты предшествующего выщелачивания илистой фракции и поверхностного оглеения, т. е. они имеют полигенетический характер.

Кроме названных дерновых почв значительное распространение в умеренных поясах земли имеют вторично одернованные почвы. Это преимущественно окультуренные разности различных кислых (но не оподзоленных) лесных почв. В результате длительной обработки, смены лесной растительности на культурную травянистую, внесения органических и минеральных удобрений они утратили свой первоначальный характер, обогатились гумусом, приобрели комковато-зернистую структуру и могут рассматриваться (если эти изменения достаточно велики) как особый тип вторичных дерновых окультуренных почв.

Большинство типов почв, принадлежащих к семейству кислых дерновых (за исключением части почв речных долин и вторично одернованных окультуренных почв), не используются в земледелии. Этому препятствуют не свойства самих почв, а климатические условия или характер рельефа (холодный климат Арктики и Субарктики, резко расчлененный рельеф и холодный климат высокогорий). В естественном состоянии они используются как пастбищные и сенокосные угодья.

В ряде стран практикуется удобрение пастбищ и сенокосов на дерновых луговых почвах, подсев трав, что существенно повышает их производительность.

СЕМЕЙСТВО АЛЬФЕГУМУСОВЫХ ПОЧВ

Условия развития и генетические особенности

Альфегумусовый почвообразовательный процесс осуществляется при сочетании факторов, определяющих одновременно накопление в верхней части профиля большого количества органического вещества ульматно-фульватного состава и перемещение части органических соединений, преимущественно фульватов железа и алюминия, в условиях постоянно-окислительной среды.

Подобный процесс может происходить лишь на бескарбонатных породах, так как присутствие кальция ограничивает подвижность органического вещества и полуторных окислов. Он не может осуществляться также на породах очень кислых (кварцитах, кварцевых песках, каолиновых глинах), не содержащих или содержащих очень мало железа и алюминия. (Здесь он сменяется подзолистым процессом.)

Обязательным условием для рассматриваемого процесса является наличие в почвообразующей породе или первичных, или вторичных минеральных соединений, содержащих железо и алюминий — элементы, с которыми связывается гумус.

Альфегумусовый почвообразовательный процесс проявляется наиболее ярко на относительно слабовыветрелых породах, богатых первичными минералами, легко поддающимися процессам разрушения (основные породы, биотитовые гнейсы, биотитовые и роговообманковые граниты, слюдистые и хлоритовые сланцы и др.). Альфегумусовое почвообразование идет также и на корках выветривания, но с высоким содержанием свободных гидратов окислов железа и алюминия: аллофановых, ферсизаллитных и ферралитных.

Не менее важным условием для осуществления альфегумусового процесса является такой гидротермический режим, при котором процессы гумификации органических остатков идут не до конца, на поверхности почвы присутствует слой лесной подстилки. В то же время и минерализация вновь образующихся гумусовых веществ идет медленно и гумус надолго закрепляется в почве. Подобные условия создаются под пологом хвойных или смешанных лесов в условиях преимущественно прохладного и влажного климата, без выраженного сухого периода.

В зоне южной тундры и в горно-таежных районах Сибири альфегумусовые почвы, описанные В. О. Таргуляном (1971) и выделенные им в особый тип (подбуров), распространены как в горных условиях, так и на хорошо дренированных равнинах.

В умеренно теплом и субтропическом поясах эти почвы встречаются лишь высоко в горах в верхней части горно-лесной зоны на границе с субальпийскими лугами, т. е. лишь в условиях горного холодного влажного климата.

В тропическом и экваториальном поясах они распространены также в верхней части горно-лесной зоны под вечнозелеными гилеями и «туманными» горными лесами.

Третьим обязательным условием для проявления альфегумусового процесса является хороший дренаж почв и постоянно окислительная среда. Поэтому почвы, принадлежащие семейству альфегумусовых, наиболее часто встречаются на наносах легкого механического состава или на хрящевато-обломочных элюво-делювиях массивных пород, на повышенных элементах рельефа или на хорошо дренируемых склонах.

В альфегумусовых почвах органические остатки поступают преимущественно с наземным древесным опадом на поверхность почвы. Здесь они медленно разлагаются, но часть опада всегда находится в полуразложившемся состоянии, являясь постоянным источником подвижных органических веществ и минеральных элементов.

Как показали исследования, проведенные С. В. Зонном в горных лесах Болгарии (1962) и в Восточном Тибете (1964) и Р. П. Дхира в Гималаях (1965), в составе золы древесного опада высокогорных хвойных лесов содержится относительно много полуторных окислов; например, в подстилке ельника-черничника (Болгария) окислы железа и алюминия составляют более 5% от веса сухого вещества; в подстилке пихтовых лесов Гималаев — 4,5%, что составляет около 30—40% от всей суммы находящихся в подстилках минеральных веществ. Кальций, содержащийся в значительном количестве в живых хвое и листьях из подстилок, быстро вымывается. Остаются менее подвижные соединения железа и алюминия.

Значительное содержание железа и алюминия в золе растений является одной из причин связывания части вновь образующихся гуминовых веществ, преимущественно в органо-железистые и органоглиноземные комплексы, осаждения их в верхних горизонтах и насыщения алюминием почвенных коллоидов (что проявляется в большом количестве обменного алюминия).

В условиях влажного климата образуются преимущественно относительно простые, слабоконденсированные фульвокислоты и бурые гуминовые кислоты. Часть этих соединений, находящихся в свободном состоянии (так как в золе подстилок недостаточно полуторных окислов для их полной нейтрализации), проникает в толщу почвы, реагирует с железом и алюминийсодержащими почвенными минералами, растворяют их, образуя органо-металлические комплексы, оседающие на поверхности минеральных частиц. Подобное рассеянное органическое вещество хорошо видно при микроморфологических исследованиях этих почв. Органо-железистые соединения, оседая на поверхности минеральных частиц, склеивают последние и способствуют образованию ореховато-комковатой или ореховато-зернистой структуры (последняя чаще — результат деятельности дождевых червей).

Постепенно значительная толща почвы оказывается прокрашенной и обогащенной органическим веществом. Менее подвижные соединения бурых гуминовых кислот с железом в большей степени

накапливаются в верхней части профиля, а более подвижные фульваты железа и алюминия перемещаются в его нижнюю часть, создавая на определенной глубине гумусово-иллювиальный горизонт, выделяющийся часто по цвету и увеличению содержания гумуса. Выносу подвижных органо-металлических соединений способствует нисходящий ток почвенных растворов и их сильное разбавление в условиях влажного климата.

Перемещающиеся вниз по профилю в органо-минеральных формах железо и алюминий по мере минерализации органических веществ освобождаются в виде гидратов окислов, аккумулирующихся в гумусово-иллювиальном горизонте в заметных количествах, что отчетливо проявляется в увеличении в этом горизонте подвижных, легкорастворимых форм полуторных окислов, и в наличии натечных железистых или органо-железистых пленок по почвенным порам, а также и по специфической ярко-бурой окраске, усиливающейся в нижней, менее прокрашенной гумусом части профиля. В условиях достаточного увлажнения окислы железа находятся в сильно гидратированной форме, с чем связан желтый или охристый цвет нижних горизонтов почвы.

Высокая емкость поглощения в этих почвах связана не с интенсивным глинообразованием, а с большим количеством органических коллоидов.

Если альфегумусовый процесс идет на обломочной коре выветривания массивных пород, он сопровождается образованием некоторого количества минералов иллит-монтмориллонитовой и каолинитовой группы, но в большей степени здесь формируются аморфные коллоидальные осадки — аллофаны. Вновь образующиеся дисперсные глинистые минералы обнаруживают очень слабое перемещение по профилю; оно выявляется лишь при микроморфологических исследованиях почв: в иллювиальном горизонте изредка обнаруживаются потеки поляризующей ориентированной глины по почвенным порам.

В условиях относительно невысокой зольности органических остатков, бедности их азотом, калием, сильного промачивания почв, накопление биогенных элементов таких, как фосфор, калий, кальций, даже в наиболее сильногумусированном горизонте, идет лишь в слабой степени. В слаборазложившихся подстилках, где все эти элементы входят в состав растительных тканей и предохраняются от вымывания, их сохраняется заметное количество.

Морфологический профиль альфегумусовых почв (A_{of} , A_{uf} , B_h , B_{hFeAl} C_{sial}). В морфологии и физико-химических свойствах альфегумусовых почв запечатлеваются основные свойственные данному типу почвообразования процессы: накопление грубого гумуса, образование подвижного гумуса ульматно-фульватного состава, растворение и перемещение вниз по профилю органо-минеральных соединений железа и алюминия и формирование иллювиально-гумусового горизонта B_{hFeAl} непосредственно под грубогумусовым го-

ризонтом (A_o) или под гумусово-аккумулятивным горизонтом (рис. 5).

A_{of} — варьирующей мощности от 3—5 до 15—20 см, сухоторфянистый, темно-коричневого цвета, сложенный полуразложившимися остатками хвои, мхов, часто густо переплетен корнями; имеющиеся в этом горизонте минеральные частицы часто с по-

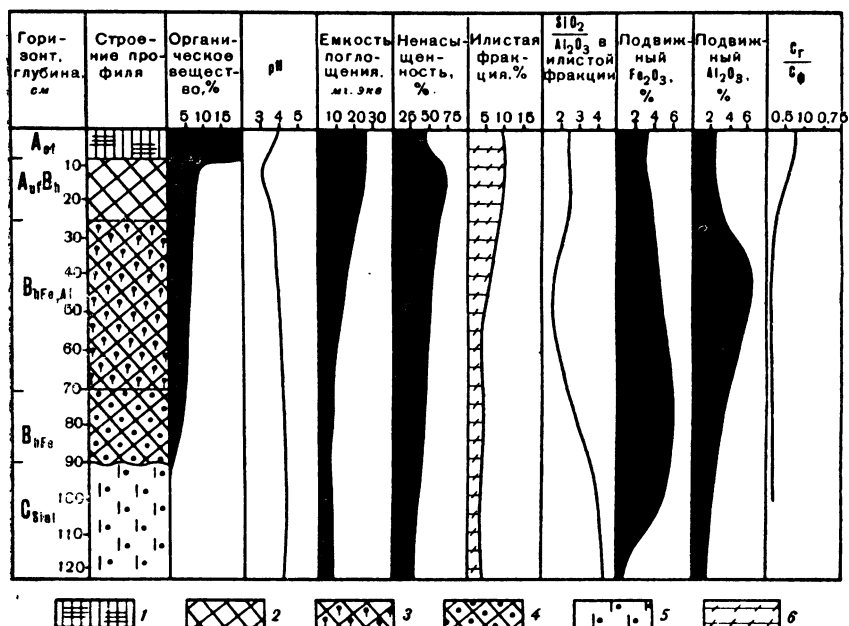


Рис. 5. Профиль альфегумусовой почвы.

Генетические горизонты: 1 — грубогумусовый горизонт (подстилка); 2 — гумусовый аккумулятивно-иллювиальный ульматно-фульватный; 3 — иллювиально-гумусово-железисто-алюминиевый; 4 — иллювиально-гумусово-железистый. Почвообразующая порода: 5 — сиаллитная. Состав илистой фракции: 6 — аллофаново-иллитовый

верхности имеют белый цвет (зерна полевых шпатов, кварца).

$A_{uf} B_h$ — аккумулятивно-иллювиальный гумусовый мощностью от 15 до 25—30 см темно-бурого или темно-коричневого цвета, с непрочной комковатой структурой, в большей или меньшей степени пронизан корнями, механический состав его обычно легкий — песчаный, супесчаный или хрящевато-легкосуглинистый; переход в следующий горизонт постепенный.

$B_h Fe, Al$ — иллювиальный фульватно-алюминиево-железистый мощностью 20—40 см, иногда до 70 см и более; имеет более яркий, чем вышележащий горизонт, коричнево-бурый цвет, иногда охристо-бурый, непрочную комковатую структуру и легкий механический состав.

Микроморфологические описания этого горизонта показывают, что зерна первичных минералов покрыты железисто-органическими

пленками, образующими между отдельными минеральными зернами цемент; лишь в очень слабой степени в иллювиальном горизонте заметны пленки ориентированного поляризующего (следовательно, кристаллического) глинистого вещества. Основная масса тонкодисперсного натечного вещества аморфна.

С глубиной окраска гор. $B_h Fe$ становится все более светлой ржаво-охристой, на глубине около 1 м он постепенно переходит в песчаную или хрящевато-щебневатую, бескарбонатную почвообразующую породу (С).

Физико-химические свойства альфегумусовых почв. Валовой анализ альфегумусовых почв обнаруживает обогащение всего почвенного профиля по сравнению с почвообразующей породой, окислами железа и алюминия и обеднение кремнеземом, на что показывает уменьшение отношения SiO_2/Al_2O_3 в почве по сравнению с породой. Далее обнаруживается некоторый вынос из верхних горизонтов окислов железа и алюминия, так как максимум содержания Al_2O_3 и Fe_2O_3 приурочен к горизонту B_h (см. рис. 5). Причем окислы железа вымыты глубже, чем окислы алюминия. Вынос полуторных окислов подтверждается анализами илистой фракции: в гор. B_h отношения SiO_2/Al_2O_3 и SiO_2/Fe_2O_3 уменьшаются.

Весь профиль, за исключением горизонта A_{of} , обеднен основаниями по сравнению с породой. Реакция по всему профилю почв кислая, с наиболее низкими значениями pH в горизонте $A_{uf}B_h$; степень ненасыщенности составляет 40—50%, в составе поглощенных оснований наряду с водородным ионом много алюминия.

Гумусовый профиль альфегумусовых почв весьма характерен: очень высокое содержание органических веществ в A_{of} (часто до 50% от веса почвы составляют органические вещества) резко уменьшается в горизонте $A_{uf}B_h$ до 10—8%, и далее весьма постепенно уменьшается вниз по профилю, составляя часто на глубине 50—60 см около 5%, а на глубине около 1 м — 2—3%. Это свидетельствует о большой подвижности органических веществ и медленной их минерализации. Высокая подвижность гумуса подтверждается данными о его фракционном составе; на всем протяжении профиля преобладает фракция фульвокислот, связанных с полуторными окислами. Фракция гуминовых кислот представлена преимущественно свободными гуминовыми (бурыми гуминовыми или ульминовыми) кислотами. Гуминовых кислот, связанных с кальцием, в этих почвах нет. Относительное содержание фульвокислот, также как и содержание подвижных полуторных окислов, вниз по профилю увеличивается, что подтверждает их совместное перемещение.

Типы почв семейства альфегумусовых. Семейство альфегумусовых почв включает ряд типов почв. До последнего времени эти типы не объединялись в одну генетическую группу, а рассматривались как самостоятельные или как подтипы в системе ранее известных типов. Правомерность выделения группы почв с альфегумусовым процессом была доказана в недавнее время В. О. Та-

ргульяном (1968), что позволяет наряду с названными им типами почв, принадлежащими к этой группе (подбурами), назвать сходные с ними по свойствам, хотя и отдаленные по географическому положению типы почв с выраженным альфегумусовым типом почвообразования.

1. Тундровые подбуры (Brown arctic soils).

2. Таежные подбуры (кислые таежные неоподзоленные мерзлотно-таежные) (Rusty colored forest soils, subarctic brown soils).

3. Темно-бурые кислые горно-лесные (Cryptopodzolic Braunerde, Acid humic soils, Sols ocres podzoliques).

4. Высокогорные гумусовые аллитные (High humic latosols, Acid brown yellow soils, High humic hydrolatosols).

Тундровые подбуры распространены в типичной и южной кустарничковой тундре на наносах легкого механического состава или на грубообломочных хрящевато-щебневатых продуктах выветривания массивных пород в условиях, где отсутствует горизонт льдистой вечной мерзлоты и в почвах в отличие от типичных тундрово-глеевых почв господствуют окислительные условия и свободный дренаж. В Северной Америке к типу тундровых подбуров, по-видимому, могут быть отнесены некоторые из описанных Тедроу (Tedrow, 1952) бурых арктических почв (Brown arctic soils).

Таежные подбуры распространены весьма широко в таежной зоне Евразии, особенно в горных районах, и были описаны под разными названиями: кислые таежные неоподзоленные почвы, буротаежные почвы (Ливеровский, Рубцова, 1959); таежномерзлотные ожелезненные (Ногина, 1964) и, наконец, как подбуры (Таргульян, 1965). Возможно, что перечисленные выше почвы представляют не один, а несколько типов семейства альфегумусовых почв. Для всей этой группы характерны в той или иной степени черты, свойственные альфегумусовым почвам.

В Северной Америке, в пределах Канадского щита, на моренных и флювиогляциальных отложениях легкого механического состава таежные подбуры распространены очень широко; они были описаны Келлогом и Найгардом (Kellog, Nygard, 1951) под названием субарктических бурых почв (Subarctic brown soils). Показаны на почвенной карте Канады как ржаво-окрашенные лесные почвы (Rusty colored forest soils).

Альфегумусовые почвы в ряду горных почв проникают в значительно более низкие широты. В умеренном поясе Западной и Центральной Европы, Карпатах, Динарских Альпах, в верхней части пояса горных еловых и елово-пихтовых лесов (на высотах 1100—2100 м) широко распространены неоподзоленные, кислые, многогумусовые почвы, описанные многими почвоведом под различными названиями. Немецкие почвоведы (Mückenhausen, 1950; Ganssen, 1957) их называют скрытоподзолистыми бурыми лесными почвами (Cryptopodzolic Braunerde), французские почвоведы — охристыми подзолистыми (sols ocres podzoliques), несмотря на отсутствие в них выраженного подзолистого горизонта.

Эти почвы, имеющиеся на территории советских Карпат, были описаны Е. Н. Рудневой (1960) под названием темно-бурых неоподзоленных горно-лесных почв. Темно-бурыми горно-лесными почвами они были названы и описаны также С. Л. Зонном, исследовавшим их в верхней части горно-лесного пояса в Родопских горах.

Американские почвоведы описали подобные почвы центральных Кордильер и Скалистых гор, под названием «кислые гумусовые почвы» (*Acid humic soils*).

От таежных и тундровых подбуров темно-бурые горно-лесные почвы отличаются менее мощным горизонтом A_0 , большим накоплением ульматно-фульватного гумуса и более глубоким проникновением его по профилю. Отсутствие термических и рентгеноструктурных анализов илстой фракции не позволяет сказать, сложена ли она лишь аморфными коагелями кремния, алюминия, железа и органических коллоидов или представлена частично окристаллизованным глинистым веществом. Обилие подвижных форм алюминия и железа указывает на преимущественно аллофановый характер ила в темно-бурых почвах.

В еще более низких широтах (в субтропических и тропических поясах) альфегумусовые почвы смещаются в более высокие части гор на абс. высоты 3000 м и более. Здесь они также приурочены к верхней части пояса горных лесов хвойных или хвойно-широколиственных в субтропиках и туманных дождевых лесов и редколесий в тропическом поясе. Даже в условиях прохладного климата высокогорий выветривание здесь идет быстро, и на горных склонах, даже при малой мощности элювиально-делювиального плаща, продукты выветривания сильно обеднены кремнеземом и основаниями, содержат коалит и свободные многоводные окислы алюминия и железа, т. е. имеют аллитный или фераллитный характер. Присутствие свободных гидратов окислов алюминия и железа является необходимым условием для связывания подвижных ульминовых и фульвокислот в органоминеральные комплексы. Почвы имеют грубогумусовый горизонт, очень мощный и темноокрашенный гумусово-иллювиальный горизонт, часто с содержанием гумуса до 7—10% на глубине 50—60 см.

Описаны почвы различных горных районов мира: Северных Анд и гор Восточной Африки под названием влажных гумусовых латосолов (*Hydrol humic latosols*), Восточного Тибета (Зонн, 1964) и Гималаев (Дхир, 1965) под названием высокогорных гумусовых аллитных почв. По-видимому, подобные же почвы распространены в редколесьях высокого пояса гор на Новой Гвинее, Филиппинах и островах Зондского Архипелага.

Высокогорные иллювиально-гумусовые почвы верхней части лесной зоны как в умеренном, так и в субтропическом и тропическом поясах граничат с горно-луговыми почвами субальпийских лугов, парамосов и редколесий, принадлежащих к вышеописанному семейству кислых дерновых почв.

Как видно из приведенных описаний, рассмотренные два се-

мейства обладают рядом общих признаков; возможно, что они близки и генетически, так как при колебаниях климата граница между высокогорными лесами и лугами могла неоднократно смещаться как вверх, так и вниз.

СЕМЕЙСТВО ПЕПЛОВО-ВУЛКАНИЧЕСКИХ КИСЛЫХ ГУМУСОВО-АЛЛОФАНОВЫХ ПОЧВ

Условия развития и генетические особенности

Рассматриваемые почвы распространены в областях активной вулканической деятельности, в зоне периодического поступления новых отложений пепла на поверхность почв и погребения старых почвенных профилей.

Эти почвы образуются в условиях влажного климата при весьма широком термическом диапазоне и встречаются от субарктических умеренно холодных до жарких экваториальных областей. Они развиваются как под лесной, так и под травянистой или травянисто-кустарниковой растительностью.

Таким образом, влажный климат, промывной водный режим и наличие свежего легкоподдающегося выветриванию рыхлого вулканического материала — главные факторы образования рассматриваемых почв, в то время как термический — проявляется не столь сильно.

Вулканические пеплы состоят из частиц пористого вулканического стекла (пемзы). Механический состав этих отложений песчанистый или хрящевато-песчанистый, часто с примесью более крупнообломочного, также сильнопористого материала. Значительная часть этого материала не окристаллизована, представляет собой аморфную или криптокристаллическую стекловидную массу.

Рыхлые неокристаллизованные вулканогенно-осадочные породы, подобные вулканическим пеплам, очень легко поддаются процессам выветривания. Чему причиной, с одной стороны, их неустойчивость в условиях поверхности Земли, как и любых других эндогенных минеральных образований, а с другой, что главное, — мелкообломочный характер материала, большая пористость, а следовательно, и большая удельная поверхность, на которую действуют агенты выветривания. Последнее обстоятельство отличает вулканические пеплы от сходных по составу массивных пород, например вулканических лав, скорость выветривания которых при прочих равных условиях во много раз ниже.

Значительная часть продуктов выветривания вулканических пеплов имеет аморфный характер. Это преимущественно аллофаны, состоящие из аморфных гидратов окислов кремния, алюминия и железа. Лишь в условиях субтропического или тропического климата, при высоких температурах, в продуктах выветривания кроме аллофанов присутствует каолинит или галлуазит. Основания и часть аморфного кремнезема вымываются, и поэтому глинистая

часть продуктов выветривания во всех термических поясах имеет аллитизированный характер: отношение $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ колеблется около 2,0.

Выветриванию вулканических пеплов способствуют образующиеся при гумификации растительных остатков слабополимеризованные ульминовая и фульвокислоты.

Они разлагают вулканическое стекло и частично нейтрализуются освобождающимися при этом окислами железа и алюминия. Наиболее подвижные фракции фульватов железа и алюминия вымываются в глубокие части профиля, образуя горизонт B_h , а менее подвижные ульматы железа остаются в верхнем гумусовом горизонте, сообщая ему темную окраску.

Морфологический профиль пеплово-вулканических гумусово-аллофановых почв A_{fu} , B_h , $(A_{ufm}B_{hma})$, $(A_{ufm}B_{hma})$. Вымывание гумуса и полуторных окислов вниз по профилю и погребение верхнего аккумулятивного горизонта новым пепловым материалом различной мощности создают сложный гетерогенный профиль пеплово-вулканических почв с системой почвенных профилей. Он состоит из чередования гумусово-аккумулятивных горизонтов A_{uf} и гумусово-иллювиальных B_h , которые по мере захоронения под влиянием почвенных растворов, поступающих сверху, и метаморфизации на месте превращаются в погребенные метаморфические горизонты внутрипочвенного выветривания и трансформации гумусовых веществ $(A_{ufm}B_{hma})$.

Однако захоронение гумусовых горизонтов способствует их сохранности, поэтому в гумусово-аллофановых почвах содержание гумуса во всем профиле очень высокое (часто составляет 10—15% и более).

Химические и физико-химические свойства пепловых гумусово-аллофановых почв. При высоком содержании гумуса преобладают фульвокислоты, особенно в иллювиальных горизонтах, где отношение C_T/C_F часто опускается до 0,2—0,3. Высокое содержание гумуса и аллофанов обуславливает очень высокую емкость поглощения пеплово-вулканических гумусово-аллофановых почв, составляющую обычно 30—40 мг экв на 100 г, а в ряде случаев поднимающуюся до 50—60 мг экв на 100 г почвы и выше. Почвы эти умеренно или сильно ненасыщенные, поглощенные водород и алюминий составляют около 50% от емкости поглощения. Соответственно реакция на всем протяжении профиля кислая ($pH=4-5$). Наряду с поглощением катионов в почвах обнаруживается способность анионного поглощения, что связано с высоким содержанием полуторных окислов. Емкость поглощения анионов часто не меньшая, чем катионов. В составе поглощенных анионов преобладает анион фосфорной кислоты (PO_4^{3-}). Поэтому даже при высоком содержании в почвах фосфора он недоступен растениям и при использовании их необходимы большие дозы фосфорных удобрений.

Обилие аллофанов сказывается на количестве подвижных форм

железа, алюминия и кремния, особенно в гумусово-иллювиальных, сильновыветрелых горизонтах.

Пористость вулканического материала и интенсивное выветривание, увеличивающее размеры пор в обломках, обуславливают очень малый объемный вес вулканических почв и в то же время их большую влагоемкость.

Детальные описания внутриагрегатной порозности и явлений внутриагрегатного выветривания вулканических почв даются в работах И. А. Соколова (1968) о вулканических охристых почвах Камчатки. Вулканические гумусово-аллофановые почвы устойчивы лишь при периодическом поступлении свежего вулканического материала. Если новый материал не поступает, они переходят в типы почв, свойственные данной зоне: подзолистые иллювиально-гумусовые — в холодных гумидных областях, кислые темно-бурые — в умеренно теплых условиях и желтоземы или красноземы — в условиях влажных субтропиков и тропиков.

Типы почв, принадлежащие семейству пеплово-вулканических кислых гумусово-аллофановых. Вулканические гумусово-аллофановые почвы описаны во многих странах мира под разными названиями. Их называют в Южной Америке «вулканические пепловые почвы», или «трумао», в Индии известны «черные пепловые почвы» и «андосоли», в Японии «черные вулканические пепловые почвы», «гумусовые аллофановые почвы», «почвы куробоку», «куротсюши», в Новой Зеландии — «желто-бурыми суглинками», или «алвисолями» (последнее — от соединения слогов аллофановые — «ал» и фульватные — «ви»), на Гавайских островах — «влажные гумусовые латосоли»; в соответствии с новой номенклатурой в США эти почвы называются «андепт», вулканические почвы субарктических областей названы «криандепт».

Пеплово-вулканические гумусово-аллофановые почвы встречаются от субполярных областей до экватора и наряду с чертами сходства имеют черты различия, связанные с характером термического режима, интенсивностью биологического кругооборота веществ и количеством энергии, затрачиваемой в единицу времени на почвообразование. Именно по этому принципу — характеру термического режима — разделены вулканические почвы Новой Зеландии (Тейлор, 1965).

Можно выделить как особый почвенный тип вулканические почвы холодных гумидных областей, названные И. А. Соколовым на основании исследований на Камчатке охристыми вулканическими почвами. Для них характерно отсутствие вторичных окристаллизованных глинистых материалов: илистая фракция этих почв состоит только из аллофанов. На поверхности почв имеется горизонт грубого гумуса. По-видимому, сходные почвы имеются на Аляске и в Исландии.

В условиях умеренного теплого пояса, как следует из описаний вулканических почв Японии, наряду с аллофанами в глинистой фракции почв имеется значительное количество каолинита

и галлуазита, грубогумусовый горизонт отсутствует, гумусовый горизонт имеет очень темный цвет. Эти почвы можно рассматривать как особый тип черных вулканических гумусово-аллофановых почв (Каппо, 1961; Ohmasa, 1964). Они распространены и в Кордильерах, в условиях горного и высокогорного рельефа, проникают в области субтропиков и тропиков (Северные Анды, горные массивы восточной Африки, острова Зондского архипелага, Новой Гвиней, Новой Зеландии и др.). В более низких частях гор и на равнинах в жарком климате субтропиков и тропиков вулканические почвы, сохраняя свои основные свойства (высокую гумусность, кислотность, малый объемный вес), приобретают черты зональных ферралитных кор выветривания и почв, что проявляется в красноватом оттенке их нижних горизонтов. Окристаллизованный материал каолинит-галлуазитового состава составляет наряду с аллофанами основную массу илистой фракции (Dudal, 1960).

Подобные почвы можно рассматривать как особый тип ферралитизированных вулканических гумусово-аллофановых почв. Они были исследованы на Гавайях, в Индонезии, в нижнем поясе Анд (Чили), в Эквадоре и Перу (Wright, 1963).

Во влажных субтропиках и тропиках вулканические гумусово-аллофановые почвы выделяются среди остальных почв более высоким плодородием. Это связано с хорошими физическими свойствами этих почв, их высокой гумусностью и, что очень существенно, наличием в профиле и особенно в верхних горизонтах относительно свежего вулканического пепла — источника оснований и микроэлементов.

СЕМЕЙСТВО ИЛЛЮВИАЛЬНО-ГУМУСОВЫХ ПОДЗОЛОВ

Условия образования и генетические особенности

Семейство иллювиально-гумусовых, или альфегумусовых, подзолов по условиям образования и ряду свойств весьма близко к семейству альфегумусовых почв. Основным отличием служит присутствие элювиального подзолистого горизонта, что существенно изменяет общую структуру почвенного профиля, делает его качественно иным, и позволяет эту группу почв выделить в ранг особого семейства. Почвы обоих семейств обычно встречаются по соседству, и альфегумусовые почвы часто представляют «предподзолистую» стадию развития общего направленного процесса.

Подобно альфегумусовым почвам иллювиально-гумусовые подзолы распространены в очень широком диапазоне географических широт от холодных субарктических редколесий или влажных прохладных высокогорий до равнин и низменностей влажных субтропиков и тропиков. Формы проявления процесса в столь широком диапазоне биоклиматических условий изменяются, но сущность его остается постоянной. Необходимым условием формирования иллювиально-гумусовых подзолов, кроме влажного климата, яв-

ляются: 1) легкий механический состав, а следовательно, легкая водопроницаемость почвообразующих пород, обеспечивающая свободное проникновение почвенных растворов сверху вниз; 2) бедность почвообразующих пород основаниями (Ca, Mg, Fe, Al) или (в случае очень холодного климата) слабая степень выветрелости породы при медленном течении процессов выветривания.

Иллювиально-гумусовые подзолы образуются на бедных древнеаллювиальных и флювиогляциальных песках и супесях, на хрящеватом или хрящевато-щебневатом элювии и делювии, бедных основаниями и полуторными окислами массивных пород. Они развиваются и как первичные почвы непосредственно на бедной основе, хорошо водонепроницаемой почвообразующей породе и как почвы вторичные. В последнем случае они могут образоваться: 1) из альфегумусовых почв, при нарушении существующего подвижного равновесия между количеством вновь образующихся и минерализующихся органических кислот и количеством не связанных в органоминеральные комплексы свободных полуторных окислов; 2) из сильнолессивированных (обезыленных) почв, где профиль иллювиально-гумусового подзола мощностью в несколько сантиметров образуется в верхней части бывшего элювиального горизонта; 3) из почв, прошедших стадию кислой торфяно-глевой почвы, при смене постоянного водозастойного режима периодически промывным.

Периодическая смена окислительно-восстановительного режима способствует, как показали работы И. С. Кауричева и Е. М. Ноздруновой (1964), образованию комплексных органо-железистых и органо-глиноземных соединений и выносу их из верхних горизонтов.

Переход железа в закисные формы в моменты застоя вод также делает его более подвижным, и в периоды промывного режима способствует выносу его в нижние горизонты и за пределы профиля. В результате образуются очень мощные торфянистые иллювиально-гумусовые подзолы, окружающие заболоченные депрессии. Эти почвы имеют наряду с торфянистым горизонтом очень мощные белесые горизонты и столь же мощные, часто сцементированные до состояния плитняка иллювиальные горизонты кофейного или ржаво-коричневого цвета.

Образованию иллювиально-гумусовых подзолов способствуют не только бедные основаниями, хорошо водопроницаемые породы, но также, в известной степени, и характер растительности, особенно это относится к песчаным подзолам. Здесь поселяются растения, неприхотливые к пище и влаге: сосновые леса с напочвенным покровом из мхов и лишайников, верещатники, склерофильные леса — весьма обычны для этих условий.

Растения потребляют мало минеральных элементов, соответственно и опад их беден золой.

Так, по данным В. В. Пономаревой (1959), в хвое сосны содержится около 2,5% золы. В составе золы лишь половину, т. е. око-

ло 1,2%, составляют основания (Ca, Mg, K, Mn, Fe, Al), остальное — кремнезем, сера, фосфор. В вереске при том же содержании золы сумма оснований составляет менее 1% от веса органических остатков. Еще беднее зольными элементами кустистые лишайники.

Оснований в растительном опаде настолько мало, что освобождающиеся при разложении растительных остатков низкомолекулярные кислоты и вновь образующиеся слабоконденсированные ульминовые и фульвокислоты остаются в значительной мере неусредненными и в свободной, а следовательно, агрессивной форме проникают в толщу почвы, растворяют и разлагают минералы.

Низкомолекулярным соединениям, легкорастворимым и вымываемым из растительных остатков, в первую очередь принадлежит в разрушении минералов и растворении полуторных окислов большая роль.

Эксперименты, проведенные С. Блумфилдом (Bloomfield, 1953, 1957), а позднее Р. Девисом, С. Коулсоном и Д. Леви (Davies, Coulson, Lewis, 1960), показали, что водный экстракт из хвои деревьев содержит полифенолы, которые дают растворимые комплексные соединения с железом и алюминием. Железо при этом восстанавливается и образует очень устойчивые, легкорастворимые соединения. Кроме полифенолов были выделены аминокислоты и ряд низкомолекулярных органических кислот, которые оказывают на минералы растворяющее действие.

Часть низкомолекулярных кислот, в частности полиуроновых, образуется в подстилках благодаря жизнедеятельности обитающих там микроорганизмов. Это уксусная, фумаровая, молочная, щавелевая и др. Эти кислоты в среде, бедной основаниями, также в значительной мере остаются несвязанными и в свободном виде выщелачиваются в лежащий под подстилкой горизонт. Общее количество этих низкомолекулярных кислот невелико. По данным И. С. Кауричева, Т. Н. Ивановой и Е. М. Ноздруновой (1963), они составляют от общего количества органического вещества, мигрирующего в профиле почв в водных растворах, не более 5—6%.

Основную массу воднорастворимых соединений кислотной природы составляют вновь образованные при разложении подстилок специфические гумусовые вещества — фульвокислоты и в меньшей степени бурые гуминовые кислоты. Их главенствующая роль в процессах растворения первичных минералов, а также образования подвижных соединений углерода с железом и алюминием при формировании иллювиально-гумусовых подзолов была доказана В. В. Пономаревой (1964).

Ульминовые кислоты и особенно фульвокислоты дают преимущественно внутрикомплексные (хелатные) соединения с железом и алюминием. В сильно разбавленных растворах, при широком отношении органических кислот к металлам (именно такое широкое отношение и создается на бедных основаниями почвообразующих породах, при малой зольности растительных остат-

ков), коллоидальные и молекулярнорастворимые органоминеральные соединения вымываются из лежавшего под подстилкой верхнего минерального горизонта почвы. Этот горизонт наиболее подвергается воздействию как неспецифических (низкомолекулярных), так и специфических (гумусовых) кислот. В результате разрушения первичных минералов и растворения находившихся в этом горизонте свободных полуторных окислов образуется подзолистый элювиальный горизонт, сильноразрушенный, лишенный подвижных окислов железа и алюминия, значительной части оснований и в то же время бедный органическим веществом, так как легкорастворимые органические кислоты и металлорганические комплексы вымываются в иллювиальный горизонт. Подзолистый горизонт имеет светлый, белесый цвет, что связано с относительным накоплением относительно устойчивых по отношению к органическим кислотам кварца и некоторых полевых шпатов (например, микроклина), разрушением железосодержащих цветных минералов и свободных гидратов окислов железа.

Шведский почвовед О. Тамм (Тамм, 1930, 1931) один из первых, изучавших иллювиально-гумусовые подзолы, произвел расчет, показывающий сравнительную степень выноса различных окислов из иллювиально-гумусовых подзолов Швеции (табл. 5).

Таблица 5

**Сравнительная степень выноса минеральных окислов из гор. Е_p
в иллювиально-гумусовых подзолах Швеции по Тамму (Тамм, 1931)**

Окислы	% выноса	Минералы, отдающие окислы
P ₂ O ₅	91,7	апатит
MgO	65,5	биотит и другие цветные минералы
Fe ₂ O ₃	59,2	
CaO	33,6	апатит, полевые шпаты и др.
Al ₂ O ₃	24,9	полевой шпат, биотит и др.
SiO ₂	23,3	силикаты и алюмосиликаты
Na ₂ O	22,2	полевые шпаты
K ₂ O	10,7	ортоклаз, микроклин, мусковит и др.
TiO ₂	8,4	титанит и другие минералы

Приведенные данные показывают, что подзолистый горизонт обедняется всеми элементами, но особенно сильно фосфором, железом, кальцием, алюминием. Некоторые из растворенных соединений вымываются за пределы почвенного профиля (соединения натрия, кальция); другие — частично вымываются, а частично активно удерживаются растениями (калий, фосфор); третьи, перемещаясь вниз по профилю, утрачивают подвижность и аккумулируются в иллювиальном горизонте. К последним относятся органо-железистые и органо-алюминевые комплексы. Выпадение в осадок металлоорганических комплексов связано со следующими причинами.

1. По мере продвижения вниз по профилю количество свободных и не полностью усредненных органических кислот уменьшается, так как они по пути реагируют с минеральной основой почвы и нейтрализуются основаниями, разлагаются микроорганизмами, реакция становится менее кислой, отношение углерода органических кислот к полуторным окислам уменьшается.

2. Часть влаги перемещающихся вниз по профилю растворов расходуется на десугию и испарение, а концентрация растворов увеличивается.

Наступает момент, когда реакция или концентрация раствора или оба фактора вместе вызывают коагуляцию сначала органо-алюминиевых, а затем органо-железистых соединений. Порог коагуляции отмечается в профиле образованием на большей или меньшей глубине от поверхности иллювиального органо-алюминиево-железистого горизонта, сплошного или в виде серии отдельных нешироких прослоев — псевдофибров.

Чем более кислы и разбавлены растворы, формирующиеся в подстилках и подзолистом горизонте, тем больше выносятся органо-алюминиевых соединений; если кислотность меньше, а растворы более концентрированы, то алюминий слабо подвижен и в иллювиальном горизонте накапливаются органо-железистые соединения. При совместном перемещении органо-алюминиевые комплексы выпадают из растворов раньше, чем органо-железистые. С течением времени органическая составляющая органо-минеральных комплексов, накапливающихся в иллювиальном горизонте, частично минерализуется, а связанные с нею полуторные окислы, оставаясь на месте, образуют мощные иллювиальные горизонты, богатые подвижными, легкорастворимыми в слабых кислотах гидратами окислов алюминия и особенно железа.

По-видимому, железистые подзолы с невысоким содержанием гумуса в иллювиальном горизонте представляют почвы, в которых иллювиирование органических кислот сопровождается их быстрой минерализацией; наиболее быстро процессы минерализации идут в окислительной среде, в то время как в периодически восстановительных условиях органическое вещество в иллювиальных горизонтах сохраняется значительно дольше и аккумулируется поэтому с течением времени в больших количествах.

Морфологический профиль иллювиально-гумусовых подзолов (A_{oo} , A_o , E_p , B_h Fe, Al, C_{sial}). Иллювиально-гумусовые подзолы, как уже говорилось выше, образуются лишь на хорошо водопроницаемых породах: песках, супесях, хрящевато-щебневатых, легких по механическому составу моренных отложениях или хрящевато-щебневатом элювии коренных пород.

Легкий механический состав, свободное проникновение растворов по всей толще почв обуславливают четкую дифференциацию профиля почв на следующие генетические горизонты:

A_{oo} — лесной подстилки; в верхней части это слаборазложившиеся растительные остатки: хвоя, листья, веточки, мхи, шишки.

Горизонт имеет различную мощность, но обычно составляет около 5 см;

A_0 — грубогумусовый, бурого цвета, состоящий из полуразложившихся растительных остатков, частично сохранивших форму, но легко растирающихся в иловатую массу. Имеет мелкокомковатую или пороховидную структуру, обязанную преимущественно деятельности насекомых (мокриц, жуков, многоножек, энхитреид и др.). В горизонте распространена масса тонких древесных корней, тянущихся вдоль горизонта параллельно поверхности. Мощность его от нескольких до 7—10 см и более;

E_p — элювиальный подзолистый, очень хорошо выражен по цвету: пепельно-серый или чаще почти белый; на песках бесструктурный, на супесях слабосвязанный. Корней в нем мало, редкие из них не ветвятся, а проходят в нижележащие горизонты. Мощность подзолистого горизонта варьирует в широких пределах от 2—3 (в северных подзолах) до 20—25 см (в почвах более южных широт). Граница с нижележащим горизонтом обычно резкая по цвету и уплотнению;

$B_h Fe, Al$ — иллювиально-гумусово-железистый или иллювиально-гумусово-алюминиевый, ржаво-бурого или, в случае почв с близким горизонтом грунтовых вод, кофейного цвета. Темная кофейная окраска особенно характерна для почв, избыточно переувлажненных.

Иллювиальный горизонт в легких по механическому составу почвах обычно представляет собой в большей или меньшей степени сцементированную массу: от слегка связанного песка до плотного ортштейна (в почвах с современным и прежним грунтовым увлажнением). Часто он представлен серией ожезненных тонких прослоев (псевдофибров), особенно хорошо выраженных в легких песчаных почвах на слоистых песках.

Микроморфологические исследования иллювиальных горизонтов песчаных подзолистых почв, проведенные Е. И. Парфеновой и Е. А. Яриловой (1960), показывают, что пленки на поверхности песчаных частиц состоят из изотропных (некристаллических) ярко-красноватых и охристых гидроокислов железа или черно-бурых, также аморфных пленок, с большим количеством тонкорассеянного органического вещества.

Нижняя часть иллювиально-гумусового горизонта имеет обычно менее темный ржаво-красный или ржаво-бурый цвет. Мощность горизонта варьирует в больших пределах: от нескольких до 40—50 см;

C_{sial} — горизонт почвообразующей породы, обычно легкого механического состава, в случае развития на коренных породах — это хрящевато-щебневатые продукты выветривания.

Химические, физико-химические и физические свойства иллювиально-гумусовых подзолов (рис. 6). Иллювиально-гумусовые подзолы — очень кислые почвы на всем протяжении профиля, но максимальная кислотность обнаруживается обычно в грубогуму-

совом горизонте, где рН водной суспензии составляет около 4,0, а солевой — около 3,0—3,5. Книзу значения рН увеличиваются до 5,0—5,5. Гумусовый профиль этих почв весьма своеобразен. В грубогумусовом горизонте содержание органического вещества составляет 65—85%, в элювиальном горизонте — падает до 2—3%, а в песчаных почвах — до 1% и ниже. В иллювиальном горизонте содержание гумуса по сравнению с подзолистым увеличивается в 2—3 раза и более, достигая 5—6, а иногда и 12—13%. Вглубь к материнской породе содержание гумуса падает почти до нуля.

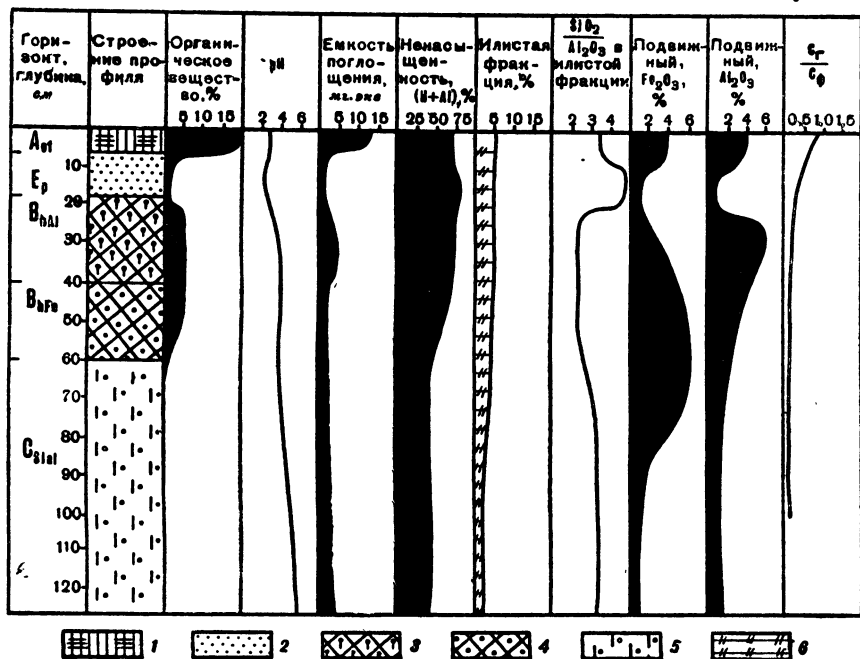


Рис. 6. Профиль иллювиально-гумусового подзола.

Генетические горизонты: 1 — грубогумусовый (подстилка); 2 — элювиальный подзолистый; 3 — иллювиальный гумусово-алюминиевый; 4 — иллювиальный гумусово-железистый. Почвообразующая порода: 5 — сиаллитная. Состав илстой фракции: 6 — аллофановый

Подстилка и гумус подзолов очень бедны азотом. Отношение C/N составляет 30—40 в верхних горизонтах и понижается до 20—15 в нижних горизонтах.

В составе гумуса преобладают фульвокислоты. Они превышают содержание гуминовых кислот в грубогумусовом и подзолистом горизонтах в 1,5—2,5 раза, а в иллювиально-гумусовом — в 6—8 раз. Относительное и абсолютное увеличение фракции фульвокислот книзу происходит за счет повышения содержания самой подвижной фракции фульвокислот — рыхлосвязанных с полуторными окислами.

В составе гуминовых кислот совершенно отсутствует фракция, связанная с кальцием. Основную часть составляют здесь бурые гу-

миновые или ульминовые кислоты, довольно равномерно распределенные по профилю почв, с некоторым относительным увеличением в верхних горизонтах.

Дифференциация почв по механическому составу выражена слабо. Иллювиальный горизонт не выделяется увеличением содержания илестых частиц. Чаше несколько повышенное содержание ила наблюдается в грубогумусовом горизонте.

Хорошо выражена дифференциация профиля по содержанию валовых и особенно подвижных гидроокислов железа и алюминия. Содержание подвижных полуторных окислов в иллювиальном горизонте в 5—10 раз выше, чем в грубогумусовом, и в 15—30 раз больше, чем в подзолистом.

Таким образом, в иллювиальном горизонте накапливаются подвижные соединения фульвокислот с окислами железа и алюминия.

Емкость поглощения также резко изменяется по профилю. Она примерно одинакова в грубогумусовом и гумусово-иллювиальном горизонтах (15—20 мг·экв) и очень низка в подзолистом (3—2 мг·экв).

Почвы сильно не насыщены основаниями. В грубогумусовом горизонте степень ненасыщенности ниже, чем в подзолистом и иллювиальном. В последнем сумма поглощенных водорода и алюминия может достигать 80—90% от емкости поглощения (главным образом за счет алюминия).

Накопление биогенных элементов (азота, фосфора, калия, кальция) в иллювиально-гумусовых подзолах очень невелико и сосредоточено лишь в подстилке и грубогумусовом горизонте, к которым и приурочена масса корней растений, поглощающих эти элементы по мере их освобождения при минерализации органического вещества.

Типы почв семейства иллювиально-гумусовых подзолов. Семейство иллювиально-гумусовых подзолов представлено главными тремя типами почв:

1. Карликовые (поверхностные) иллювиально-гумусовые подзолы холодных гумидных областей.

2. Иллювиально-гумусово-железистые подзолы умеренных широт.

3. Мощные иллювиально-гумусовые подзолы субтропических и тропических широт.

Карликовые иллювиально-гумусовые подзолы широко распространены в северной тайге и лесотундре Евразии и Северной Америки; в умеренно холодной зоне средней и южной тайги карликовые подзолы встречаются лишь высоко в горах, на границе с горно-тундровыми подбурями.

Для этого типа характерна очень малая мощность всех горизонтов. Медленный прирост биомассы и малое количество ежегодного опада обуславливают малую мощность подстилки — 3—10 см. Мощность подзолистого горизонта составляет часто 2—3 см, мак-

симум 5 см, что связано с малым поступлением органического вещества и медленным темпом его разложения.

Субарктические карликовые подзолы образуются обычно на слабыветрелых (типичных для этой зоны) супесчаных и песчаных моренных отложениях, богатых первичными минералами, содержащими основания, в том числе железо и алюминий. Поэтому поступающие из подстилок органические растворимые кислоты, пройдя небольшую толщу, быстро нейтрализуются. Образующиеся металлоорганические соединения теряют подвижность, и уже на глубине 5—7 см под подстилкой и маломощным элювиальным горизонтом образуется иллювиально-гумусовый горизонт В_h. Он несколько более растянут, чем иллювиальный, особенно в том случае, если почва прошла стадию подбуря. Обычно мощность всех трех горизонтов (А_o, Е_p, В_h) составляет 40—50 см.

В умеренных широтах, где поступление органических остатков обильное и образование фульвокислот идет энергичнее, мощность всего профиля подзолов увеличивается до 1,0—1,5 м, особенно если почвообразующая порода — бедные, перемытые пески. Здесь в некоторых случаях образуются весьма мощные иллювиально-гумусово-железистые подзолы. Они широко распространены в Западной Европе — в пределах Северо-Германской низменности, Дании, Голландии, характерны для песчаных ландов юго-запада Франции, песчаных аллювиальных равнин Венгрии и ряда других мест.

Наибольшей мощности иллювиально-гумусовые подзолы достигают во влажных субтропических и тропических областях. Этому способствует, во-первых, более обильное поступление органических остатков, следовательно, большее количество выщелачиваемых из них и вновь образующихся органических кислот.

Во-вторых, во влажных субтропиках и тропиках широко распространены ферриаллитные и ферраллитные коры выветривания, в которых из первичных минералов сохранился только кварц. При размыве ферраллитных кор и отложении песчаного аллювия образуются почти чистые кварцевые пески лишь с небольшой примесью других первичных и вторичных минералов.

Следовательно, обилие органических кислот и бедность основаниями песчаных наносов обуславливают развитие очень мощных иллювиально-гумусовых и иллювиально-железистых подзолов. Белесый подзолистый горизонт здесь часто составляет 70—80 см, еще большую мощность (около 1,0—1,5 м) имеет кофейно- или ржавоокрашенный иллювиальный горизонт.

Подобные мощные иллювиально-гумусовые подзолы изучены в южной и юго-западной Австралии и на о. Тасмания (Stephens, 1953), на Северном острове Новой Зеландии (Taylor, 1956), в бассейне Амазонки в Южной Америке, в тропической Африке (Franko, 1968), на приморских низменностях Кубы (Зонн, 1964), на низменных песчаных равнинах Флориды и Джорджии в США и в ряде других мест.

В горных районах субтропических и тропических поясов иллювиально-гумусовые подзолы распространены в верхней части лесного пояса, где чередуются с влажными гумусовыми латосолями. По описаниям (Рике, 1961), в горных районах Мадагаскара значительную часть кремнезема в оподзоленном горизонте гумусово-иллювиальных подзолов образуют кремневые фитолитарии.

СЕМЕЙСТВО БУРОЗЕМОВ (ульматно-сиаллитных оглиненных почв)

Условия образования и генетические особенности

Почвы с выраженным буроземным почвообразовательным процессом распространены во влажных умеренно теплых областях земли, где 8—10 месяцев в году коэффициент увлажнения больше 1,0, а остальное время не опускается ниже 0,6. Температурные условия таковы, что в почвах круглый год сохраняются положительные температуры, с колебаниями от 22—25 до 3—5° и очень редко до 0°. Постоянная влажность и постоянно положительные температуры способствуют процессу внутрипочвенного выветривания и образования глинных минералов гидрослюдисто-иллит-монтмориллонитового состава, т. е. процессу сиаллитного оглинивания. Гидротермические условия способствуют интенсивному протеканию микробиологических процессов: органические остатки быстро гумифицируются и минерализуются, поэтому в почвах семейства буроземов нет горизонта грубого гумуса. Гумусово-аккумулятивный горизонт имеет небольшую мощность несмотря на то, что растительных остатков в этих почвах поступает значительно больше, чем в альфегумусовые почвы. Последние образуются преимущественно под хвойными лесами. Буроземные почвы встречаются как под хвойными, так и весьма широко распространены под широколиственными листопадными и смешанными листопадно-вечнозелеными лесами, поставляющими большое количество богатого зольными элементами опада, с высоким содержанием в золе оснований, с растительными остатками, более быстро поддающимися гумификации и минерализации.

Интенсивной гумификации и минерализации органических веществ способствует не только активная микрофлора, но и обильное население беспозвоночных: мокриц, эксодовых клещей, личинок насекомых, особенно дождевых червей, перемешивающих растительные остатки с минеральной частью почвы, пропускающих их через пищеварительный тракт. Это убыстряет процессы разложения гумуса и способствует более тесной связи органических веществ с минеральными частицами почвы. Обычно весь гумусовый горизонт буроземных почв образован капролитами дождевых червей и представлен «мягким гумусом», или «мюллем», как его называют западноевропейские почвоведы, в отличие от грубого гумуса, или «модера».

Работами ряда советских почвоведов (Рубилин, 1956; Фрид-

ланд, 1964; Ливеровский, 1948; Гоголев, 1964; Пономарева, 1964, и др.) установлено, что в бурых лесных почвах — наиболее типичном представителе семейства буроземов — в составе гумуса преобладает фракция бурых гуминовых или ульминовых кислот при подчиненном количестве фульвокислот.

Как показали эксперименты В. В. Пономаревой (1964), ульминовые кислоты, в отличие от фульвокислот, не агрессивны по отношению к первичным почвенным минералам, они дают нерастворимые соединения с окислами железа. В гумусовом горизонте буроземных почв идет процесс связывания ульминовых кислот в органо-железистые комплексы, которые представляют устойчивые коагели, агрегирующие почвенные частицы.

Группа более сложных полимеризованных темных гуминовых кислот при отсутствии периодов иссушения или замораживания в этих почвах не образуется, в них полностью отсутствуют гуматы кальция.

Более интенсивная минерализация гуминовых веществ и более узкое, чем в альфегумусовых почвах, отношение органических кислот к основаниям минеральной части почвы обуславливают, несмотря на преимущественно фульватно-ульматный характер гумусовых веществ малую подвижность гумуса и гидроокислов железа и алюминия.

Неагрессивный характер образующихся при разложении лесного опада ульминовых и фульвокислот обусловлен также более высокой зональностью растительных остатков лиственных лесов по сравнению с хвойными лесами и большим участием в составе золы оснований (в частности, кальция). В лиственных лесах суббореального пояса общее количество вносимых с опадом зольных элементов и азота составляет 250—350 кг/га в год (Родин, Базилевич, 1965). Именно со значительным количеством освобождающихся при гумификации и минерализации растительных остатков оснований связана несколько менее кислая реакция гумусового горизонта почв. Однако заметного накопления здесь кальция не происходит, о чем свидетельствует ненасыщенность поглощающего комплекса. Кальций и другие основания частично выносятся в форме бикарбонатов из почвенного профиля и частично вступают в новые циклы биологического кругооборота. Количества оснований, поступающих с опадом, недостаточно для полного усреднения органических кислот. Вполне очевидно, что устойчивость буроземного процесса возможна лишь на почвообразующих породах, содержащих такое количество оснований и полуторных окислов, которое могло бы в каждый данный момент участвовать в реакциях связывания всего количества вновь ежегодно поступающих органических кислот.

Буроземный почвообразовательный процесс протекает на различных по минералогическому и механическому составу почвообразующих породах, но наиболее ярко он проявляется на породах основного состава или на наносах, содержащих богатые основа-

ниями первичные минералы и карбонаты кальция. Буроземы не образуются на бедных кварцевых песках (на них развиваются, как правило, подзолистые почвы), но на слюдистых или аркозовых песках, богатых щелочноземельными металлами, буроземообразование в условиях теплого и влажного климата протекает весьма интенсивно. В результате, пески в пределах почвенного профиля превращаются в опесчаненные суглинки и даже глины (Ливеровский, 1948).

Наряду с довольно быстрой гумификацией и минерализацией органических веществ буроземообразование сопровождается, как уже говорилось, интенсивным внутрпочвенным глинообразованием, о чем свидетельствует утяжеление механического состава метаморфического горизонта B_m по сравнению с почвообразующей породой. Оглиниванию почвенной массы способствуют наряду с постоянным увлажнением почв и господством на протяжении всего года в этой части профиля положительных температур поступающие сверху почвенные растворы, насыщенные углекислотой. Появление большого количества углекислоты в почвах связано с активностью микрофлоры, минерализацией органического вещества, дыханием корней. При взаимодействии растворенной биогенной углекислоты с минеральной массой идет гидролиз первичных минералов и превращение их во вторичные глинные минералы. Таким образом, результатом взаимодействия живых организмов, продуктов их жизнедеятельности и распада с минеральной основой почвы в буроземах являются вторичные глинные минералы (в отличие от альфегумусовых почв, где основным продуктом взаимодействия являются органоминеральные комплексы).

Стадии преобразования первичных минералов в глинистые агрегаты хорошо видны в шлифах почвы с ненарушенной структурой.

Непосредственное превращение первичных минералов в глину начинается от стадии пелитизации (образования чешуек глинных минералов на поверхности зерен первичных минералов) и кончается полным замещением целых зерен первичных минералов агрегатами вторичных глин. В последнем случае в шлифах видны псевдоморфозы глинных минералов по зернам полевых шпатов, слюд и т. д., сохранивших очертания этих зерен. При интенсивно идущем оглинении первичные силикаты и алюмосиликаты почти исчезают из почвенной толщи. Подобный процесс оглинения почв или их отдельных горизонтов был отмечен рядом исследователей (Л. И. Прасоловым, И. Н. Антиповым-Каратаевым, А. Н. Розановым, И. П. Герасимовым, Ю. А. Ливеровским и др.).

Термические и рентгеновские анализы илистой фракции из метаморфических горизонтов показывают, что в составе вторичных глин присутствуют гидрослюды, смешаннослоистые минералы иллит-монтмориллонитового состава, монтмориллонит, иногда нонтронит.

Большинство образующихся при оглинении почв вторичных

алюмо- и феррисиликатов (гидрослюды, иллит, монтмориллонит, нонтронит) имеет отношение $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, равное 3 или 4. Часть кремнекислоты, освобождающейся при разложении первичных силикатов и алюмосиликатов, удаляется из почвенной толщи, и поэтому в горизонтах оглинения всегда наблюдается несколько меньшее отношение $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, чем в материнской породе.

Освобождающиеся при выветривании свободные гидроокислы железа в слабокислой среде метаморфического горизонта мало подвижны; они осаждаются, равномерно прокрашивая почвенную массу в ярко-бурый цвет.

Магний и калий, входившие в состав первичных минералов, закрепляются в кристаллических решетках вновь образованных глинистых минералов, в то время как кальций в форме двууглекислого кальция выносится за пределы почвенного профиля или вовлекается пронизывающими метаморфический горизонт корнями растений в биологический кругооборот и периодически возвращается в верхние горизонты почвы, что понижает их кислотность.

Морфологический профиль буроземных почв (A_{fu} , B_{msial} , C_{sial}). Генетический профиль буроземных почв прост, морфологически слабо дифференцирован и состоит из следующих горизонтов:

A_{fu} — гумусово-аккумулятивный, обычно суглинистого состава, буровато-серого цвета, зернисто-капролитовой структуры, с обильными ходами дождевых червей, окраска книзу постепенно буреет, нижняя граница горизонта обычно неясная, густо пронизан древесными корнями, мощность — от 20 до 40 см;

B_{msial} — метаморфический, оглиненный, тяжелосуглинистый или глинистый, ярко-бурого цвета, с прочной ореховатой структурой, часты ходы дождевых червей, книзу окраска становится менее яркой, оглиненность уменьшается, нижняя граница неясная, переход к почвообразующей породе постепенный, мощность — 80—120 см;

C_{sial} — почвообразующая порода, обычно бескарбонатная, менее тяжелого механического состава, чем почва; иногда в породе имеются остаточные карбонаты (если почвообразование шло на карбонатных наносах или карбонатных плотных породах).

Химические, физико-химические и физические свойства почв семейства буроземов (рис. 7). Механический анализ показывает обогащение почвы по сравнению с почвообразующей породой илистой фракцией, с максимальным содержанием ее в горизонте B_{msial} . К верхнему горизонту приурочено максимальное содержание подвижного железа (определенного по Тамму или по Дебу).

На всем протяжении профиля почвы сохраняется кислая реакция (рН 6,0—6,5) при уменьшении кислотности с глубиной. Степень ненасыщенности буроземных почв колеблется в широких пределах, но редко превышает 30—35% от суммы поглощенных оснований при емкости поглощения 30—35 мг·экв на 100 г почвы.

Большая часть обменной кислотности связана не с поглощенным водородом, а с поглощенным алюминием. В составе погло-

щенных оснований, как правило, преобладает кальций (50—60% от емкости поглощения).

Содержание гумуса в верхней части горизонта часто составляет 4—6%, но с глубиной количество его быстро уменьшается и на глубине 20 см редко превышает 2—3%. В составе гумуса преобладает фракция ульминовых кислот; отношение углерода гуминовых кислот к углероду фульвокислот в верхних горизонтах близко к единице; с глубиной это отношение уменьшается.

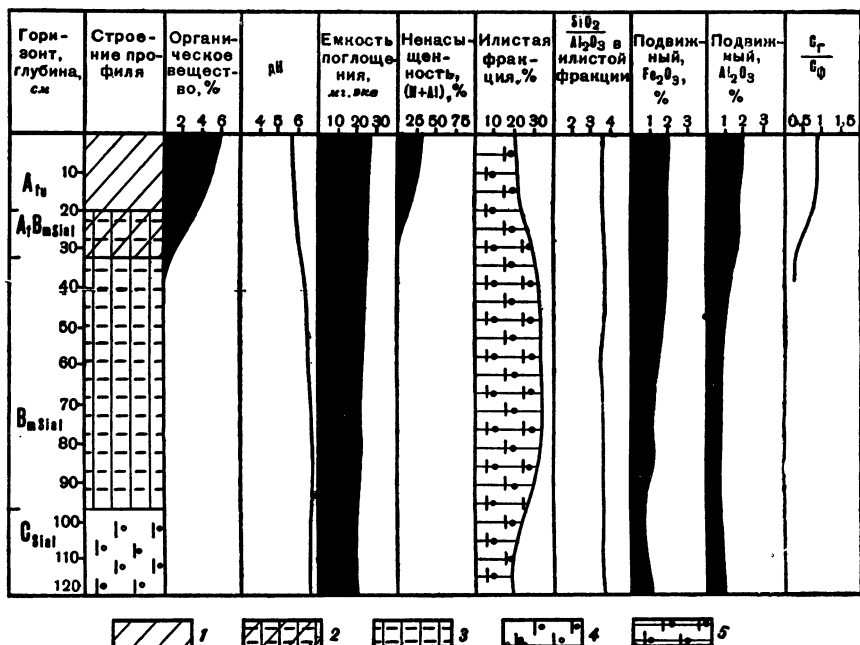


Рис. 7. Профиль бурой лесной почвы.

Генетические горизонты: 1 — гумусовый, фульватно-ульматный; 2 — гумусово-метаморфический, оглиненный; 3 — метаморфический оглиненный. Почвообразующая порода: 4 — сиаллитная. Состав илистой фракции: 5 — иллит-монтмориллонитовый

Валовой анализ всей почвы в целом показывает слабое обеднение ее кремнеземом по сравнению с породой и некоторое обогащение полутормными окислами.

Валовой состав илистой фракции на всем протяжении профиля сохраняется постоянным при отношении $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, равном 3,5—4,0.

В самой верхней части гумусового горизонта обнаруживается некоторое увеличение содержания кальция, фосфора, что связано с поступлением этих элементов в верхние горизонты с растительным опадом.

Типы почв семейства буроземных (ульматно-сиаллитных оглиненных почв). В семейство буроземных почв входят следующие типы почв:

1. Бурые лесные почвы умеренных поясов.
2. Бурые лесные насыщенные (средиземноморские).
3. Желто-бурые лесные почвы субтропических поясов.
4. Молодые бурые сиаалитные почвы тропических поясов.

Бурые лесные почвы распространены в областях умеренно теплого, отчасти умеренно холодного влажного климата северного и

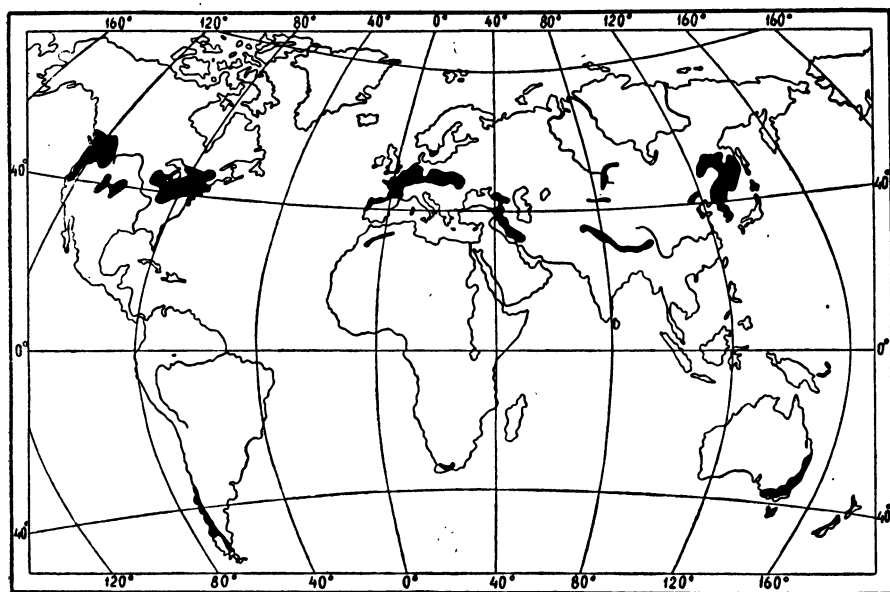


Рис. 8. Ареалы бурых лесных почв (1)

южного полушарий под широколиственными, хвойно-широколиственными и местами хвойными лесами (рис. 8). Большая часть этих почв не промерзает.

Обширные пространства бурые лесные почвы занимают в Западной и Центральной Европе. Они распространены на равнинах и в горах, но в условиях, исключающих застой поверхностной или подток грунтовой влаги на богатых основаниях почвообразующих породах.

В Восточной Европе, в связи с увеличением континентальности климата, бурые лесные почвы на равнинах замещаются серыми лесными. Здесь они встречаются лишь в горных условиях в Карпатах, Крыму, на Кавказе, в последнее время описаны подобные почвы Горного Алтая (Ковалев, 1966).

В восточной, приокеанической части Евразии, на Дальнем Востоке СССР, в Корее, на северных островах Японии и в Северо-Восточной части КНР бурые лесные почвы занимают большие площади. В Северной Америке эти почвы тяготеют к восточному атлантическому сектору США; они распространены в северной

части Аппалачей и на прилегающих равнинах среди серо-бурых оподзоленных почв и приурочены к выходам пород основного состава или к карбонатным лёссовидным суглинкам. В южном полушарии бурые лесные почвы занимают значительные площади в горных районах Новой Зеландии, Тасмании и юго-восточной части Австралийского континента. В Южной Америке бурые лесные почвы встречаются в южной части Чили, на обращенных к тихоокеанскому побережью склонах гор.

Как самостоятельный почвенный тип бурые лесные почвы были открыты в Западной Европе немецким почвоведом Э. Раманном, (Ramann, 1905) и стали известны под названием «Braunerde» (бурозем). Впоследствии румынский почвовед Г. Мургочи (Murgoci, 1909), разделявший точку зрения Раманна на самостоятельность бурых лесных почв, описал подобные же почвы Трансильвании и назвал их бурыми лесными почвами. Это название стало широко применяться как в Центральной и Западной Европе, так и в СССР (Прасолов, 1947). Оно утвердилось в американской и австралийской почвенной литературе (Brown forest soils) и сейчас применяется почти повсеместно для обозначения кислых лесных почв умеренных широт и горных почв субтропических областей, с недифференцированным почвенным профилем, с однородной яркой темно-бурой или светло-бурой окраской и маломощным слабо заметным гумусовым горизонтом.

Все описанные типичные признаки буроземообразования в наибольшей степени свойственны бурым лесным почвам: ульматный состав гумуса, ненасыщенность основаниями, хорошая структура, оглинение почвенного профиля, отсутствие передвижения илистых частиц и полуторных окислов при значительном содержании подвижных форм железа.

Бурые лесные почвы умеренных широт в типичных районах их распространения Западной Европы не испытывают зимнего замораживания. Зима здесь мягкая, с температурами самого холодного месяца —2—4°. Снег хотя и выпадает, но часты оттепели. Наблюдения, проведенные в северо-восточной части Саксонии (Neef, Schmidt, Lausner, 1961), показали, что годовые колебания температуры распространяются в бурых лесных почвах более чем на 150 см в глубину; температуры ниже нуля наблюдаются лишь в слое 0—20 см по несколько дней в период с ноября по март месяц. В основном даже в зимний период температура на поверхности составляет около 5°. В летний период температуры верхнего горизонта лежат в пределах 15—20°, редко поднимаясь до 25°. Глубже 20 см температуры в течение года всегда положительные: на глубине 50—100 см (в метаморфическом горизонте) они большую часть года составляют 10—15°, понижаясь до 5° лишь в самые холодные месяцы.

Наблюдения над годовым ходом влажности бурых лесных почв при годовом количестве осадков 600—750 мм (Neef и др., 1961) показали, что наибольшую влажность имеют верхние горизонты

почв; большую часть года влажность в этих горизонтах составляет 40—50%, поднимаясь в зимние месяцы до 60 и иногда до 70%. Даже в летние наиболее теплые месяцы влажность верхнего горизонта не опускается ниже 25—20%.

С глубиной влажность бурых лесных почв уменьшается. В метаморфическом горизонте она наиболее постоянна в течение года и колеблется в пределах 20—25%. Эта влажность близка к капиллярной влагоемкости или несколько превышает ее. На глубине 80 см влажность бурых лесных почв составляет около 10—15% и повышается лишь кратковременно в периоды сильных дождей, когда количество влаги превышает капиллярную влагоемкость и почвы промываются.

Таким образом, представление об исключительно сильном промывании бурых лесных почв (основанное на данных о большом количестве осадков и слабой испаряемости) несколько преувеличено. Промывной режим осуществляется периодически в течение коротких промежутков времени, поэтому буроземный процесс устойчив.

В остальную большую часть года почвы находятся в состоянии оптимальной влажности, что и способствует процессам выветривания и гумификации растительных остатков.

Оглинивание этих почв в свою очередь способствует их большой влагоемкости, что уменьшает возможность промывания. Порозность бурых лесных почв, в которых проводились наблюдения за водно-тепловым режимом, колеблется около 43—50%, наибольшая порозность наблюдается в гумусовом горизонте.

Бурые лесные почвы образуются, как уже упоминалось, на различных почвообразующих породах, но наиболее типичные профили, без признаков деградации и оподзоливания, наблюдаются на породах и наносах, богатых кальцием и железом (базальты, габбро и другие основные породы, а также карбонатные лёссовидные суглинки, карбонатная морена). К таким породам приурочены наименее кислые почвы, с pH 6,0—6,5 и степенью ненасыщенности 20—30%. Французские почвоведы (Aubert, Duchaufour, 1956) называют подобные почвы бурыми меланизированными (*Sols bruns mélanise*), а немецкие почвоведы (Kubierna, 1953; Muckenhausen, 1959) — эутрофными буроземами. На продуктах выветривания известняков — бурых бескарбонатных суглинках, так называемых *terra fusca* (террафуска) — образуются бурые, очень слабо ненасыщенные, почти нейтральные почвы. Они выделяются в особую группу бурых кальциморфных почв, богатых поглощенным кальцием и близких по своим свойствам к рендзинам (маломощным почвам на известняках с остаточной карбонатностью).

На бедных кальцием почвообразующих породах (гнейсах, гранитах, некоторых песчаниках) бурые почвы наиболее кислы и ненасыщенны, часто оподзолены. Немецкие почвоведы их называют олиготрофными буроземами, а французские и американские — бурыми кислыми почвами.

Различная степень выщелоченности и ненасыщенности бурых лесных почв в Западной и Центральной Европе связана не только с особенностями пород, но и с климатическими условиями. По свидетельству Дюшофура (Duchauffur, 1959), наиболее кислые бурые лесные почвы, часто выщелоченные и оподзоленные, характерны для наиболее влажного атлантического климата Западной Европы. Типичные бурые лесные почвы свойственны климату менее океаническому, переходному к континентальному. Однако при усилении континентальности бурые лесные почвы сменяются серыми лесными. В странах Центральной Европы И. П. Герасимов (1960) отмечает следующую биоклиматическую закономерность в распределении бурых лесных почв: для северной части зоны бурых лесных почв (например, для территории Польши) характерно преобладание северных, сильно ненасыщенных, кислых бурых лесных почв, к югу они сменяются типичными слабокислыми, которые южнее (например, в Югославии) замещаются нейтральными насыщенными бурыми лесными почвами.

В странах средиземноморской Европы (Италии, Испании, Греции, Югославии) последние называются бурыми средиземноморскими почвами; в США подобные почвы широко распространены в Южной части Скалистых гор и в Калифорнии, называются бурыми бескарбонатными (*non calcic brown soils*).

В Западной Европе одним из первых на эти почвы обратил внимание де Вийяр (1930). При описании почв Пиренейского полуострова он выделил особую группу сиаалитных почв, в которой выделил две подгруппы: 1) влажные сиаалитные, куда включил средневропейские буроземы, и 2) ксеросиаалитные почвы, занимающие большие площади на полуострове. Последние приурочены к областям с количеством осадков в пределах 700—400 мм с выраженным летним минимумом, где развиты ксерофитные леса из вечнозеленого дуба. Это почвы с мощностью гумусового горизонта 20—25 см, коричневато-бурой окраски, комковато-зернистой структуры. Горизонт оглинения мощностью в 40—50 см яркого желтовато-красновато-коричневатого цвета, с хорошо выраженной призматической структурой, на глубине около 80 см переходит в почвообразующую породу.

Почвы на протяжении всего профиля лишены карбонатов даже в том случае, если они образуются на карбонатных породах. От бурых лесных почв умеренного пояса они отличаются более высокой степенью насыщенности основаниями. Содержание поглощенного кальция и магния составляет около 80—85% от емкости поглощения. Степень ненасыщенности колеблется около 10—12%. На продуктах выветривания известняков (*terra fusca*) эти почвы часто не содержат поглощенного водорода. Они более кислы на древней красноцветной коре выветривания, сохранившейся в ряде районов (Албания, Югославия).

В горных районах европейского Средиземноморья бурые средиземноморские почвы образуют более низкую высотную зону по

сравнению с горными бурыми лесными, кислыми, выщелоченными и оподзоленными, занимающими более высокие и лучше увлажненные склоны гор.

В Румынии (Chirita, Păunescu, 1958) и в Болгарии (Koinov, 1958) выделены особые красновато-бурые почвы.

Красновато-бурые лесные почвы характерны для условий, переходных от среднеевропейских к субсредиземноморским. Среднегодовое количество осадков здесь составляет 500—600 мм. Среднегодовая температура 10—11°C. Эти почвы имеют более темноокрашенный гумусовый горизонт, чем темные бурые лесные почвы, горизонт В также более темный и имеет красноватый оттенок; книзу, к почвообразующей породе красноватый цвет исчезает. Эти почвы занимают промежуточное место между серыми лесными почвами и коричневыми почвами средиземноморских ксерофильных лесов. В ряде случаев в красновато-бурых почвах проявляются признаки оподзоливания, они распространены в южной Румынии (в пределах Румынской равнины), в северо-западной Болгарии, а также в Югославии, где известны под названием «гайнача».

На равнинах Западной и Центральной Европы бурые лесные почвы издавна и интенсивно используются в земледелии и существенно изменены сельскохозяйственной деятельностью человека. Вырубка лесов и смена лесной растительности на травянистую культурную сама по себе привела к некоторому одернению этих почв.

Процесс выщелачивания ослабляется, усиливается гумусонакопление. И. П. Герасимов (1960) называет подобные почвы темными или вторично одернованными бурыми лесными.

Однако главную роль в изменении свойств бурых лесных почв играет внесение большого количества органических и минеральных удобрений. При большом количестве удобрений, в условиях влажного и достаточно теплого климата эти почвы дают очень высокие урожаи всех сельскохозяйственных культур. Наиболее интенсивно используются бурые лесные почвы в странах Западной Европы: Англии, Дании, Бельгии, — где на них получают самые высокие урожаи зерновых культур в мире.

Желто-бурые лесные почвы были выделены в особый переходный тип почв между бурыми лесными и желтоземами И. П. Герасимовым и Ма Юн-чжи (1958) под горными лесами смешанного типа, с участием как листопадных, так и вечнозеленых пород. Они широко распространены в горах Юго-Восточного Китая, где образуют высотную зону, лежащую между горными бурыми лесными почвами и горными желтоземами.

Подобные же почвы под названием «горных бурых лесных субтропических» описаны Р. Б. Дхиром (1965) (Северо-Западные Гималаи).

По-видимому, они встречаются и в Северной Америке в южных Аппалачах, в переходной зоне от бурых и серо-бурых лесных почв к желтоземам и красноземам.

Широкое распространение желто-бурые лесные почвы имеют в Новой Зеландии, где, по описаниям Тэйлора (Taylor, 1956), они образуются под определенными типами леса, с участием деревьев, носящих местное название «towa». Эти леса возвращают с опадом много оснований и предотвращают деградацию почв. Под ними гумусовый горизонт имеет коричневый цвет и зернистую структуру. Метаморфический горизонт коричневато-желтый, с хорошо выраженной ореховатой структурой.

Под другими типами леса, с более бедным опадом, типичные желто-бурые почвы сменяются сильнокислыми, выщелоченными и оподзоленными.

От бурых лесных почв умеренных широт желто-бурые почвы отличаются большей степенью выветрелости минералов и большим количеством свободных сильногидратированных окислов железа, хотя состав глинных минералов в тех и других почвах близок и отношение $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ в илстой фракции желто-бурых почв выше 3,0. Большая степень выветрелости связана с более высокой температурой, большим количеством опада и с более высокой микробиологической активностью этих почв.

Во влажных тропических областях Африки, Южной Америки, Юго-Восточной Азии отмечались среди господствующих красноземных ферраллитных почв (описание которых будет дано ниже) сиаалитные почвы бурого цвета, кислые, ненасыщенные, с фульватно-ульматным типом гумуса. Илистая фракция этих почв состоит из смеси глинных минералов с отношением $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ 3—4; это гидрослюды, смешанно-слоистые минералы, вермикулит и др. (Фридланд, 1964).

Бурые сиаалитные тропические почвы связаны с молодыми или периодически обновляющимися поверхностями, сложенными свежим слабовыветрелым материалом (например, четвертичные аллювиальные или пролювиальные отложения), где процессы выветривания почвообразующей породы не дошли до стадии ферраллитизации (потери оснований значительной части кремнезема и накопления каолинита и остаточных полуторных окислов). Запасы первичных минералов в почвообразующей породе таковы, что внутри почвенного профиля идет интенсивное глинообразование.

Кубиена (Kubiëna, 1956) называет бурые тропические почвы бурыми суглинками (Braunlehm) в отличие от бурых лесных почв умеренных широт или буроземов (Braunerde). Основанием к этому послужили проведенные Кубиеной микроморфологические исследования бурых тропических почв и сравнение их микроморфологии.

В буроземах умеренных широт глинистое вещество в горизонте B_m не ориентировано и образует в основном спутанно-волоконистую микротекстуру.

В тропических бурых почвах основная масса глинистого вещества в метаморфическом горизонте ориентирована и образует пленки различной окраски, концентрически облекающие зерна пер-

вичных минералов и микроагрегаты. Это говорит о подвижности коллоидальных глинистых частиц; по порам глинистое вещество образует флюидальные потечные формы.

Микроморфологические исследования бурых субтропических почв Гималаев (Парфенова, Дхир, 1966) также показали наличие в метаморфическом горизонте пленок ориентированного глинистого вещества.

Кубиена предполагает, что в условиях тропиков, при интенсивном выветривании, одновременно освобождается много коллоидальной кремнекислоты, которая, обладая свойством гидрофильности, способствует диспергации илестых и коллоидных частиц и их перераспределению внутри самого метаморфического горизонта.

Бурые сиааллитные тропические почвы выделяются на общем фоне очень бедных ферраллитных почв более высоким уровнем естественного плодородия.

СЕМЕЙСТВО ФУЛЬВОФЕРРАЛИТОВ (фульватно-каолинитовых, ферралитных, аллитных, феррсиааллитно-аллитных почв)

Условия образования и генетические особенности

Для развития и существования почв с фульватно-ферраллитным типом почвообразования необходимы следующие условия:

1) влажный и теплый или жаркий климат, где коэффициенты увлажнения 7—8 месяцев в году составляют 1,5—2,0, а в остальные месяцы не опускаются ниже 0,6 и где температуры почвы большую часть года (или в течение всего года) превышают 20°, а в самые холодные месяцы не опускаются ниже 8—10°;

2) почвообразующие породы феррсиааллитно-аллитного, ферраллитного или аллитного характера, бедные основаниями, с преобладанием в составе глинных минералов каолинита;

3) в случае образования почв на массивных породах богатство их минералами, содержащими железо и алюминий, и достаточный для процесса ферраллитизации возраст поверхности;

4) лесная растительность, представленная субтропическими, тропическими и экваториальными влажными лесами, с большой емкостью биологического кругооборота веществ и обильным ежегодным опадом;

5) положение в рельефе, обеспечивающее свободный дренаж и ограничивающее или исключающее развитие эрозии.

О значении фактора возраста почв говорит отсутствие фульвоферраллитов на молодых наносах или эродируемых склонах, где они сменяются сиааллитными оглиненными почвами буроземного типа.

Ферраллитизация — это стадия выветривания массивных пород или наносов, сопровождающаяся распадом большей части первичных минералов (за исключением кварца) и образованием вторичных минералов группы каолинита и галлуазита ($\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$)

с низким отношением $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, равным 2 в преобладающих глинных минералах. Выветривание идет в условиях свободного дренажа. Кремнезем и основания выносятся из выветривающейся толщи. Освобождающиеся при выветривании гидраты окислов железа в окислительной среде, бедной органическими кислотами, остаются на месте в форме пленок гетита ($\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$) и гематита (Fe_2O_3) и равномерно прокрашивают массу каолинита, сообщая выветривающейся толще охристо-желтый или красный цвет.

Освобождающиеся при выветривании и не участвующие в кристаллической решетке каолинита окислы алюминия кристаллизуются и образуют гиббсит или гидраргиллит ($\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$) и бёмит ($\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$).

Низкое содержание кремнезема в каолините и присутствие свободных окислов алюминия (при вымывании свободного кремнезема) обуславливают низкое отношение $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ в ферраллитных продуктах выветривания (обычно ниже 2,0).

Содержание железа в ферраллитных продуктах выветривания зависит от содержания его в исходных породах: основные породы дают более железосодержащие ферраллитные и альферритные коры. Породы кислые, в которых значительную долю составляет остаточный кварц, а содержание железа относительно невысокое, дают ферраллитно-кварцевые коры. Коры с низким содержанием железа и высоким — окислов алюминия часто утрачивают красную окраску (аллитные коры).

На содержание железа влияют также окислительно-восстановительные условия, господствующие в период формирования коры выветривания. Если во всей толще коры выветривания, лежащей *in situ* или переотложенной и слагающей тот или иной тип рыхлых наносов (делювиальных, пролювиальных, аллювиальных), господствуют окислительные условия, то малоподвижные окислы железа сохраняются в выветривающейся толще и сообщают ей красный цвет.

Если же в отдельных частях выветривающейся толщи благодаря постоянному или периодическому воздействию грунтовых вод возникает восстановительный режим, то соединения железа переходят в закисные, подвижные формы, они могут выноситься с общим потоком грунтовых вод или аккумулироваться в определенных частях профиля коры выветривания (где восстановительная обстановка сменяется окислительной), образуя скопления плотных железистых конкреций различной формы. Горизонты скопления железистых конкреций называются латеритными горизонтами. Вынос или перемещение в коре выветривания железа сопровождаются формированием отбеленных, лишенных значительной части железа горизонтов, светлая окраска которых обязана каолиниту или галлуазиту (рис. 9).

В толще мощных кор выветривания (20—30 м), не затронутых эрозией, сохранившихся на древних денудационных равнинах, подобная отбеленная зона располагается на некоторой глубине от

поверхности под зоной, ярко окрашенной в красный или охристый цвет, где господствуют постоянно окислительные условия. Между окисленной верхней зоной и нижней, отбеленной, обычно располагается промежуточная пестроцветная зона, где сменяются красные,

охристые, сизовато-серые и белые участки, и часты обильные железистые конкреции и прослойки.

Фульвоферраллиты образуются как непосредственно на ферраллитных или аллитных корках выветривания, так и на продуктах их размыва и переотложения. Если почвы образованы на обогащенных железом корках или наносах, они наряду с преимущественно каолинитовым составом наследуют высокое содержание окислов железа.

Если же на поверхность благодаря эрозии выходит отбеленная зона и почвы образуются на ней или на продуктах ее размыва и переотложения, то они не имеют красной окраски, содержание железа в них низкое. Они состоят из каолинитов, и в случае аллитной стадии коры выветривания здесь присутствуют свободные окислы алюминия.

Если древняя кора выветривания целиком смыта и почвообразование начинается непосредственно на выходах массивных пород или на свежих, богатых первичными минералами наносах, выветривание первичных минералов и ферраллитизация идут одновременно с почвообразованием и в разных частях профиля почвы степень выветрелости первичных минералов и степень ферраллитизации несколько изменяются. Но даже при мощности профиля в 50—100 см почвы имеют ферраллитный характер: в составе глинистых минералов преобладает каолинит, наряду с гетитом и гематитом присутствует гиббсит (Троицкий, Бельчикова и др., 1968).

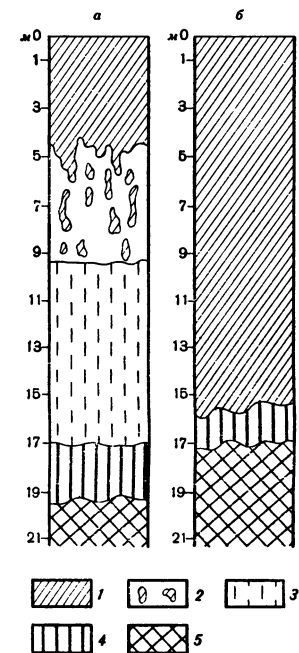


Рис. 9. Профили ферраллитной коры выветривания:

а) при периодическом воздействии грунтовых вод; б) — при хорошем дренаже. 1 — красочная окисленная зона гетит-гематит - каолинитового состава; 2 — пятнистая конкреционная, частично отбеленная зона у верхней границы толщи, подверженной воздействию грунтовых вод; 3 — отбеленная каолинитовая зона более активного воздействия вод; 4 — каолинит - гидрослюдистая зона; 5 — коренные породы

Возможно, что в сфере почвообразования, где освобождается большое количество углекислоты, действует обильная микрофлора, выделяющая ферменты, разлагающие минералы, корневые системы, и куда проникают поступающие из гумусового горизонта подвижные агрессивные органические кислоты (в фульвоферраллитах — это главным образом фульвокислоты), процессы феррал-

литизации массивных пород идут быстрее, чем в не затронутых почвообразованием горизонтах коры выветривания.

Ж. Обер и Н. Ленёф (Aubert, Leneuf, 1965) попытались определить скорость ферраллитизации гранитных пород в лесной зоне Берега Слоновой Кости в Африке. Для расчетов ими были использованы следующие данные: 1) химический состав свежего гранита; 2) годовое количество влаги, просачивающейся сквозь почвенную толщу, рассчитанное по формуле С. Хенина; 3) содержание Si, Ca, Mg, K в водах, дренирующих гранитный массив; 4) содержание этих же элементов в различных горизонтах коры выветривания.

Оказалось, что в условиях наиболее влажной зоны Берега Слоновой Кости, при годовом количестве осадков 2000—1800 мм, время, необходимое для полной ферраллитизации толщи гранита мощностью в 1 м, составляет от 22 до 77 тыс. лет. Если же принять количество осадков 1500—1300 мм, потребуется период времени в 50—190 тыс. лет. За этот период из выветривающейся породы может быть удален весь кремнезем силикатов и весь калий. Что касается кальция, то его вынос из метровой толщи может осуществляться значительно быстрее: по расчетам Обера и Ленёфа, этот период измеряется в 11—23 тыс. лет. Указанные цифры весьма приблизительны, но все же они говорят о порядке величин. Если считать, что скорость ферраллитизации в сфере воздействия почвенных процессов такова же, то ферраллитизированные почвы мощностью 50—100 см, образовавшиеся на свежих породах, имеют среднеплейстоценовый возраст. Однако часто маломощные ферраллитизированные и аллитизированные почвы располагаются на горных склонах, в условиях расчлененного рельефа, что заставляет предполагать их более молодой возраст, а следовательно, большую скорость процессов ферраллитизации минеральной части почв.

В толще почвы независимо от того, развивается ли она на древней мощной, лежащей *in situ* коре выветривания, на продуктах ее переотложения или на маломощных ферраллитизированных почвоэлювиях, процессы, происходящие в собственно почвенном слое, имеют общий характер и приводят к формированию почв со сходным строением почвенного профиля.

В ранних исследованиях почв на фераллитных (латеритных) корках выветривания экваториальных и тропических областей (Nagassowitz, 1926; Фагелер, 1935) профиль всей толщи коры выветривания отождествлялся с профилем почвы. Поэтому в описаниях почв тропиков можно было встретить «почвы» мощностью 10—15 м и более.

Но уже в самых первых работах русских почвоведов (Гедеванова, 1912; Острякова, 1915; Полынова, 1933, 1936; Антипова-Каратаева и Прасолова, 1936 и др.), относящихся к субтропическим красноземам Черноморского побережья, критерием для отделения почвы от коры выветривания было наличие или отсутствие в рассматриваемой части профиля текстуры коры выветривания, на

которой образовалась почва. Мощность почвы составляла обычно 150—200 см. Используя этот признак, названные выше исследователи проводили нижнюю границу почвенного профиля.

Микроморфологические исследования профилей почв на ферраллитных корах выветривания в различных географических областях: ферраллитной (латеритной) почвы Гвинеи (Герасимов, Ромашкевич, 1964); маломощной ферраллитной почвы Северного Вьетнама (Троицкий, Бельчикова, Парфенова и др., 1968); красноземов Абхазии (Ромашкевич, 1968); красноземов (oxisols) США, (Flach, Cady, Nettilton, 1968), — подтвердили, что в толще почвы идет существенное изменение первоначального микростроения ферраллитной коры выветривания или массивной породы.

Микроморфологические описания позволили вскрыть детали этого процесса. Было установлено, что в сфере активного воздействия на почву корневых систем, многочисленных населяющих почву беспозвоночных (муравьев, термитов), а также поступающих сверху кислых растворов происходит разрушение первоначальных чешуйчатых агрегатов каолинит-галлуазитового состава. Глинистое вещество диспергируется и теряет определенную ориентировку, что понижает эффект двупреломления, свойственный массам ориентированных глинистых частиц. В нижней части почвенного профиля (гор. В) часто вся глинистая масса становится изотропной и приобретает за счет диспергации гидратов окислов железа равномерную красноватую или оранжевую окраску.

В верхней части гор. В до глубины 100—120 см в некоторых случаях появляется решетчато-чешуйчатая, в других — губчато-ячеистая структура основной массы, а по стенкам пор и трещин появляются тонкие пленки ориентированного глинистого вещества. Многочисленные капролиты, состоящие из основного глинистого материала, выполняют поры и трещины; число их увеличивается с приближением к поверхности почвы.

В толще коры выветривания, захваченной почвообразованием, наблюдаются существенные изменения не только микроструктуры, но и ряда физических свойств. Уменьшается объемный вес, увеличивается водоудерживающая способность, и значительно возрастает содержание илстых частиц, особенно в части профиля, находящейся ниже гумусового горизонта.

Увеличение содержания ила в почвах, формирующихся на ферраллитной коре выветривания, уже содержащей большое количество ила и лишенной первичных минералов, по данным, приводимым Флачем, Кади и Нетттоном (Flach, Cady, Nettilton, 1968), связано с физическим разрушением и диспергацией микроагрегатов каолинита (или галлуазита), имеющих в коре выветривания размеры фракции песка и пыли, что иллюстрируется данными табл. 6.

Американские почвоведы в последней классификации приняли для рассматриваемых почв название «оксисоли» (окисленные почвы), а метаморфический горизонт В соответственно называется

«окисленным горизонтом» (oxihorizon). Процесс формирования этого горизонта (Flash и др., 1968) предлагают называть педоплазмозом, имея в виду, что формирование его связано лишь с физическими изменениями почвенной массы.

Таблица 6

Распределение каолинита по фракциям крупности (по Флачу и др., 1968)

Горизонт	Глубина, см	Содержание илистой фракции, %	Каолинит в механических фракциях % и от валового содержания		
			песчаная	пылеватая	илистая
A	0—13	76,1	нет	нет	100
B	25—41	79,6	»	11	89
	41—58	73,6	»	24	76
	81—107	69,6	»	32	68
	107—145	45,1	»	54	46
B ₂	145—183	43,3	3	51	46
	183—260	40,9	8	45	47
C	260—335	30,5	9	53	38
	427—518	27,0	10	61	29

В действительности же формирование почвенного профиля фульвоферраллита сопровождается не только изменением физических свойств коры выветривания, но и существенными преобразованиями ее химического состава, связанными прежде всего с биохимическими факторами. Наиболее мощный из них — фульвокислоты. Они преобладают в составе гумуса и поступают в почву при полной гумификации обильного растительного опада в больших количествах. Растворимые фракции фульвокислот в среде, бедной основаниями, глубоко проникают в почву и воздействуют на большую ее толщу: они растворяют полуторные окислы, связывают их в малоподвижные органо-минеральные комплексы, благодаря большому количеству полуторных окислов и низкому отношению

$$\frac{\text{фульвокислоты}}{R_2O_3}.$$

Тем не менее, в результате растворения наблюдается перераспределение полуторных окислов, что особенно хорошо видно в отношении окислов железа. В коре выветривания они локализованы на отдельных участках (по выветрелым зернам железосодержащих

минералов) и равномерно рассеяны в почвенной массе, прокрашивают всю почвенную массу и образуют местами мелкие зернистые выделения и микроконкреции (диаметром от 0,05 до 1,5 мм). Местами формы новообразований окислов железа в почвенной толще напоминают описанные Т. В. Аристовской (1965) аккумуляции гидратов окислов железа, обязанные деятельности железо-марганцевых микроорганизмов (*Pedomicrobium* Arist. и др.), разлагающих органо-минеральные комплексы в иллювиальных горизонтах подзолистых почв. При их участии идет минерализация органической части комплекса, а освобожденные полуторные окислы образуют отложения и конкреционные формы по бывшим бактериальным микроколониам.

Прямых данных о распространении подобных организмов в почвах на ферраллитных корях выветривания нет, однако невысокое содержание органического вещества на большей части профиля (при господстве подвижных форм) говорит о большой скорости его минерализации и заставляет предполагать активную роль микроорганизмов. Постоянные высокие температуры и влажность почв создают благоприятные условия для развития микрофлоры, что подтверждается данными В. М. Фридланда (1964) о количестве микроорганизмов и их активности в ферраллитных почвах Вьетнама. Именно большая скорость минерализации органо-минеральных комплексов и освобождение полуторных окислов позволяют последним многократно участвовать в реакциях связывания вновь поступающих органических кислот.

Освобождающиеся из органо-минеральных соединений окислы железа более гидратированы, чем в коре выветривания, что проявляется: 1) в цвете почв (даже на красноцветной коре выветривания почвы приобретают бурый или охристый цвет); 2) в увеличении содержания гидратной воды; 3) в увеличении абсолютного и относительного содержания подвижных, неокристаллизованных форм гидратов окислов железа.

Приведенные данные о трансформации форм железа, его связывании в органо-минеральные комплексы, гидратации и сегрегации говорят, что в этом горизонте идут процессы биохимического метаморфизма, обуславливающие также перестройку структуры и диспергацию почвенной массы. Поэтому горизонт В подобных почв правильнее называть не «педоплазматическим» и не «оксигоризонтом», а горизонтом биохимического метаморфизма (V_{mb}).

В случае образования почв не на древней коре выветривания, а на массивных породах в гор. V_{mb} обнаруживается максимальная степень разложенности первичных минералов и наибольшее оглинивание с образованием минералов каолинит-галлуазитовой группы, гидрохлорита, вермикулита, а также минералов полуторных окислов — гиббсита, гетита. Одновременно идет перестройка структуры породы.

Второй существенный биохимический процесс в фульвоферраллитах — это общее изменение химического состава почвы по сра-

внешнюю с корой выветривания. Многочисленные анализы показывают, что в горизонте биохимического метаморфизма, также как и в гумусовом горизонте, по сравнению с ферраллитной почвообразующей породой часто наблюдается некоторое уменьшение содержания гидроокислов алюминия и железа, т. е. в почвенной толще выражено ослабление ферраллитных черт. Это явление объясняется большей подвижностью в кислой среде полуторных окислов, частичным выносом их из почвенного профиля и остаточным накоплением кремнезема.

Действительно, этот процесс наблюдается во многих почвах на ферраллитных корах, если содержание полуторных окислов в них невелико, а поступающие в почву фульвокислоты долго не минерализуются. В этом случае начинается оподзоливание почв (процесс рассматривается в разделе об элювиземноподзолистых почвах). Другой случай интенсивного выноса железа связан с поверхностным оглеением почв, восстановлением железа и выносом его в закисных формах (поверхностно-глеево-элювиальный процесс).

В типичных фульвоферраллитах (в которых не выражен элювиальный и иллювиальный горизонты) уменьшение относительно содержания полуторных окислов в почвенной толще по сравнению с ферраллитной корой выветривания сопровождается увеличением содержания не только кремнезема, но и кальция, магния, калия, фосфора. Это явление наблюдается до глубины 40—50 см, но особенно заметно в самой верхней части гумусового горизонта. Здесь содержание оснований по сравнению с горизонтом B_{mb} увеличивается в 2,0—2,5 раза, фосфора — в 1,5—2 раза, а накопление кремнезема подтверждается увеличением отношений SiO_2/Al_2O_3 . Состав накапливающихся химических элементов свидетельствует о поступлении зольных элементов с обильным растительным опадом. По имеющимся данным (Родин, Базилевич, 1965), в субтропических и тропических лесах с опадом ежегодно возвращается в почву от 500 до 2900 кг/га зольных элементов и азота. Наиболее обычная величина биологического поступления элементов составляет около 1500 кг/га, из них 750 кг/га приходится на кремнезем. Остатки биогенного кремнезема, как показывают микроморфологические данные, присутствуют в почве в форме фитолитарий, особенно многочисленных в верхних горизонтах, но встречающихся по всему профилю.

Накопление биогенного аморфного кремнезема подтверждается данными анализов щелочных вытяжек (Полынов, 1936; Троицкий, 1949), показывающих максимальное содержание растворимых в щелочах форм в самом верхнем горизонте, лежащем под подстилкой.

Поступление с опадом Ca, Mg, K составляет 50—100 кг/га в год каждого элемента. Лишь очень незначительная часть оснований закрепляется в поглощающем комплексе: обычно 1,5—3,0 мг·экв на 100 г почвы; большая часть их вновь вовлекается в биологический кругооборот. Не исключена вероятность, что часть

магния и калия закрепляется в кристаллических решетках синтетических глинных минералов, образующихся из зольной части опада по мере его минерализации. Коллоидальное кристаллическое глинистое вещество, поступающее в нижнюю часть горизонта А и верхнюю B_{mb} , имеет более высокое двупреломление, чем каолинит или метагаллуазит (Троицкий и др., 1968).

Алюминий в подобных вторичных глинных минералах также может иметь биогенный характер. По данным ряда исследователей (Троицкий, 1949; Зонн, 1964), доля Al в золе опада субтропических и тропических лесов весьма значительна и достигает в некоторых случаях 70 кг/га при поступлении кремнезема 828 кг/га (гиронниевый лес, Юго-Восточный Китай) и железа около 200 кг/га . Ряд исследователей (Каппо, 1961; Герасимов, Ромашкевич, 1964) отмечают присутствие аллофанового материала в верхних горизонтах желто-красных ферраллитных почв. Освобождающиеся при минерализации органических остатков окислы железа связываются бурными гуминовыми кислотами и фульвокислотами. Алюминий (наряду с возможным участием в образовании вторичных глинистых минералов с более широким отношением $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, чем в каолините) присутствует в обменных формах, составляя основную часть обменных оснований в почве.

Однако, как уже говорилось, преимущественно каолинит-галлуазитовый состав глинистых минералов и наличие на их поверхности железистых пленок обуславливают очень низкую емкость поглощения: от $10\text{—}13 \text{ мг}\cdot\text{экв}$ на 100 г почвы — в верхнем горизонте до $2\text{—}3 \text{ мг}\cdot\text{экв}$ на 100 г почвы — в горизонте B_{mb} .

В случае наличия в почвах большого количества гидратов окислов железа и алюминия в коллоидальной форме фульвоферраллиты обнаруживают способность анионного поглощения, так как полуторные окислы обладают амфотерной природой и в кислой среде приобретают положительный заряд.

Адсорбция анионов наиболее высока в гумусовом горизонте. В составе поглощенных анионов обычно обнаруживается анион фосфорной кислоты. По мере старения коллоидов фосфат-ион утрачивает обменную способность, давая нерастворимые фосфаты алюминия и железа.

Морфологический профиль фульвоферраллитов. При всем многообразии морфологии почв, входящих в данное семейство, профиль их имеет следующую структуру: A_{fu} , $A_{fu}B_{mb}$, B_{mb} , B_{mb} , C_{Feral} . Морфология почв, принадлежащих рассматриваемому семейству, варьирует в зависимости от характера почвообразующих пород.

Почвы на основных породах имеют темно-красный цвет и более хорошо оструктурены, чем на кислых породах, где они имеют более светлый кирпично-красный или желто-красный цвет. Верхняя часть профиля окрашена, как правило, менее ярко в бурый, красновато-бурый или желтовато-бурый цвет, нижняя — более ярко в оранжево-красный или охристо-желтый цвет.

Горизонт подстилки малой мощности — 1—2 см, состоит из сухих листьев. Верхняя часть гумусового горизонта A_{fu} до глубины 5—7 см имеет серую или коричневатую окраску, мелкокомковатую или капролитовую структуру.

Горизонт $A_{uf}B_{mb}$ окрашен в бурый, желтовато- или красновато-бурый цвет, структура его более крупнокомковатая, непрочная; местами на гранях структурных отдельностей заметны глинистые пленки; почва сильно переработана беспозвоночными. Общая мощность переходного горизонта составляет 25—50 см.

Ниже располагается метаморфический горизонт B_{mb} , цвет буровато-красный или буровато-желтый, рыхлый, с непрочнокомковатой структурой, пронизанный корнями, ходами насекомых. Мощность 80—100 см. Книзу окраска его становится более яркой; на глубине около 120 см он переходит в почвообразующую породу. Этот переход заметен по появлению структуры породы или нано-са даже в том случае, если эта толща полностью выветрена и превратилась в рыхлую, легко режущуюся ножом суглинистую или глинистую массу.

Химические, физико-химические и физические свойства фульвофerralитов (рис. 10). Почвы семейства фульвофerralитов на всем протяжении профиля имеют кислую реакцию (рН 4,0—5,5);

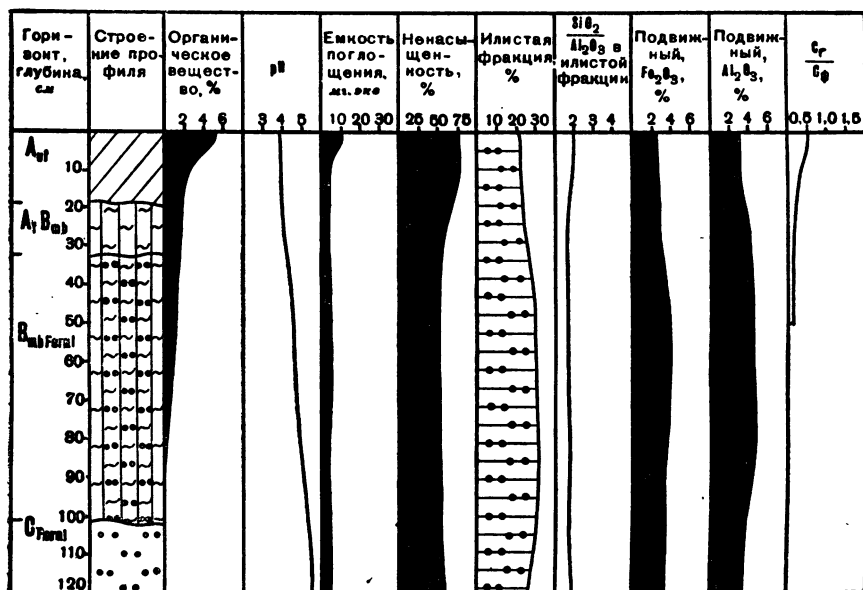


Рис. 10. Профиль фульвофerralита.

Генетические горизонты: 1 — гумусовый ульматно-фульватный; 2 — гумусово-метаморфический; 3 — метаморфический, фerralлитный. Почвообразующая порода: 4 — фerralлитная (фerrсiаллитно-аллитная). Состав илистой фракции; 5 — каолиновый (галлуазитовый)

самые низкие значения pH характерны, как правило, для нижней части гумусового горизонта.

Содержание гумуса значительно лишь в самом верхнем — 3—5-сантиметровом слое, где достигает часто 10% и более; уже на глубине 10—15 см содержание гумуса падает до 2—3%, а в метаморфическом горизонте составляет около 1% и менее. В составе гумуса преобладает фракция фульвокислот: отношение C_T/C_F составляет 0,5—0,6 в верхней и 0,2—0,1 в нижней части гумусового горизонта. Фракция гуминовых кислот представлена преимущественно бурыми гуминовыми кислотами, связанными с фульвокислотами и с подвижными формами окислов железа. Фракция гуминовых кислот, связанных с кальцием, отсутствует.

В случае, если почвы развиваются на коренных породах, вся толща почв по сравнению с породами сильно обеднена основаниями, значительно обеднена кремнеземом и обогащена окислами железа и алюминия, составляющими в сумме около 50—60% от веса почвы, отношение SiO_2/Al_2O_3 в коллоидной фракции обычно ниже 2,0. Наиболее низко это отношение в метаморфическом горизонте, где часто опускается до 1,3—1,5. Содержание оснований (Ca, Mg, K, Na) составляет обычно десятые доли процентов, но несколько увеличивается в гумусовой части профиля.

Почвенный профиль по сравнению с почвообразующей породой имеет более тяжелый механический состав, с некоторым слабым максимумом содержания илистой фракции в горизонте B_{mb} . В почвах по сравнению с почвообразующей породой увеличивается содержание подвижных форм железа (в вытяжке Тамма), с максимумом в верхней части профиля. Максимум подвижного алюминия чаще обнаруживается в горизонте B_{mb} .

Емкость поглощения почв невелика: в верхнем горизонте она составляет 10—15 мг·экв, в горизонте B_{mb} — 5—3 мг·экв (или 20—13 мг·экв на 100 г ила). В составе поглощенных оснований преобладает алюминий, составляющий 60—80% от суммы поглощенных катионов. В небольших количествах во всем профиле присутствует поглощенный водород.

Емкость поглощения анионов в некоторых случаях не ниже емкости поглощения катионов, но данных по определению анионно-обменной способности фульвофerrаллитов очень мало.

Структура почв, их воздухо- и водопроницаемость хорошие.

Содержание азота, калия и особенно фосфора очень низки; при земледельческом использовании этих почв необходимо вносить большое количество удобрений (особенно фосфора и азота). Во многих почвах этого семейства наблюдается дефицит ряда микроэлементов: кобальта, меди, бора и др.

Однако в девственном состоянии фульвофerrаллиты обеспечивают значительную биологическую продуктивность. К этим почвам приурочены наиболее продуктивные природные растительные формации мира: влажные субтропические, тропические и экваториальные леса.

Потребление зольных элементов и азота во влажных субтропических и тропических лесах составляет 1000—2000 кг/га; ежегодно возвращается в почвы с опадом от 800 до 1500 кг/га азота и зольных элементов. Таким образом, в биологический кругооборот вовлекаются не только возвращаемые в почву элементы, но ежегодно аккумулируется в живых растениях еще некоторое их дополнительное количество. При сведении лесов емкость биологического кругооборота значительно суживается, ранее накопившиеся в верхней части почв элементы выщелачиваются, органическое вещество быстро минерализуется, плодородие почв падает. Они становятся одними из самых бедных почв мира, требующих при освоении внесения значительных доз удобрений, организации мер по предотвращению быстрой минерализации органических веществ и смыва верхнего, наиболее богатого гумусом горизонта.

Типы почв семейства фульвоферралитов. В семейство фульвоферралитов входит ряд почв, распространенных во влажных субтропических, тропических и экваториальных областях и объединяемых в настоящее время в три главные группы:

1. Желтоземы и красноземы влажных субтропических лесов (Red-yellow soils, oxisols, acrisols).

2. Красно-желтые, красно-бурые, бурые ферраллитные и аллитные почвы постоянно влажных тропических и экваториальных лесов (Red-yellow and brown latosols, sols ferralitiques, feralsols, kaolisols).

3. Красные ферраллитные и красные альферритные почвы тропических парковых лесов, редколесий и вторичных высокотравных саванн (Ferrisols, xeroferalsols, lateritic red earth).

Распространение желтоземов и красноземов связано с влажными субтропическими лесами северного и южного полушарий (рис. 11). Наиболее крупные массивы этих почв приурочены к восточным окраинам континентов. В Евразии красноземы и желтоземы характерны для южной части Кореи, южных островов Японии и горных районов Центрального и Юго-Восточного Китая. В Северной Америке они встречаются в южной части Аппалачей и на п-ове Флорида.

В южном полушарии желтоземы и красноземы распространены в горном поясе восточной части Австралии и на северо-востоке Тасмании, в Южной Африке. Они приурочены к наиболее хорошо увлажняемым склонам Драконовых гор, обращенным к Индийскому океану.

В субтропическом поясе западных побережий континентов красноземы и желтоземы встречаются лишь в особых орографических условиях, обеспечивающих достаточную влажность климата. Таковы некоторые районы в Юго-Восточной Европе (Южной Болгарии, Югославии), Черноморского побережья Кавказа и в субтропической части Южного Чили.

Основанием для деления желтоземов и красноземов субтропиков и ферраллитных почв тропиков на самостоятельные группы

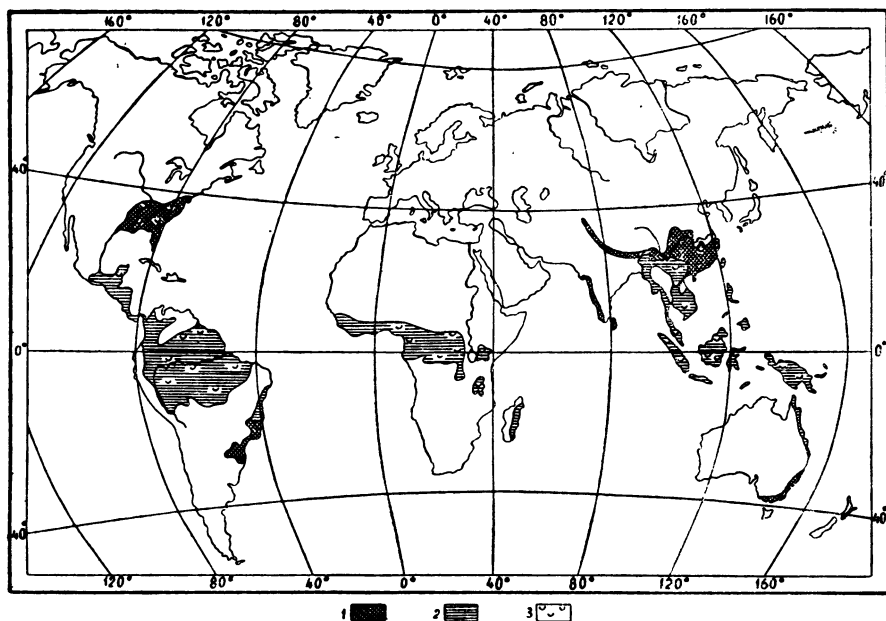


Рис. 11. Ареалы фульвоферраллитов:

1 — красносезмов и желтозезмов; 2 — красно-желтых и темно-красных ферраллитных почв; 3 — элювиземно-подзолистых фульвоферраллитных почв

явилось предположение, что в желтоземах и красносезмах менее выражена ферраллитизация и что они образуются на феррсиаллитных и феррсиаллитно-ферраллитных корах выветривания, содержащих кроме каолинита минералы группы слюд и не содержащих свободных гидратов окислов алюминия. Соответственно эти почвы имеют большую емкость поглощения.

Однако многочисленные исследования рассматриваемой группы почв, проведенные в субтропиках и тропиках (Японии, Китае, Австралии, СССР, Северной и Южной Америке), показали, что строго разделить субтропические и тропические почвы влажных областей по этому признаку затруднительно, так как среди типичных желтозезмов и красносезмов субтропиков широко распространены почвы с ясно выраженным ферраллитным характером, проявляющимся даже в случае формирования почв на свежих массивных породах. Особенно ярко выражен процесс ферраллитизации в случае образования почв на породах основного состава в условиях рельефа, обеспечивающего свободный дренаж.

Красно-желтые ферраллитные (латеритные) почвы, так же как красно-бурые, бурые ферраллитные и аллитные почвы, распространены в тропических и экваториальных областях под влажными тропическими и экваториальными лесами, в условиях хорошего дренажа, на коренных породах, на древних ферраллитных и аллитных корах выветривания. Так же как и в субтропиках, наиболее типич-

ные представители этих почв приурочены к породам, богатым соединениями железа и алюминия и бедным кварцем (красные и темно-красные ферраллитные почвы, dark red latosols, nitosols).

Они распространены весьма широко в странах муссонной Юго-Восточной Азии, на островах Малайского архипелага, в Новой Гвинее и в северо-восточной Австралии. Большие пространства заняты этими почвами на хорошо дренированных высоких равнинах восточной экваториальной и субэкваториальной Африки, в предгорных и низкогорных районах Центральной Америки и на хорошо дренированных высоких равнинах и в низком поясе гор экваториальных и субэкваториальных областей Южной Америки.

Красные ферраллитные и альферритные почвы муссонных тропических парковых лесов и редколесий и вторичных саванн приурочены к древним ферраллитным и альферритным корам выветривания. Они распространены в областях, где направление выветривания изменилось в связи с изменением общеклиматических условий или антропогенными изменениями ландшафтов, связанными с огневой культурой использования и вырубкой лесов. В областях распространения древних ферраллитных кор выветривания красные ферраллитные почвы проникают даже в зону типичных саванн.

Красные ферраллитные и альферритные почвы широко распространены в тропических муссонных областях Африки, на Гвианском и Бразильском нагорьях Южной Америки, в тропических редколесьях муссонной Азии и северной Австралии. В красных ферраллитных почвах перемененно влажных тропических областей сохраняются многие свойства красно-желтых ферраллитных почв. У них тот же каолинит-галлуазитовый состав глинистых минералов, они содержат гиббсит, имеют низкую емкость поглощения и фульватный состав гумуса. Но гумуса здесь значительно меньше, чем в лесных фульвоферраллитных и редко превышает в верхнем горизонте 3—4 %. Интенсивному исчезновению гумуса способствует рубка лесов.

Наличие более длительного сухого периода, разреженность древесного яруса или его полное отсутствие обуславливают в сухие периоды года сильное иссушение и прогревание почв, с чем связаны дегидратация гидратов окислов железа и появление ярко-красной окраски в верхних горизонтах почв, с постепенным ее ослаблением в нижней части профиля.

В красных ферраллитных почвах часто наблюдаются округлые железистые конкреции размерами 3—5 мм, иногда рассеянные во всей толще почвы, иногда образующие на той или иной глубине скопления. Если таких конкреций много, к названию почв обычно прибавляется термин «латеритизованные» (lateritic red earth, lateritic ferralsols).

Причины появления конкреции различны. В случае, если почва образована на делювиальных или пролювиальных наносах, конкреции могут быть принесенными при отложении продуктов размыва

латеритных горизонтов коры выветривания или латеритизованных гидроморфных почв и представляют собой аллохтонные образования. Если конкреционные горизонты постоянно приурочены к определенной глубине, а почвы располагаются на поверхностях, подвегавшихся в прошлом воздействию грунтовых вод, можно предполагать их реликтовый гидрогенный характер. В случае, если конкреции не образуют определенных скоплений (stone lines), а рассеяны в толще почвы, весьма вероятно их автохтонное происхождение в субаэральных условиях: красные ферраллитные почвы, как говорилось ранее, распространены в переменном влажных областях, где в периоды увлажнения, в условиях кислой среды и разбавленных почвенных растворов, возможны растворение и сегрегация, а в сухие периоды — дегидратация окислов железа.

Смысл и переотложение почвенного материала и материала коры выветривания в переменном влажных областях распространены весьма широко. Многие почвы поэтому не обнаруживают четкой дифференциации профиля на горизонты, гумусовый горизонт их развит очень слабо. По уровню плодородия эти почвы очень близки к красно-желтым ферраллитным лесным почвам.

Главными условиями рационального использования почв являются противоэрозийные и противодефляционные мероприятия, препятствующие уничтожению наиболее богатого элементами питания верхнего гумусового горизонта. Необходимы также меры, предохраняющие поверхность почв от непосредственного воздействия солнечных лучей и сильного ее перегрева, так как последнее вызывает быструю минерализацию органических веществ и очень сильную дегидратацию окислов железа, прочно цементирующих глинистые частицы почвы в агрегаты, имеющие размеры песчаных частиц (1—0,25 мм). Почвы приобретают «псевдопесчаный» характер, адсорбционные и водоудерживающиеся способности их понижается, что отрицательно сказывается на плодородии. Низкое содержание азота, фосфора требует внесения в эти почвы, так же как и в красно-бурые ферраллитные, значительных доз удобрений даже в случае их использования под пастбища.

СЕМЕЙСТВО ЭЛЮВИЗЕМНО-ПОДЗОЛИСТЫХ ПОЧВ (подзолосемов)

Условия образования и генетические особенности

Элювиземно-подзолистые почвы, подобно гумусово-иллювиальным подзолам, образуются во влажном климате, где годовое количество осадков превышает годовую норму испаряемости при относительно равномерном распределении осадков в течение всего года; значения коэффициента увлажнения в течение 8—9 месяцев в году больше 1,0, а в остальные месяцы не опускается ниже 0,6, что обуславливает периодический промывной режим в почвах.

Температурные пределы распространения элювиземно-подзо-

листых почв весьма широки — от холодно-умеренных до экваториальных широт.

Почвообразующие породы весьма разнообразны по происхождению и составу, но, как правило, бескарбонатные и имеют механический состав более тяжелый, чем песок или легкая супесь, т. е. это могут быть тяжелые супеси, суглинки и реже глины. Если породы карбонатны, то элювиземно-подзолистый процесс развивается после выноса карбонатов за пределы профиля как процесс вторичный.

В умеренно холодном и умеренном поясах элювиземно-подзолистые почвы широко распространены на суглинистых моренных отложениях древнеледниковых равнин Северной Америки и Европы, озерно-ледниковых ленточных глинах, отложениях четвертичных морских трансгрессий. В областях влажных субтропиков и тропиков рассматриваемые почвы встречаются на феррсиаллитных, ферраллитных и аллитных корках выветривания кислых пород, бедных основаниями, содержащих остаточный кварц и вторичные минералы — каолинит (или галлуазит), гематит, а в случае ферраллитных и аллитных кор — гидраргиллит или гиббсит.

В горных условиях или на денудационных равнинах с выходами коренных пород на поверхность элювиземно-подзолистые почвы чаще приурочены к элювио-делювиям пород кислых, бедных основаниями.

Элювиземно-подзолистые почвы образуются под лесной растительностью. Наиболее подробно они изучены в умеренно холодном поясе под хвойными и смешанными лесами, где имеются данные о количестве поступающих в почву за год органических веществ и зольных элементов. В умеренно теплом поясе эти почвы распространены под смешанными и широколиственными лесами со значительно более емким биологическим кругооборотом элементов. В еще более низких широтах они формируются под влажными субтропическими и тропическими лесами и экваториальными дождевыми лесами, в которых и ежегодный возврат органического вещества и зольных элементов и ежегодное их потребление в несколько раз выше, чем в умеренно теплых и особенно в умеренно холодных поясах земли (табл. 7).

Однако скорость разложения опада (его гумификация и минерализация) также увеличивается от хвойных лесов умеренной зоны к вечнозеленым лесам влажных субтропиков и тропиков. В хвойных лесах в лесной подстилке содержится 10—17-летний запас опада зеленой части растений, в широколиственных он уменьшается до 7—3-летнего, а в субтропических и тропических лесах происходит почти полная гумификация и минерализация органических остатков и в подстилке содержится лишь от 0,7 до 0,1 годового опада.

Количество поступающих в почвы за год с опадом зольных элементов в различных типах лесов также выравнивается за счет ответственного изменения количества потребляемых элементов (см.

Таблица 7

Биологическая продуктивность основных типов лесной растительности
(по Л. Е. Родину и Н. И. Базилевич, 1965)

Тип леса	Биомасса, ц/га в год	Прирост, ц/га в год	Опад, ц/га в год	Лесная подстилка, ц/га в год	Отношение подстилки к опаду зеленой части	Зольные элементы, кг/га в год	
						потребление	возвращение
Ельники северной тайги	1000	45	35	300	17	60	52
Ельники южной тайги .	3300	85	55	350	10	114	85
Бучины	3700	130	90	150	3	348	270
Дубравы	4000	90	65	150	4	235	198
Субтропические лиственные леса	4100	245	210	100	0,7	716	569
Влажные тропические леса	5000	325	250	20	0,1	1602	1279

табл. 7). Поэтому, несмотря на существенные различия в емкости и скорости биологического кругооборота веществ в столь различных растительных формациях, эффект воздействия органических веществ на минеральную основу почвы оказывается сходным: при выщелачивании растительного опада атмосферными осадками и при его гумификации создается избыток свободных низкомолекулярных органических кислот, фульвокислот и ульминовых кислот. Подкисление среды создается также за счет ферментативной деятельности некоторых обитающих в подзолистых горизонтах олиготрофных микроорганизмов, заселяющих поверхность минералов и разлагающих их (Аристовская, 1965), а также за счет корневых выделений древесной растительности.

Однако основную роль в разложении минералов играют, так же как и в иллювиально-гумусовых подзолах, фульвокислоты, поступающие в раствор при гумификации органических остатков.

Органические кислоты растворяют имеющиеся свободные полуторные окислы, что приводит к разрушению структуры почвы, пептизации илистых частиц и выносу их при господствующем промывном режиме из верхних горизонтов в нижние. Процесс перемещения илистых частиц получил название «лессиважа» (от фр. *lessivage* — выщелачивание), а почвы с резкодифференцированным по механическому составу профилем стали называться почвами «лессиве» (Duchaufour, 1957), В. М. Фридланд (1958) называет этот процесс иллиммеризацией. И. П. Герасимов выделяет почвы с выраженным процессом перемещения ила в особую группу «псевдоподзолистых почв» (1960).

В качестве критерия для разделения подзолистых почв и почв «лессиве» французские и бельгийские почвоведы предложили использовать следующее. Во-первых, данные микроморфологических наблюдений: наличие в иллювиальном горизонте натечных пленок ориентированных глинистых частиц, с хорошо выраженной флюи-

дальной (коломорфной) структурой, что может служить одним из доказательств лессиважа. Во-вторых, данные о химическом составе фракции ила (частиц $<0,001$ мм), выделенной из элювиального и иллювиального горизонтов. В почвах с процессом лессиважа отношение $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ в обоих горизонтах должно оставаться постоянным, так как перемещаются из элювиального в иллювиальный горизонт неразрушенные илистые частицы. В этих представлениях возрождаются старые идеи К. Д. Глинки (1924) о ведущей роли механического перемещения ила при дифференциации профиля лесных почв.

Однако имеющиеся анализы и данные экспериментов не позволяют считать названные критерии достаточными для доказательства отсутствия процессов разрушения минералов илистой фракции и выделения почв иллиммеризованных в особое самостоятельное семейство, отличное от подзолистых почв. Факты говорят о том, что в рассматриваемых почвах (наряду с явлениями иллиммеризации) в элювиальном горизонте идет разрушение не только первичных, но и вторичных глинных минералов и вынос в иллювиальный горизонт и за пределы профиля почвы продуктов распада. Об этом говорят экспериментальные данные В. В. Пономаревой (1964), определявшей растворимость элементов в слабых растворах фульвокислот при взаимодействии минерала с раствором кислоты в течение шести месяцев (табл. 8).

Таблица 8

**Растворимость элементов из минералов в 0,005 н растворе фульвокислот (мг/л)
(из 5 г порошка минерала и 500 мл растворителя)**

Минерал	Перешло в раствор						
	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	K_2O	Na_2O
Нефелин	144,0	146,0	3,5	19,0	1,4	14,4	62,8
Роговая обманка	8,4	35,8	29,8	94,0	37,4	1,0	1,4
Оливин	51,2	36,4	42,8	23,2	56,0	1,4	2,6
Биотит	60,8	39,2	35,2	15,6	5,8	3,6	13,6
Мусковит	68,4	55,2	8,0	10,0	1,2	9,8	8,6
Микроклин	10,4	58,2	10,6	18,8	1,4	2,0	3,6
Монтмориллонит	382,0	103,6	11,4	39,2	222,0	8,4	69,6
Каолин	24,6	47,6	3,0	2,9	1,4	1,8	4,0

Как видно из табл. 8, все минералы в той или иной степени разлагаются фульвокислотами с переходом в раствор содержащихся в них компонентов. По данным выхода в раствор кремнезема и алюминия из первичных минералов наиболее сильно разрушается нефелин, на втором месте — мусковит, биотит, оливин, более устойчивы роговая обманка и микроклин. Из взятых для экспериментов глинных минералов особенно значительное растворение в фульвокислотах обнаружил монтмориллонит по сравнению с

первичными минералами; даже такой устойчивый в зоне выветривания вторичный минерал, как каолинит, под влиянием фульвокислот разлагается в большей степени, чем микроклин и роговая обманка. Следовательно, даже на породах, содержащих в составе глины только каолинит, оподзоливание возможно.

Следовательно, если в суглинистой или глинистой почвообразующей породе имеются вторичные глинные минералы, то в подзолистом горизонте идет их разложение на составляющие окислы, способные переходить в раствор, которые при нисходящем токе воды вымываются из оподзоливающегося горизонта. Чем мельче размеры частиц (а следовательно, чем больше удельная поверхность), тем быстрее идет распад алюмосиликатов.

Распад в подзолистом горизонте первичных минералов подтверждается данными минералогических анализов, показывающих уменьшение содержания в пылевой и более крупных фракциях слюд, роговых обманок, авгита, полевых шпатов и увеличение содержания более стойкого кварца, хотя последний также поддается коррозии и измельчению (Соколова, 1964; Роговой, Самодуров, 1960).

Итак, продукты распада первичных и вторичных минералов (кремнезем, алюминий, железо, щелочноземельные и щелочные основания) дают коллоидные и истинные растворы с воднорастворимыми органическими кислотами и углекислотой, образующейся в результате минерализации органических веществ, дыхания корней, дыхания растений и микроорганизмов.

Часть этих соединений очень подвижна, например двууглекислый кальций, он в значительной мере выносится совсем из почвенного профиля и из подстилающей породы. Весьма подвижен также кремнезем. Об их интенсивной миграции свидетельствует химический состав воды рек влажных областей; среди растворенных веществ преобладают кремнезем и бикарбонат кальция.

Часть органо-минеральных соединений, например ульматы железа и часть фульватов алюминия, малоподвижны и остаются почти на месте образования. В результате под подстилкой формируется маломощный гумусовый горизонт ульматно-фульватного состава. Часть минеральных и органо-минеральных соединений (кремне-глиноземно-железистые, фульватно-железистые и фульватно-алюминиевые комплексы) перемещаются вниз в виде коллоидных растворов как по крупным порам и полостям почвы, так, по-видимому, медленно фильтруясь, и сквозь тонкопористую почвенную массу.

Значительная влагоемкость суглинистых и глинистых почвообразующих пород и меньшая, чем в песчаных породах, водопроницаемость обуславливают медленную фильтрацию почвенных растворов и длительное их воздействие на почвенную массу в верхних горизонтах. Водопроводящими каналами ниже элювиального горизонта в почвах среднего и тяжелого механического состава, как уже говорилось, являются корневые ходы, трещины, ходы земле-

роев, крупные поры. Вдоль них идет движение растворов, а поэтому в верхней части профиля стенки всех полостей наиболее элювированы, разрушены, осветлены; белесый элювиальный горизонт проникает в нижележащий языками, тем более ярко выраженными, чем менее водопроницаема основная масса почвы.

По мере медленного движения вниз по профилю происходит не только увеличение концентрации растворов и нейтрализация органических кислот, но и минерализация последних с образованием CO_2 , что подтверждается лизиметрическими исследованиями состава почвенных растворов суглинистых подзолистых почв: содержание органического углерода с глубиной в них уменьшается, а содержание углекислых солей увеличивается (Шилова, 1958) (рис. 12).

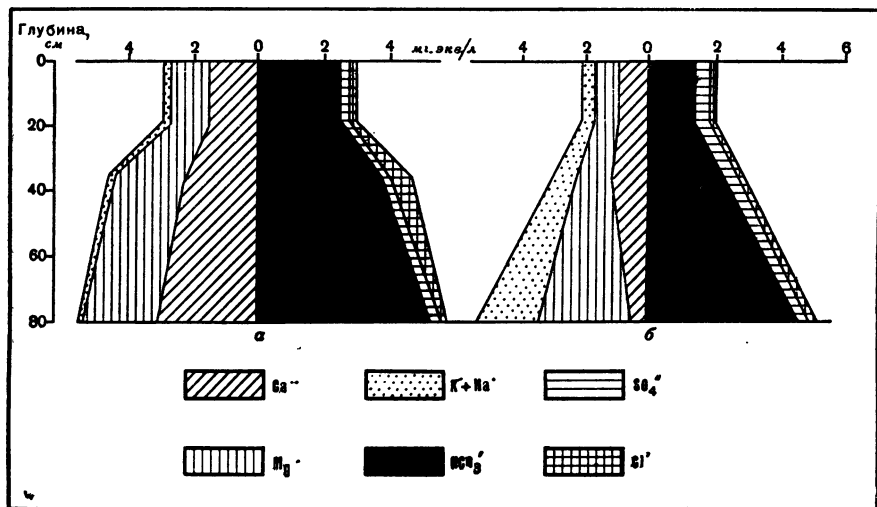


Рис. 12. Ионный состав лизиметрических вод: а — залежь; б — щучковый луг (по Е. И. Шиловой)

Как показали исследования Т. В. Аристовской (1965), разложение органо-минеральных комплексов фульвокислот и бурых гуминовых кислот идет под воздействием двух групп микроорганизмов. В первую группу входят гетеротрофные микроорганизмы — мелкие амебы и бактерии (*Seliberia stellata* Arist.), при разложении ими органо-минеральных комплексов происходит освобождение, входящих в состав комплексов железа и алюминия. Наиболее интенсивное освобождение и концентрирование железа происходит под влиянием автотрофных и миксотрофных бактерий (*Pedomicrobium* Arist, *Metallogenium* Arist), аккумулирующих также и марганец. В процессе участвуют и железобактерии.

Полуторные окислы теряют подвижность и выпадают в коллоидальный осадок, уже не содержащий или содержащий лишь малое

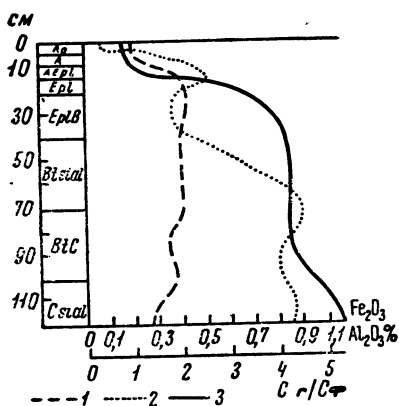
количество органического вещества фульвокислот и микробных тел (0,1—0,2%).

Свободные гидроокислы алюминия, железа и марганца накапливаются в иллювиальном горизонте, об этом свидетельствуют общая красновато-бурая окраска и увеличение легкорастворимых форм железа и алюминия (рис. 13).

Не исключена возможность вторичной кристаллизации глиняных минералов из мигрирующих в иллювиальный горизонт кремнезема и алюминия.

Микроморфологические исследования суглинистых подзолистых почв (Парфенова и Ярилова, 1960) показали, что натечные пленки, выполняющие поры и трещины, состоят из тончайшего коллоидного прозрачного, лишь местами содержащего тонкорассеянное органическое вещество, поляризующего (кристаллического) материала. Это вещество, по данным рентгеновского, термического и химического анализов, состоит из смешанно-слоистых минералов иллит-монтмориллонитового состава.

Рис. 13. Распределение форм железа и алюминия и изменение состава гумуса по профилю дерново-подзолистой суглинистой почвы: 1 — Fe_2O_3 ; 2 — Al_2O_3 ; 3 — C_r/C_Φ (по В. В. Пономаревой)



Различить, где образовалось это вещество — в верхнем горизонте при разрушении первичных и вторичных минералов и затем механически переместилось как суспензия или в самом иллювиальном горизонте по мере кристаллизации выпадающих здесь окислов кремнезема и алюминия, — на основании имеющихся данных затруднительно. Механическое перемещение суспензии возможно главным образом по крупным порам и трещинам. Выполнение более тонких пор, вероятнее, происходит за счет фильтрации коллоидальных растворов алюминия и кремнезема, выпадения коагелей, содержащих в поглощенном состоянии калий и магний, и последующей их совместной кристаллизации.

Окислы железа, не входящие в кристаллическую решетку смешанно-слоистых минералов, рассеяны в толще горизонта В и равномерно его прокрашивают в красновато-бурый цвет.

По мере заиления иллювиального горизонта водопроницаемость почв ухудшается, и это приводит к некоторому переувлажнению верхних горизонтов, появлению периодических восстановительных условий. Эти явления доказываются непосредственными наблюдениями как за режимом влажности подзолистых почв (Роде, 1956; Neef и др., 1961), так и за окислительно-восстановительным режимом (Ярков, 1954, 1961; Кауричев, Ноздрунова, 1964; и др.).

Избыточное увлажнение и восстановительные условия способствуют подвижности минеральных химических соединений железа, марганца, органо-железистых и органо-алюминиевых соединений.

Однако при последующем окислении и минерализации органической части комплексов, происходящих, как показали исследования Г. А. Аристовской (1965), при участии особых обитающих в почвах бактерий (педомикробиумов), сегрегируются железо и марганец в округлые конкреции, рассеянные в нижней части подзолистого горизонта, на границе его с плотным иллювиальным. Однако в типичных элювиземно-подзолистых почвах эти явления выражены слабо и не повсеместно. Максимального развития они достигают в контактно- или поверхностно-глеево-элювиальных почвах.

Кроме названных процессов — заиливания, вторичной кристаллизации коллоидных осадков, сегрегации гидратов окислов железа и марганца — в элювиземно-подзолистых почвах, образующихся на породах, содержащих кроме кварца и другие первичные минералы, возможно выветривание минералов в самом иллювиальном горизонте, т. е. процесс внутрипочвенного оглинивания. Доказательством этому служит несоответствие мощностей элювиземно-подзолистого (E_{pl}) обычно 10—20 см и иллювиального горизонтов ($B_{tsialFe}$) 50—150 см и более. Накопление ила и коллоидов в горизонте $B_{tsialFe}$ не всегда компенсируется их механическим выносом из горизонта E_{pl} и даже возможным их новообразованием из продуктов разрушения алюмосиликатов, принесенных из подзолистого горизонта.

Можно предполагать, что здесь происходит оглинивание на месте; оно проявляется преимущественно в нижней части горизонта В, где менее заметны натечные формы коллоидального вещества, а механический состав столь же тяжелый, как и в верхней части. Этот процесс идет, по-видимому, при весьма малом участии органических кислот (подобно тому как это осуществляется и при буроземном процессе). Здесь на смену органическим кислотам приходит в качестве фактора выветривания угольная кислота. Часть ее поступает с почвенными растворами из верхних горизонтов, где она образуется при минерализации растительных остатков и выделяется при дыхании корней и микроорганизмов, а часть, по-видимому, образуется за счет минерализации подвижных органических и органо-минеральных соединений, медленно фильтрующихся сквозь плотный, мелкопористый иллювиальный горизонт.

Воднорастворимые продукты этого распада — углекислые соли, и прежде всего двууглекислый кальций, — выносятся из иллювиального горизонта. Это обнаруживается в химическом составе лизиметрических вод из разных генетических горизонтов подзолистых почв таежной зоны (Шилова, 1958; Шилова, Коровина, 1961): в почвенных водах, прошедших через иллювиальный горизонт, резко увеличивается содержание бикарбоната кальция.

Гидрослюды, иллит, замещающие полевые шпаты, остаются на месте, обуславливая дополнительное оглинивание иллювиального горизонта, который, возможно, правильнее называть не иллювиальным, а иллювиально-метаморфическим (B_{msial}). Освобождающиеся при внутрпочвенном выветривании гидраты окислов железа в условиях слабокислой среды иллювиального горизонта и отсутствия органических кислот также остаются на месте. Они окрашивают метаморфический горизонт в бурый или красновато-бурый цвет.

Морфологический профиль семейства элювиземно-подзолистых почв (A_o , A_{uf} , E , E_{pl} , $B_{tsialFe}$, $C_{sial(Feral)}$). При всем многообразии морфологических свойств почв, принадлежащих этому обширному семейству, большинство естественных (нераспаханных) имеет следующие генетические горизонты:

A_o — лесная подстилка, состоящая из древесного опада; мощность горизонта варьирует от 1—2 до 5—10 см; при большой мощности нижняя часть горизонта имеет грубогумусовый характер, темно-коричневого цвета, часто пронизана гифами грибов;

$A_{uf}E$ — гумусо-элювиальный, светло-серый или серый, с мелкокомковатой или пластинчатой структурой; значительно переработан почвенными беспозвоночными, муравьями, в лиственных лесах — дождевыми червями и имеет капролитовую структуру. Нижняя граница обычно четкая, мощность варьирует от 2—3 до 10—15 см;

E_{pl} — подзолисто-элювиземный, светлой окраски, чаще всего пепельный или светло-палевый; более уплотнен и более легкого механического состава, чем вышележащий горизонт; в нем обычно выражена плитчатая, пластинчатая или чечевитчатая структура; местами окраска его пестра, главным образом за счет привноса в него материала почвенными животными из верхней и нижней частей, граница неровная, хотя и четкая; белесые языки и карманы глубоко проникают в нижележащий иллювиальный горизонт, часто достигая глубины 100 см и более; в нижней части горизонта имеются мелкие конкреции темно-бурого и черного цвета. Мощность горизонта варьирует от 2—3 до 20—25 см.

$B_{tsialFe}$ — иллювиальный, оглиненный, (кольматированный), бурого, темно-бурого или красно-бурого цвета, резко выделяется по цвету, большей плотности и более тяжелому механическому составу; обычно имеет крупнокомковатую, глыбистую или крупнопризматическую структуру, с четкими глянцевитыми плоскостями и острыми гранями; поверхности структурных отдельностей покрыты тонким слоем натечного глинистого вещества и имеют более темно-бурую окраску, чем их внутренние части, часто по граням заметны мелкие точечные черные марганцовистые пятна и примазки, а в некоторых случаях — и органо-глинистые коломорфные пленки. Трещины заполнены белесым пылеватым материалом.

Иллювиальный горизонт может быть подразделен на подгоризонты; нижняя граница его постепенная, неясная. Возможно, что нижняя часть оглиненного оструктуренного горизонта представля-

ет не иллювиальный, а метаморфический оглиненный горизонт (о чем уже упоминалось) и должна обозначаться индексом B_m . Общая мощность горизонтов $B_{tsialFe}$ и B_m составляет 100—170 см, а иногда и более.

$C_{sial(Feral)}$ — относительно не измененная почвообразованием материнская порода, чаще всего бескарбонатная, суглинистого или глинистого механического состава — начинается с глубины 200 см.

Химические и физико-химические свойства почв с элювиземно-подзолистым процессом почвообразования (рис. 14). Почвы имеют

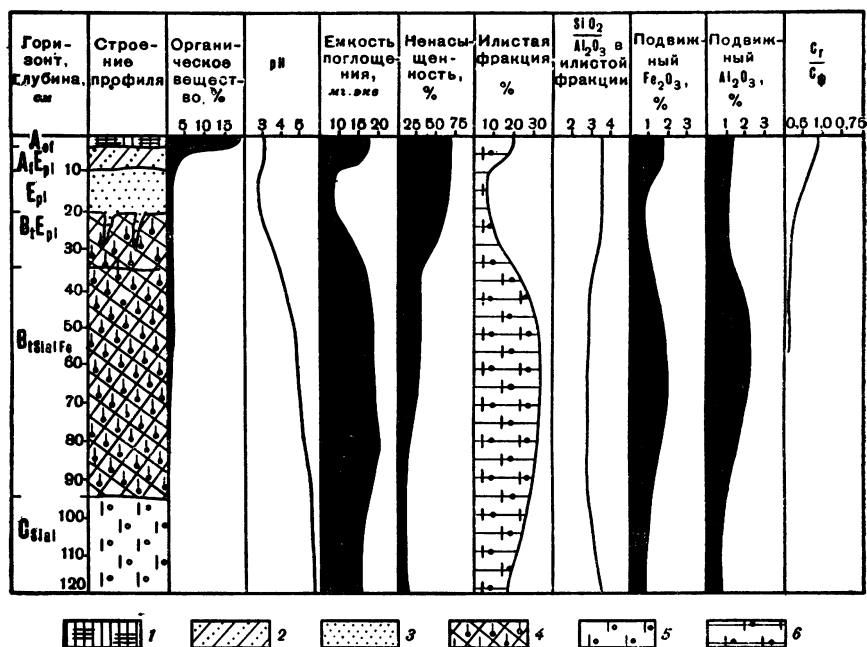


Рис. 14. Профиль типично подзолистой суглинистой почвы.

Генетические горизонты: 1 — грубогумусовый (подстилка); 2 — гумусово-элювиальный; 3 — элювиальный оподзоленный, обезыленный (лессивированный); 4 — иллювиальный колюматированный. Почвообразующая порода: 5 — силлитная. Состав илистой фракции: 6 — иллит-монтмориллонитовый

на протяжении всего профиля кислую реакцию: от сильно или умеренно кислой в горизонте подстилки и в гумусово-элювиальном горизонте до слабокислой в иллювиальном. Так как элювиземно-подзолистые почвы образуются в большинстве случаев на бескарбонатных породах, то слабокислая реакция сохраняется и в самой почвообразующей породе.

Содержание органического вещества высокое — 20—30% и более лишь в грубогумусовом горизонте (A_0). В гумусово-элювиальном горизонте оно резко падает до 2—5%, а в подзолистом составляет лишь десятые доли процента (0,4—0,2%). В иллювиальном

горизонте наблюдается дальнейшее уменьшение содержания гумуса (0,2—0,1%), в коломорфных пленках в иллювиальном горизонте концентрируется подвижный гумус — 0,5—0,9%.

Отношения органического углерода к азоту очень высокое в грубогумусовом горизонте (30—40), резко уменьшается в гумусовом и подзолистом (10—13) и еще более падает в иллювиальном (8—6). В составе гумуса преобладают по всему профилю фульвокислоты, относительное количество которых несколько увеличивается в иллювиальном горизонте (хотя абсолютное ничтожно).

Содержание подвижных и окристаллизованных полуторных окислов, извлекаемых вытяжкой Тамма, Джексона или иным путем, минимальное в элювиземно-подзолистом горизонте, увеличивается в иллювиальном.

Валовой анализ обнаруживает значительную дифференциацию профиля по содержанию ряда соединений: максимум кремнезема — в подзолистом горизонте, окислов железа и алюминия — в иллювиальном и в почвообразующей породе. Щелочные и щелочноземельные основания в минимальном количестве содержатся в подзолистом горизонте; содержание их повышается в грубогумусовом и гумусовом, что связано с освобождением этих элементов из растительных остатков. К породе содержание оснований постепенно увеличивается. Слабое биогенное накопление обнаруживают в грубогумусовом и гумусовом горизонтах фосфор и сера.

Распределение по профилю фракции ила указывает на резкое обеднение им элювиземно-подзолистого горизонта. В гумусовом горизонте по сравнению с элювиальным содержание илистой фракции слегка увеличивается, что связано с накоплением в этом горизонте органических коллоидов. В иллювиальном горизонте по сравнению с верхними содержание ила увеличивается значительно (1,5—3,0 раза и более).

При переходе от иллювиального горизонта к почвообразующей породе содержание ила (так же как и полуторных окислов) в ряде случаев уменьшается, и таким образом иллювиальный горизонт выступает в качестве максимального накопителя в профиле и полуторных окислов и ила. Но во многих случаях, как показали расчеты, произведенные А. А. Роде (1964) на основании имеющихся в литературе данных, иллювиальный горизонт подзолистых почв не отличается от материнской породы ни по содержанию ила, ни по валовому содержанию полуторных окислов. Наблюдается общее увеличение ила, полуторных окислов и оснований вниз по профилю. Это явление можно объяснить тем, что за горизонт материнской породы авторы принимали нижнюю часть гор. В и, таким образом, анализы относятся к неполному профилю очень мощных почв, или тем, что продукты распада алюмосиликатов выносятся за пределы профиля.

Валовой состав илистой фракции по профилю элювиземно-подзолистых почв обычно не остается постоянным: в иллювиальном горизонте, как правило, увеличивается содержание окислов желе-

за, что приводит к уменьшению отношения $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$. Во многих случаях, но не всегда увеличивается и содержание Al_2O_3 , что соответственно приводит к уменьшению отношения $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$. Содержание магния в илистой фракции в иллювиальном горизонте больше, чем в элювиальном.

В связи с характером размещения по профилю органического вещества и ила изменяется и емкость поглощения. Обычно она очень невелика в гумусовом горизонте, еще более уменьшается в элювиальном и увеличивается в иллювиальном и почвообразующей породе (по сравнению с подзолистым горизонтом в 3—5 раз). Общая величина емкости поглощения изменяется в зависимости от минералогического состава илистой фракции.

В составе поглощенных катионов в грубогумусовом и гумусовом горизонтах преобладают водород и алюминий. Степень насыщенности здесь часто составляет 50—70%. Вниз по профилю относительное содержание поглощенного водорода падает, а кальция и магния несколько увеличивается.

Почвы с выраженным элювиземно-подзолистым процессом имеют низкое естественное плодородие. Это почвы с повышенной кислотностью. В них мало азота, фосфора, калия, они обеднены рядом микроэлементов; структура верхнего пахотного горизонта быстро разрушается, а подпахотный иллювиальный горизонт имеет плохую водо- и воздухопроницаемость. Поэтому использование подзолистых почв в земледельческой культуре требует ряда мер по повышению их плодородия: внесения органических и минеральных удобрений, известкования и правильного чередования культур, предусматривающего улучшение физических свойств почв. При длительной и интенсивной культуре элювиземно-подзолистый процесс ослабляется и может быть заменен иным, близким по своему эффекту к дерновому.

Типы почв семейства элювиземно-подзолистых (подзолосемов). Семейство отличается большим разнообразием почв, выделяемых в ранге типов или подтипов (рис. 15). Назовем главные из них.

1. Типичные подзолистые почвы тайги.
2. Дерново-подзолистые и светло-серые лесные почвы смешанных и широколиственных лесов.
3. Буроземно-подзолистые почвы (почвы «лессиве», серо-бурые оподзоленные).

4. Оподзоленные красноземы и желтоземы.
5. Оподзоленные ферраллитные и аллитные почвы (ферраллитные и аллитные почвы с дифференцированным профилем).

Типичные подзолистые почвы широко распространены в таежной зоне Евразии и Северной Америки. Они образуются под хвойными или хвойно-мелколиственными лесами в условиях холодного климата, с длинной морозной зимой и непродолжительным вегетационным периодом. Травяной покров развит слабо или отсутствует, широко распространены мхи, лишайники и кустарнички. Почвы имеют грубогумусовый горизонт, что связано как с составом опа-

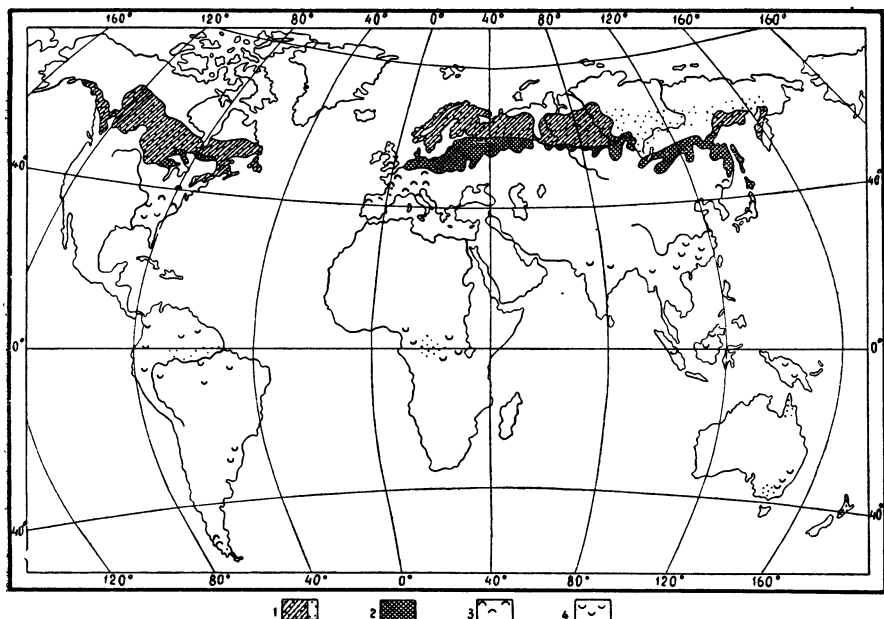


Рис. 15. Ареалы иллювиально-железисто-гумусовых подзолов и элювиземно-подзолистых сиаллитных и ферраллитных почв:

1 — иллювиально-железисто-гумусовые подзолы; 2 — подзолистые и дерново-подзолистые почвы (сиаллитные); 3 — серо-бурые оподзоленные (лессивированные) почвы; 4 — оподзоленные красноземы, желтоземы и красно-желтые феррсиаллитные и ферраллитные почвы

да, трудно поддающегося гумификации, так и с холодным климатом и непродолжительным периодом микробиологической активности. Гумусово-элювиальный горизонт, наоборот, выражен слабо или совсем отсутствует, и под грубогумусовым горизонтом непосредственно находится белесый элювиальный горизонт. В иллювиальном горизонте вторичная кристаллизация глин идет слабо. Эти почвы наиболее кислы и бедны элементами питания.

Дерново-подзолистые и светло-серые лесные почвы можно рассматривать как подтипы одного типа. Они имеют в северном полушарии столь же широкое распространение, как и типично подзолистые почвы, но локализованы преимущественно в континентальных секторах материков, где развиваются под смешанными и широколиственными лесами. В Евразии основные массивы дерново-подзолистых и светло-серых лесных оподзоленных почв приурочены к южной половине лесной зоны Восточно-Европейской и Западно-Сибирской равнин. В Западной Европе они замещаются буроземно-подзолистыми почвами и бурыми лессивированными. В переходных областях, например в пределах Северо-Польской и Северо-Германской равнин, распространены переходные почвенные образования к буроземно-подзолистым, показанные на почвенной

карте мира (Физико-географический атлас мира, 1964) как палево-подзолистые почвы.

Третий тип почв, связанный с элювиземно-подзолистым процессом, характерен для областей распространения бурых лесных почв умеренных широт. Эти почвы известны в литературе под различными названиями: в Западной Европе это почвы лессиве (французских и бельгийских почвоведов), лювисоли — в проекте почвенной карты мира ФАО ЮНЕСКО, вторичные подзолистые и параподзолистые почвы (немецких, румынских и польских почвоведов), а также бурые оподзоленные почвы (почвоведов польских и английских). Американские почвоведы их называют серо-бурыми оподзоленными почвами (*grey brown podzolic soils*). На почвенной карте мира они названы бурыми оподзоленными почвами. Бурые оподзоленные, или буроземно-подзолистые, почвы представляют собой вторичные образования, связаны в своем генезисе с бурыми лесными почвами и образовались в результате деградации последних. Типичные бурые лесные почвы в Западной Европе приурочены или к элювию богатых основаниями массивных пород, или к карбонатным наносам.

Ряд западноевропейских почвоведов (Mückenhausen, 1959; Lath, 1954; Ganssen, 1957) отмечают, что деградация и оподзоливание бурых лесных почв и превращение их во вторично-подзолистые связаны с постепенным выщелачиванием оснований и удалением из почвообразующих пород карбонатов, т. е. с возрастом почв. Американские почвоведы (Cline, 1949; McCaleb, Cline, 1950) также считают, что в условиях влажного климата приатлантических штатов по мере увеличения возраста почв и удаления из пород и почв оснований падает биологическая активность и бурые лесные почвы деградируют в серо-бурые оподзоленные, появляется структурный иллювиальный горизонт с пленками ориентированной глины по граням структурных отдельностей и более светлый элювиальный горизонт, лишенный большей части илистой фракции, — почвы переходят в серо-бурые оподзоленные. Западноевропейские почвоведы, кроме того, связывают деградацию и оподзоливание бурых лесных почв с деятельностью человека. Вырубка лиственных лесов и замена их более быстрорастущими искусственными насаждениями хвойных пород — один из факторов развития процесса выщелачивания и оподзоливания. Дюшофур (Duchaufour, 1960) говорит о значении систематического сбора листьев и сучьев в лесах как факторе, нарушающем биологический круговорот. В почвы возвращается все меньше оснований, содержащихся в опаде (кальция, магния, калия), что ускоряет процессы деградации. Уменьшение поступления самих органических остатков нарушает баланс органического вещества: содержание гумуса уменьшается, структура ухудшается, что способствует распылению почвы и облегчает вымывание на первых стадиях илистых частиц — лессиваж, а затем оподзоливание почв.

Буроземно-подзолистые почвы не имеют грубогумусового горизонта, так как разложение подстилок лиственных пород во влажном и относительно теплом климате идет очень быстро. Часто у них нет и хорошо сформированного гумусового горизонта. Серовато-бурый мелкокомковатый или мелкоземистый, гумусовый горизонт составляет всего лишь 2—5 см. Глубже располагается гумусово-элювиальный горизонт, он имеет желтовато-буроватый или бежевый цвет и мелкокомковатую структуру. Механический состав его обычно пылевато-суглинистый, в нем часто довольно много корней. Как правило, этот горизонт резко (или по прямой линии, или в виде языков) граничит с плотным темно-бурым иллювиальным горизонтом, сильно оглиненным и имеющим хорошо выраженную ореховато-призматическую структуру. На поверхности структурных комочков хорошо заметные коричневые или красновато-коричневые коллоидальные пленки.

Ниже иллювиального имеется обычно метаморфический горизонт, сильно оглиненный, часто имеющий призмовидно-плитчатую структуру. Американские почвоведы называют такие горизонты «фрэджиэном» (fragipan). Буроземные оподзоленные почвы более плодородны, чем первичные подзолистые, так как первые связаны с почвообразующими породами, более богатыми основаниями. Они занимают большие площади в приатлантической части Западной Европы и в горных районах Центральной Европы, в восточных штатах Северной Америки — в Аппалачах и на прилегающих к ним равнинах. В южном полушарии они известны в Юго-Восточной Австралии, в Тасмании и Новой Зеландии.

В субтропических и тропических областях к семейству элювиально-подзолистых почв принадлежит желтоземно-подзолистые и красно-желтые оподзоленные ферраллитные (латеритные) почвы, называемые некоторыми почвоведомы «псевдоподзолистыми» желтоземами, кремнеземами и латеритными (И. П. Герасимов, С. В. Зонн). Они широко распространены во влажных субтропических и тропических областях, причем чаще встречаются не в равнинных, а в горных условиях. Это явление объясняется тем, что в условиях горного несколько более прохладного климата скорость минерализации органических остатков и вновь образованных кислых продуктов гумификации меньше, чем на равнинах. Сохранение в течение некоторого времени кислых продуктов гумификации (фульвокислот) обуславливает их более длительное воздействие на минеральные соединения и разрушение последних. Подзолообразование во влажных субтропиках и тропиках, так же как и в других термических зонах, происходит более энергично на продуктах выветривания кислых, бедных основаниями и соединениями железа, пород или на древней, бедной полуторными окислами каолининовой коре выветривания. Подзолообразование, как правило, не проявляется на монтмориллонитовых корах выветривания и редко проявляется на красноцветной, богатой малоподвижными окислами железа феррсиаллитной или ферраллитной коре

выветривания основных пород (базальтов, норитов, габбро). Оподзоленные красноземы и желтоземы встречаются в одних и тех же областях, но на разных породах и в различных условиях рельефа. В горах желтоземно-подзолистые почвы, при прочих равных условиях занимают более высокий пояс, чем красноземно-подзолистые. На равнинах желтоземно-подзолистые почвы часто занимают пониженные элементы рельефа (с несколько избыточным увлажнением), располагаясь среди неоподзоленных или слабооподзоленных красноземов. В последнем случае явления оподзоливания в значительной мере осложняются элювиально-глеевыми процессами. Вся группа элювиземно-подзолистых почв субтропических, тропических и экваториальных влажных лесов обладает многими общими чертами (рис. 16). Непосредственно

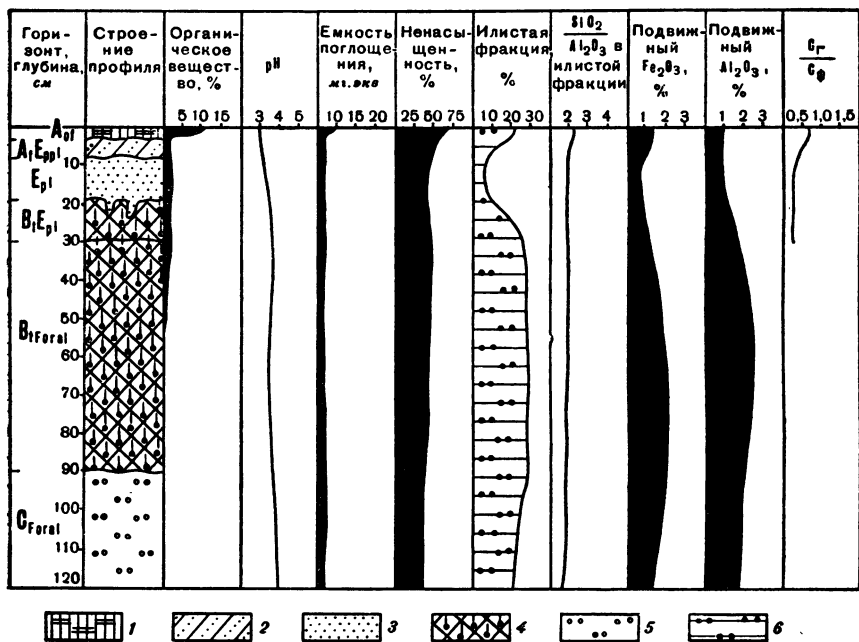


Рис. 16. Профиль оподзоленного краснозема (оподзоленной фульвоферраллитной почвы).

Генетические горизонты: 1 — подстилка; 2 — гумусово-элювиальный; 3 — элювиальный оподзоленный, обезыленный; 4 — иллювиальный кольматированный ферраллитный. Почвообразующая порода: 5 — ферраллитная. Состав илстой фракции: 6 — каолинитовый (галлузитовый)

над горизонтом подстилки, располагается светло-серый или желтовато-серый гумусовый, мощность которого от нескольких до 15—20 см. Ниже лежит элювиземно-подзолистый горизонт различной мощности (от 10—20 до 40—50 см). Он имеет светлый, слегка бежевый цвет, плитчатую структуру, пылевато-суглинистый или пылевато-глинистый механический состав. Он обычно резко переходит в иллювиальный горизонт, плотный, глинистый,

окрашенный в буровато-желтый или буровато-красный цвет, с угловатой, крупнопризматической или глыбистой структурой. Мощность иллювиального горизонта обычно велика: часто составляет 50—80 см. Книзу плотность уменьшается и начинается переход к почвообразующей породе того или иного состава и облика.

В некоторых почвах на ферраллитной коре выветривания во влажных экваториальных лесах в условиях хорошего дренажа мощность элювиземно-подзолистого горизонта составляет около 1,0 м. Примерно такую же мощность имеет обогащенный гидроокислами железа, алюминия и илом иллювиальный горизонт.

Есть интересные указания (Рике, 1960) на особую природу подзолистого горизонта некоторых тропических почв, образовавшихся на породах, не содержащих кварца. В сложении подзолистого горизонта здесь основную роль играют фитолитарии — опаловидные кремневые тельца, освобождающиеся из растительных остатков по мере их минерализации.

Подобное биогенное накопление кремнезема отмечается и в других подзолистых почвах, в частности в таежно-подзолистых холодно-умеренной зоны (Новоросова, 1951). По-видимому, в условиях влажнотропических и субтропических лесов, поставляющих в почвы значительные количества опада, процесс биогенного накопления кремнезема играет более существенную роль. Вопрос этот рассматривался выше — в связи с обсуждением генезиса фульвоферраллитов. Весьма интересен, но не изучен вопрос о разложении каолина и галлуазита в элювиальном горизонте элювиземно-подзолистых почв на ферраллитных корках выветривания, не содержащих первичных минералов (за исключением кварца). Некоторые косвенные данные, а именно максимальное содержание подвижных форм алюминия и кремнезема в иллювиальном горизонте оподзоленных красноземов, позволяет предполагать возможность такого распада, идущего при активном воздействии фульвокислот, корневых выделений и ферментов некоторых микроорганизмов, в частности диатомовых водорослей.

Субтропические и тропические элювиземно-подзолистые почвы (оподзоленные красноземы и желтоземы и оподзоленные красно-желтые ферраллитные и аллитные) отличаются от остальных почв с подзолистым почвообразовательным процессом кроме мощности и некоторого своеобразия горизонтов еще и крайней степенью обедненности питательными элементами. Это очень кислые почвы, со значениями pH около 3,5—4,5. Наиболее кислы их нижние горизонты, так как почвообразующие породы (аллитные, феррсиаллитные и ферраллитные коры выветривания) в значительной мере лишены оснований, а кислые растворы проникают на большую глубину (что обуславливает большую мощность оподзоленного горизонта). В самом верхнем гумусовом горизонте кислотность, как правило, слегка уменьшается, что связано с некоторым слабым биогенным накоплением оснований, освобождающихся из расти-

тельного опада. Содержание гумуса варьирует в значительных пределах (3—7%), но количество его очень быстро убывает с глубиной. В составе гумуса преобладают фульвокислоты. Желтоземно- и красноземно-подзолистые ферраллитные почвы имеют очень низкую емкость поглощения (6—7 мг·экв на 100 г почвы в гумусовом и иллювиальном горизонтах и всего 1,0—2,0 мг·экв на 100 г почвы в подзолистом горизонте). Степень ненасыщенности основаниями очень велика и составляет около 60—80%. Наряду с поглощенным водородом в них всегда имеется и поглощенный алюминий. Напомним, что низкая емкость поглощения связана с каолинит-галлуазитовым составом илистой фракции почв. Эти почвы очень бедны азотом, калием и особенно фосфором и микроэлементами. В культуре они очень быстро теряют органическое вещество и нуждаются во внесении удобрений, в том числе микроудобрений.

ГЛАВА IV

КИСЛЫЕ ГЛЕЕВЫЕ ПОЧВЫ С ОКИСЛИТЕЛЬНО-ВОССТАНОВИТЕЛЬНЫМ И ВОССТАНОВИТЕЛЬНЫМ РЕЖИМОМ

ВОССТАНОВИТЕЛЬНЫЕ УСЛОВИЯ В ПОЧВАХ И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ ПРОЦЕССЫ ОГЛЕЕНИЯ

Дефицит кислорода в почвах возникает при насыщении их вла-
гой до состояния полной влагоемкости или близкого к нему при
медленном водообмене. В этих условиях растворенный в воде кис-
лород, расходуемый на дыхание корней, микроорганизмов и окис-
ление органического вещества, благодаря затрудненному водо-
и воздухообмену не пополняется новыми запасами, и содержание
его часто опускается до нуля. Окислительно-восстановительный по-
тенциал понижается до 0,4 в и ниже (в резковосстановительных ус-
ловиях до 0,02—0,03 в). В этих условиях окисление мертвых ор-
ганических остатков и потребление кислорода живыми организа-
ми сопровождаются восстановлением минеральных соединений с
переменной валентностью и в первую очередь трехвалентного же-
леза и четырехвалентного марганца. В условиях сильноокислой сре-
ды переход марганца из четырех- в двухвалентную форму наблю-
дается при довольно высоких значениях Eh (+1,239). Марганец в
двухвалентной форме представлен преимущественно относительно
хорошо растворимыми карбонатами.

Переход трехвалентного железа в двухвалентное наблюдается
при несколько более низких значениях Eh (в кислой среде — при
Eh (+0,771)), что отмечается появлением в почвенном растворе
двухвалентного железа в виде бикарбоната и в виде органо-мине-
ральных соединений (с низкомолекулярными органическими кисло-
тами, аминокислотами и полифенолами, а также с фульвокислота-
ми). В твердой фазе почв при восстановительных реакциях появ-
ляются закисные и закисно-окисные фосфаты железа (минералы
бета-вивианит и альфа-керченит), цвет почвы благодаря их при-
сутствию становится серо-сизым или зеленоватым. Появление этих
оттенков в той или иной части почвенного профиля служит инди-
катором восстановительных условий и оглеения.

Если в почвах господствует постоянно восстановительный режим, то в них преобладают зеленовато-сизо-серые тона, и лишь по старым корневым ходам и другим полостям, в которые может по временам проникать воздух, появляются охристо-ржавые пленки гидроокислов железа.

В почвах или в их отдельных горизонтах, с изменяющимся по сезонам года окислительно-восстановительным условиям, окраска пестрая с чередованием пятен сизого, зеленого и охристо-ржавого цвета. Зеленый цвет может быть обязан не только присутствию фосфатов железа, но и вторичных железистых алюмосиликатов.

В глеевых горизонтах увеличивается содержание подвижных форм закисного и окисного железа, алюминия и кремнезема по сравнению с неоглееными горизонтами, что указывает на активизацию при процессах оглеения разрушения алюмосиликатов. Многие исследователи отмечают появление в глеевых горизонтах сильногидратированных коллоидальных соединений типа аллофанов, облекающих более крупные почвенные частицы и увеличивающих поэтому дисперсность почвы: глеевые горизонты обычно бесструктурны, склонны к заплыванию, что еще в большей степени ухудшает их аэрацию и усиливает восстановительные процессы.

Оглеение — это биохимический процесс, в нем активно участвует анаэробная микрофлора, для развития которой необходим энергетический материал — растительные остатки или растворенные органические вещества. Поэтому интенсивность оглеения зависит не только от состояния влажности почвы, но и от присутствия органических веществ. При избыточном увлажнении всей почвенной толщи и близком нахождении уровня грунтовых вод максимальное оглеение обнаруживается часто не в нижней, а в средней или верхней части профиля, более богатой органическими остатками или диффундирующими из верхнего органического горизонта растворенными органическими соединениями. Если сами почвенно-грунтовые воды богаты растворенными органическими соединениями, то оглеение проявляется по всему профилю в сфере воздействия этих вод. В восстановлении железа участвуют различные группы микроорганизмов: молочнокислые бактерии, анаэробный азотфиксатор — *Clostridium*, представители *Pseudomonas* и др.

Механизм восстановления трактуется различным образом. В более ранних работах (Высоцкий, 1905; Завалишин, 1928) восстановление железа связывали с анаэробным разложением клетчатки и с образующимися при этом метаном, сероводородом и атомарным водородом. Другие авторы (Bloomfield, 1950, 1951) считают восстановление железа побочным процессом, идущим под воздействием выделяемых микроорганизмами продуктов разложения органических веществ. Некоторые предполагают возможность использования бактериями связанного кислорода гидратов окислов железа (Лиипер, 1947).

Наиболее вероятным фактором восстановления железа, как показали опыты Бромфилда (Bromfield, 1954), являются продуцируемые микроорганизмами органические кислоты и другие хелатообразователи, способствующие растворению железа, что облегчает его дальнейшее восстановление благодаря деятельности дегидрогеназы живых бактериальных клеток.

Кроме железоредуцирующих микроорганизмов в горизонтах с недостаточной аэрацией развивается микрофлора денитрифицирующих и десульфуризирующих микроорганизмов, использующих связанный кислород нитратов и сульфатов, в результате чего в оглеенных почвах, содержащих органическое вещество, появляются аммиак и сероводород.

При смене восстановительных условий окислительными процессы окисления также имеют биохимическую природу. На смену денитрификаторам и десульфуризаторам приходят нитрифицирующие и сульфуризирующие бактерии, а окисление железа и марганца идет при участии афототрофных и миксотрофных железо-марганцевых бактерий. Их разрастающиеся колонии обуславливают форму новообразований гидратов окислов железа и марганца в окисленных горизонтах — это микро- и макроорштейны, сферические конкреции, которые, как показали исследования Т. В. Аристовской (1965), представляют собой ожелезненные колонии железо-марганцевых бактерий.

В почвах с постоянным анаэробизмом количество микроорганизмов уменьшается и значительно падает их активность, увеличивается число бактериальных спор, что говорит о биологической инертности и восстановительном режиме. Слабая активность микрофлоры обуславливает медленное разложение органических остатков и накопление на поверхности почв более или менее мощных оторфованных или торфянистых горизонтов.

Таблица 9

Семейства кислых глеево-элювиальных, глеевых и болотных почв

Режим вод, привнос и вынос веществ	Окислительно-восстановительные условия	
	периодически восстановительные	преимущественно восстановительные
Преобладает отток вод и вынос продуктов почвообразования	кислые поверхностно-глеево-элювиальные, кислые грунтово-глеево-элювиальные	
Застойный режим, слабые привнос и вынос веществ	тундрово-глеевые дерново-глеевые	кислые торфяно-глеевые, кислые торфяные
Преобладает приток вод и гидрогенная аккумуляция	кислые гидрогенно-ожелезненные, кислые глеевые квасцовые	

В зависимости от источника и режима увлажнения изменяются формы и степень проявления окислительно-восстановительных и сопутствующих им процессов. Избыточное увлажнение в почвах может быть связано как с застоем влаги атмосферных осадков, так и с близким залеганием к поверхности верховодки или горизонта грунтовых вод. Застой влаги атмосферных осадков или воздействие на почвенный профиль грунтовых вод могут быть постоянными или периодическими. В первом случае господствует восстановительный режим, а во втором — периодически восстановительный. Воды могут быть застойными или проточными, с преобладанием в отдельных случаях притока или оттока. При том или ином сочетании названных условий формируются различные семейства кислых глеевых почв (табл. 9).

СЕМЕЙСТВО КИСЛЫХ ПОВЕРХНОСТНО-ГЛЕЕВО-ЭЛЮВИАЛЬНЫХ ПОЧВ

Условия образования и генетические особенности

Неоднородные по механическому составу почвы, с более легким верхним и более тяжелым нижним горизонтом, в условиях влажного климата и равнинного рельефа обычно подвержены в той или иной степени поверхностному оглеению. Восстановительные условия возникают благодаря периодическому застою влаги атмосферных осадков в верхней части профиля над менее водопроницаемым горизонтом тяжелого механического состава. Причинами неоднородности механического состава почв могут быть: 1) двучленность наносов, на которых образовалась почва; 2) предшествующий почвообразовательный процесс, в результате которого был сформирован внутри почвенной толщи сильнооглиненный иллювиальный или иллювиально-метаморфический горизонт. В последнем широко распространенном случае процессами оглеения захватываются элювиальный горизонт на контакте с иллювиальным, так как здесь наиболее длительно задерживается влага, и верхняя часть иллювиального горизонта, где глеевые явления локализованы по трещинам, корневым ходам, ходам червей — полостям, в которые сверху проникает влага. Чередование оглеенных и неоглеенных участков обуславливает пеструю, мраморовидную окраску этой части горизонта. Оглеение распространяется и на верхний элювиально-гумусовый горизонт. При формировании поверхностно-глеево-элювиальных почв на двучленных наносах максимум оглеения и сопутствующих ему явлений также приурочены к контакту между толщами различного механического состава, что позволило называть подобные почвы контактно-глеевыми.

Поверхностно-глеево-элювиальные почвы распространены очень широко во влажных областях различных географических поясов и известны под различными названиями.

В Западной Европе почвы с поверхностным оглеением были выделены немецкими почвоведом (Kubiëna, 1953; Mückenhausen, 1956) в особую группу и названы «застойно-влажными почвами» (Staunässeböden), с подразделением на два типа: псевдоглеи, в которых восстановительный режим периодически сменяется окислительным; стагноглеи — почвы, с постоянным переувлажнением.

По условиям образования и свойствам псевдоглеи должны быть отнесены к субаэральному, а стагноглеи к супераквальному ряду почвообразования.

На основании работ Кубиены, Мюкензаузена, Лаатча (Kubiëna, 1953; Mückenhausen, 1956; Laatsch, 1957) были выделены почвы переходные от субаэральных к псевдоглеевым: бурые лесные псевдоглеевые, псевдоглеевые лессиве, глеевые подзолистые, — в которых явления поверхностного оглеения наложились на предшествующий почвообразовательный процесс или сочетаются с ним.

И. П. Герасимов (1960) на основании своих наблюдений в Центральной Европе предложил называть почвы с дифференцированным по механическому составу профилем и поверхностным оглеением не псевдоглеевыми (так как они действительно оглеены), а «псевдоподзолами». Термин «псевдоподзол» стал применяться почти ко всем почвам с дифференцированным профилем и белесым горизонтом суббореального, субтропического и тропического поясов (Зонн, 1968; Герасимов, 1966), в которых дифференциация профиля сопровождается перемещением в иллювиальный горизонт илистой фракции, т. е. иллиммеризацией. И. П. Герасимов (1960), высказал сомнение в возможности проявления подзольного процесса вне таежно-лесной зоны.

Нам представляется более целесообразным избегать применение терминов «псевдоподзол», «псевдоглей». Последний термин неприменим, так как в верхних горизонтах почв идет настоящее оглеение. Термин «псевдоподзол» исключает наличие в кислых поверхностно-оглеенных почвах явлений оподзоливания. Имеющиеся наблюдения в природе и эксперименты (Ярков, 1954; Кауричев, 1968) показывают, что именно в восстановительной среде органо-железистые и органо-глиноземные комплексы наиболее подвижны и кратковременные периодически повторяющиеся восстановительные условия сопутствуют оподзоливанию почв, образующихся на суглинистых и глинистых породах, хотя внешние признаки оглеения могут отсутствовать.

В поверхностно-глеево-элювиальных почвах с хорошо выраженными внешними признаками глеевого процесса по мере усиления последнего интенсивнее разрушается алюмосиликатная часть почв. В типичных почвах лессиве (псевдоподзолистых почвах) на севере Бельгии процесс поверхностного оглеения, как показали исследования Ф. де Конинка, А. И. Хэрбиллона и др. (De Coninck, Herbillon, 1968), сопровождается резким увеличением содержания в горизонте В не только подвижного железа, но и подвижных кремнезема и алюминия, переходящих в содовую вытяжку. Это

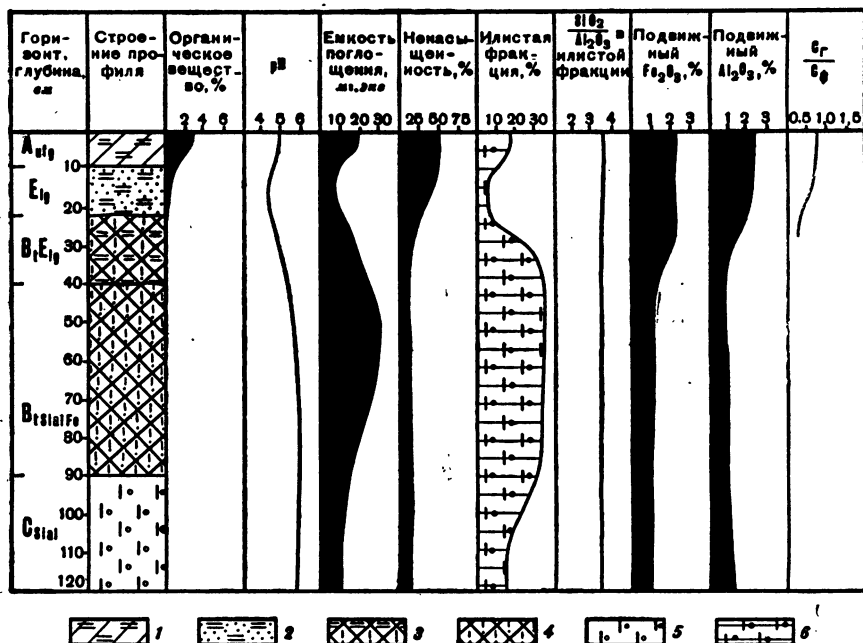


Рис. 17. Профиль поверхностно-глеево-элювиальной почвы.

Генетические горизонты: 1 — гумусовый ульматно-фульватный оглеенный; 2 — глеево-элювиальный; 3 — глеево-элювиально-иллювиальный; 4 — иллювиальный кольматированный. Почвообразующая порода: 5 — сналлитная. Состав илистой фракции: 6 — иллит-монтмориллонитовый

свидетельствует о разрушении алюмосиликатов и перемещении продуктов распада в иллювиальный горизонт. В иллювиальном горизонте, как показали рентгеновские исследования илистой фракции, синтезируются минералы монтмориллонит-иллит-хлоритового состава.

Проведенные Н. Н. Матиян (1968) исследования химического и минералогического состава илистой фракции поверхностно- и грунтово-глеевых дерново-подзолистых почв Валдайской возвышенности в Приильменской низменности также показали повышенное содержание в огленных горизонтах подвижных кремнезема, глинозема, магния и увеличение отношения силикатных $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$. Данные рентгеновского и термического анализов показали, что в почвах, образовавшихся на ледниковых отложениях, содержащих в илистой фракции гидрослюды и каолинит, в глеево-элювиальных и в подзолистых горизонтах наблюдается преобразование последних. Здесь появляются диоктаэдрический вермикулит и смешанно-слоистые гидрослюдисто-вермикулитовые минералы в тонкодисперсном состоянии. Именно этот коллоидальный материал выносится в иллювиальный горизонт, где осаждается по порам

и трещинам в форме коломорфных пленок хорошо поляризующего вещества.

Исследования В. И. Канивец (1964) в Закарпатье и М. И. Герасимовой (1967) в Предкарпатье показали, что восстановление железа в поверхностно-глеево-элювиальных почвах идет преимущественно летом, когда почвы достаточно прогреты и еще увлажнены. С этим периодом связана максимальная микробиологическая активность почв. Весной и осенью, несмотря на большее переувлажнение почв, восстановительные процессы ослабевают в связи с понижением микробиологической активности почв.

Таким образом, процесс поверхностного оглеения почв — это процесс биохимический; его активизации способствует наличие органических веществ. Особенно ярко выражены явления оглеения вокруг отмерших корней.

Восстановленное железо образует подвижные соединения — ор-гано-железистые комплексы и углекислое железо. Частично по порам и трещинам железо выносится в нижележащие горизонты, но из-за плохой их водопроницаемости, большая часть закисного железа при высыхании почвы и смене восстановительных условий окислительными сегрегируется в пределах глеево-элювиального горизонта в оолитовые конкреции гидратов окислов железа. Окисление железа также идет при участии микроорганизмов, вокруг колоний которых начинается процесс сегрегации.

Натечные глинисто-железистые пленки в трещинах и порах в горизонте B_t показывают их полосчатое флюидальное строение: железистые потеки здесь перемежаются с потеками ориентированных глинистых частиц, что говорит об их раздельном периодическом вымывании в иллювиальный горизонт. Полустационарные исследования показали, что вынос диспергированных илистых сильногидратированных частиц идет преимущественно в холодное время года (так как эти почвы не промерзают), а вынос восстановленного железа — в более теплые периоды.

Морфологический профиль поверхностно-глеево-элювиальных почв (A_{Elg} , E_{lg} , B_{Eg} , B_{tFe} , C). Поверхностно-глеево-элювиальные почвы имеют очень резко дифференцированный профиль:

A_{Eg} — гумусово-элювиальный горизонт светло-серой окраски, испещрен мелкими охристыми пятнышками гидроокислов железа, непрочной комковато-листовой структурой. Мощность его варьирует от 2—3 до 10—15 см.

E_g — светлый сизовато-белесый глеево-элювиальный горизонт обладает более отчетливо выраженной плитчато-листовой структурой, пылеватого механического состава. В этом горизонте имеется много мелких ржавых и темных конкреций гидроокислов железа. Мощность 20—40 см.

B_{Eg} — переходный элювиально-иллювиальный оглеенный горизонт, пестрой мраморовидной окраски (чередование пятен бурого, охристо-ржавого, сизого и белесого цветов). По трещинам и гра-

ням структурных отдельностей в него проникают из верхнего горизонта белесые языки, механический состав более тяжелый, структура — ореховато-призматическая. Мощность 30—50 см.

B_{tFe} — иллювиальный горизонт, очень тяжелого механического состава, с хорошо выраженной прочной крупнореховато-призматической структурой. Имеет бурый цвет. Грани структурных отдельностей покрыты темно-бурыми глянцевыми пленками. По отдельным крупным трещинам и полостям в него проникают белесые языки, вдоль которых тянутся полосы сизоватого цвета, свидетельствующие, что в этом горизонте за счет проникновения влаги сверху наблюдается локальное оглеение. Мощность горизонта 50 см и более. Ниже он переходит в почвообразующую породу (C) суглинистого или глинистого механического состава, но менее тяжелого, чем гор. B.

В почвах, образующихся на красноцветных ферраллитных или феррсиаллитных корах выветривания, в нижних невосстановленных горизонтах появляются красноватые оттенки.

Химические и физико-химические свойства поверхностно-глеево-элювиальных почв (рис. 17). Эти почвы содержат мало гумуса (3—4%) при небольшой мощности гумусового горизонта (5—10 см) и резком убывании гумуса в гор. E_{lg} . Значения pH лежат в кислом интервале по всему профилю, наиболее кислы гор. E_{lg} и AE_{lg} . Профиль резко дифференцирован по содержанию илстой фракции с минимумом в гор. E_{lg} и максимумом в B_{tFe} . Соответственно распределению илстой фракции изменяется по профилю и емкость поглощения; в элювиальном горизонте она составляет 7—10 мг·экв, а в иллювиальном — 25—35 мг·экв на 100 г почвы. Велика в верхних горизонтах степень ненасыщенности (40—60%), за счет главным образом поглощенного алюминия. Максимальное содержание подвижных форм закисного и окисного железа приурочено к горизонтам AE_{gl} и E_{lg} .

Максимум подвижного кремнезема обычно приурочен к нижней части гор. E_{lg} и к верхней, разрушенной глеевыми процессами части гор. $B_{tE_{lg}}$. Отношение SiO_2/Al_2O_3 илстой фракции в некоторых случаях постоянно по профилю или несколько понижено в гор. B.

Почвы семейства поверхностно-глеево-элювиальных. Рассматриваемое семейство объединяет следующие почвы.

1. Глееподзолистые почвы северной тайги.
2. Контактно-глееватые подзолистые почвы на двучленных наносах.
3. Бурые поверхностно-глеевые (псевдоподзолы, псевдоглеи).
4. Желтоземы и красноземы поверхностно-глеевые (красноземные и желтоземные «псевдоподзолистые»).
5. Ферраллитные оподзоленные поверхностно-глеевые (ферраллитные или латеритные, псевдоподзолистые).

Глееподзолистые почвы северной тайги, приуроченные к породам суглинистым и глинистым, широко распространены на севере европейской части СССР и особенно в Западной Сибири.

Профиль их состоит из следующих генетических горизонтов: A_0 , E_{pg} , B_g , C_{sial} . Под подстилкой располагается глеево-подзолистый горизонт светлого сизовато-серого цвета различной мощности (от 3 до 15 см и более). Верхняя часть горизонта B_t оглеена. Книзу признаки оглеения пропадают. Эти почвы очень кислы ($pH=3,5-4,0$), сильно не насыщены, содержат до 60—80% водорода и алюминия в поглощающем комплексе. В верхних горизонтах много подвижного железа, хотя максимум содержания валового железа, а также и алюминия приурочен к гор. В. Эти почвы бедны азотом, фосфором, калием и очень низкой продуктивности.

Контактно-глееватые подзолистые почвы широко распространены в областях развития покровных суглинков, покрывающих не-

большим слоем более тяжелые по механическому составу моренные отложения. В толще покровных суглинков под пологом хвойных и смешанных лесов образуется профиль подзолистой почвы, а на контакте суглинков и менее водопроницаемой морены, где застаиваются просачивающиеся сверху воды, идут процессы восстановления и в условиях кислой среды — оподзоливания. Разрушению, оподзоливанию и оглеению подвергается верхняя часть моренной толщи, в пределы которой глубоко проникают белесые языки. В результате формируются почвы сложного профиля с двумя осветленными (оподзоленными и глеево-подзолистыми) и двумя иллювиальными горизонтами. В случае малой мощности покровного суглинка оба белесых

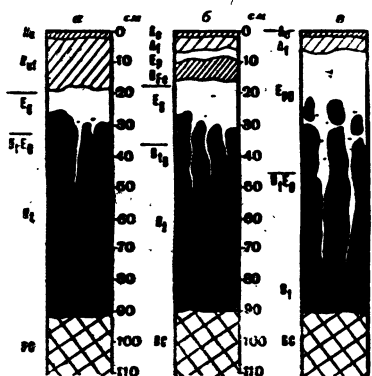


Рис. 18. Профили поверхностно-контактно-глеево-элювиальных почв:

а — с одним контактно-глеево-элювиальным горизонтом (E_g); б — с двумя элювиальными горизонтами: оподзоленным (E_p) и контактно-глеевым (E_g); в — с мощным, слившимся из двух предыдущих, подзолисто-глеево-элювиальным горизонтом (E_{pg})

горизонта сливаются вместе и профиль производит впечатление очень мощной глубокооподзоленной почвы (рис. 18).

Бурые поверхностно-глеевые почвы широко распространены на равнинах, имеющих слаборасчлененный рельеф, в областях распространения бурых лесных почв. Особенно широко они представлены на равнинах Западной, Центральной и Южной Европы, где известны под названиями псевдоглеев или лессивированных оглеенных почв. В работах И. П. Герасимова эти почвы названы «псевдоподзолами». Поверхностно-глеевые желтоземы и красноземы распространены на слабодренированных равнинах влажных субтропиков. В СССР они известны в Ленкоранской и Колхидской

низменностях. В Северной Америке эти почвы описаны в субтропическом поясе на Приатлантической равнине и во Флориде.

Описание ферраллитных «псевдоподзолистых» (поверхностно-глеевых почв) тропического пояса (Куба) приводятся С. В. Зонном (1968). По-видимому, они широко распространены на равнинах бассейна Амазонки в Южной Америке, где известны под названием «глеевых латосолей».

СЕМЕЙСТВО КИСЛЫХ ГРУНТОВО-ГЛЕЕВО-ЭЛЮВИАЛЬНЫХ ПОЧВ

Между поверхностно-глеево-элювиальными и грунтово-глеево-элювиальными почвами имеются существенные черты сходства, связанные с развитием и в том и в другом случае в их верхних горизонтах глеево-элювиальных процессов. Перераспределение продуктов оглеения по почвенному профилю, частичный вынос их из глеево-элювиального горизонта и накопление в иллювиальном горизонте — общая черта почв, принадлежащих этим двум семействам. Они объединены в одну более крупную классификационную группу — генерацию кислых глеево-элювиальных почв.

Различие между рассматриваемыми семействами заключается в том, что грунтово-глеево-элювиальные почвы развиваются при близком залегании уровня грунтовых вод, испытывающего периодические колебания. Супераквальный режим и связанные с ним восстановительные процессы сменяются периодически элювиальным режимом, интенсивным выносом продуктов восстановления и процессами окисления, идущими в верхней, лучше аэрируемой части почвенного профиля.

В грунтово-глеево-элювиальных почвах максимальное постоянное оглеение наблюдается в нижних горизонтах почвы, в гор. В и особенно в почвообразующей породе С. Уровень грунтовых вод по сезонам года может изменяться от 20—50 см до 1,5—2,5 м. В случае, если колебания уровня вод не сопровождаются существенным притоком или оттоком вод, продукты глеево-элювиального процесса перераспределяются в пределах данного профиля с формированием элювиальных и иллювиальных горизонтов. Если происходит боковой внутрипочвенный или внутригрунтовой активный отток вод, то глеево-элювиальные почвы имеют мощные элювиальные (отбеленные благодаря выносу соединений железа) горизонты без формирования сколько-нибудь заметных иллювиальных горизонтов. Кислые глеево-элювиальные почвы подобного типа получили название подбелов или кислых таежных подбелов (Ливеровский, Рубцова, 1956). Кислые подбелы широко распространены в транссупераквальных ландшафтах влажных областей различных термических поясов.

В кислых грунтовых водах, с малой степенью минерализации под воздействием которых образуются грунтово-глеево-элювиальные почвы, в растворенном состоянии находятся минеральные и органо-минеральные закисные соединения железа и марганца.

Если глеево-элювиальные почвы развиваются в супераквальном аккумулятивном ландшафте с заметным притоком вод со стороны, в почвах формируется иллювиальный горизонт, с накоплением железа, марганца и алюминия за счет вымывания продуктов почвообразования сверху. Он смыкается с горизонтом гидрогенной аккумуляции железа и марганца, поступающих в почву при подъеме грунтовых вод и задерживающихся здесь при окислении. Подток вод со стороны и гидрогенная аккумуляция в иллювиальных горизонтах органо-железистых и марганцовых соединений наиболее заметна в глеево-элювиальных почвах легкого механического состава. Это широко распространенные на слабодренированных аллювиальных и флювиогляциальных равнинах подзолисто-болотные иллювиально-гумусово-железистые и иллювиально-гумусово-глиноземные почвы таежной и лесной зоны, грунтово-водные подзолы тропических и экваториальных областей, с мощными органо-железистыми и органо-глиноземными горизонтами, изученные в Экваториальной Африке и Южной Америке, в тропической и субтропической Австралии.

Подобные глеево-элювиальные почвы с гидрогенным ожелезнением образуют переходную группу к почвам, в которых гидрогенное ожелезнение является ведущим процессом, а глеево-элювиальный процесс не выражен — латеритам.

Структура почвенного профиля в грунтово-глеево-элювиальных почвах без заметной гидрогенной аккумуляции, определяется следующей системой генетических горизонтов: A_o (T), A_fE_g , E_g , B_{reg} , C_g . Кислые грунтово-глеевые почвы часто имеют торфянистый горизонт, сильно не насыщены, имеют фульватный состав гумуса, богаты подвижными органо-минеральными соединениями железа и марганца и содержат много закисного железа. Глеево-элювиальный процесс в кислой, богатой фульвокислотами среде сопровождается, как и в поверхностно-глеево-элювиальных почвах, распадом первичных и перестройкой вторичных минералов.

СЕМЕЙСТВО ТУНДРОВО-ГЛЕЕВЫХ ПОЧВ

В северном полушарии тундрово-глеевые почвы образуют хорошо выраженную широтную почвенную зону, протягивающуюся по северной окраине Евразии и Северной Америке. Изучены тундровые почвы по сравнению с другими почвенными типами слабо. Имеющимся у нас сведениям о тундровых почвах СССР мы обязаны Е. Н. Ивановой, Н. А. Караваевой, Ю. А. Ливеровскому.

Условия почвообразования в тундре весьма своеобразны: короткий период вегетации, низкие температуры лета, наличие на небольшой глубине постоянно мерзлого слоя, малое количество осадков одновременно со слабой испаряемостью определяют особенно тундровых почв. Первое, что нужно отметить в тундровых почвах, — это небольшой размах и медленный темп биологического кругооборота веществ. Прирост растительной массы в тундрах

происходит очень медленно, ежегодный опад крайне незначителен (0,5—1,0 т/га). Область питания у многих растений тундры (мхов, лишайников) ограничивается лишь поверхностным слоем почвы мощностью в несколько сантиметров. Многие высшие растения посылают свои корни не в глубь почвы, к мерзлому холодному слою, а параллельно ее поверхности. Таким образом, сфера биологического кругооборота здесь весьма узка.

Типичные растения тундры — лишайники и мхи — обладают невысокой зольностью. По данным В. В. Пономаревой (1955), зольность типичного лишайника тундры — *Cladonia* — составляет лишь 1,5% от веса сухого вещества. В составе золы преобладает сера, при малом количестве оснований, что обуславливает при процессах минерализации растительных остатков появление свободной серной кислоты, которая растворяет различные минеральные соединения почв, и в том числе гидраты окислов алюминия и железа. Подвижность алюминия в тундровых почвах и присутствие ионов алюминия в водах рек и озер тундры В. В. Пономарева склонна объяснять растворяющим действием серной кислоты и органических кислот. Однако общее количество вовлекаемых в биологический круговорот веществ весьма незначительно здесь. Возврат биологически поглощенных элементов в почву совершается очень медленно. Условия гумификации и минерализации растительных остатков в тундре неблагоприятны. Период активной деятельности микрофлоры короток, и численность ее мала. Поэтому, даже те немногочисленные растительные остатки, которые ежегодно попадают в почву, не успевают гумифицироваться и минерализоваться и часто накапливаются на поверхности почвы и особенно в углублениях поверхности в виде слаборазложившейся трухи.

Характерная особенность тундрово-глеевых почв, как говорит само название, — проявление глеевого процесса. Наиболее оглеены самая верхняя часть почвы на контакте с гумусовым горизонтом и нижняя часть профиля на контакте с горизонтом постоянной мерзлоты (если таковая имеется). Подобный характер оглеения связан с миграцией парообразной влаги к холодным фронтам: в зимнее время — к поверхности почвы, сильно переохлажденной, а в летнее — к горизонту постоянной мерзлоты.

При относительно слабом испарении оттаивающий за лето верхний слой почвы оказывается насыщенным влагой, и здесь идут, в условиях анаэробной среды процессы восстановления различных соединений, и в первую очередь превращение окисных соединений железа в закисные формы. Внешне это выражается в появлении сизой или зеленоватой окраски, связанной с выделением фосфорнокислого закисного железа, минерала вивианита. В лучше аэрируемых участках профиля в более сухие годы частично идет окисление и появление многоводных гидратов окислов железа. Последние имеют ржавый или охристый цвет. Поэтому профили тундрово-глеевых почв пестры, с частым чередованием сизых и ржавых пятен, имеющих неясные «облаковидные» очертания.

Для тундрово-глеевых почв характерно широкое развитие выраженной в большей или меньшей степени мерзлотных явлений. С ними связаны вспучивание грунтов, талики, полигональные или медальонные формы поверхности.

Как известно, явления вспучивания и излияния грунтов связаны с наличием в почве горизонта длительной сезонной или вечной мерзлоты, над которым создаются переувлажненный слой талой почвы. Осенью, когда почвы начинают замерзать с поверхности, этот насыщенный водой талый слой оказывается заключенным между двумя мерзлыми слоями: нижним — постоянным и верхним — сезонным. По мере заморозания почвы сверху и увеличения в связи с этим объема верхнего горизонта талый слой оказывается в условиях все более значительного давления, пока талая жидкая почва не найдет себе выхода в наиболее слабом месте: по старым корневым ходам, трещинам или в местах, где верхний мерзлый слой относительно тонок. При прорыве талика жидкая грязь расплывается по поверхности почвы. По мере высыхания талый грунт растрескивается на полигоны, в пределах которых происходит дифференциация крупных и мелких частиц, и поверхность почвы приобретает типичное полигональное строение. Повторение процессов излияния грунтов приводит к периодическому перемешиванию всей массы почвы, находящейся над горизонтом вечной мерзлоты; что препятствует образованию сколько-нибудь сформированного профиля.

Дифференциация почвенных частиц по крупности зерен происходит не только на поверхности почв, но и, как показали микроморфологические наблюдения И. Т. Кошелевой (1958), внутри почвенной толщи. Последнее приводит к образованию в тундровых почвах весьма своеобразной «икряной» структуры.

Глинистые частицы, насыщенные водой, при замораживании и росте ледяных кристалликов раздвигают более крупные пылеватые и песчаные частички. В результате этого процесса каждая микроструктурная «икряная» отдельность оказывается глинистой внутри и пылеватой по периферии.

В крупном масштабе этот же процесс дифференциации мелких и крупных почвенных частиц приводит к образованию полигонов на поверхности тундровых почв.

Семейство тундрово-глеевых почв включает три главных подтипа: типичные тундрово-глеевые почвы; полигональные тундровые скрыто-глеевые арктические почвы; торфяно-глеевые тундровые почвы.

Земледельческое освоение почв тундр еще очень ограничено. Есть лишь первые опыты по выращиванию ряда сельскохозяйственных культур на Кольской базе АН СССР, в подзоне южной тундры. Основные пространства, занятые почвами тундрового типа, используются в настоящее время как пастбищные угодья.

СЕМЕЙСТВО КИСЛЫХ ДЕРНОВО-ГЛЕЕВЫХ ПОЧВ

Кислые дерново-глеевые почвы формируются в поймах рек влажных областей, в условиях слабого накопления аллювия, в центральных частях пойм и на поймах высокого уровня, вышедших из-под влияния ежегодных паводков, но с неглубоким залеганием уровня грунтовых вод, капиллярная кайма которых находится в пределах почвенного профиля. Эти почвы встречаются также и вне речных долин, на слабодренированных равнинах, в понижениях рельефа, где из-за слабой водопроницаемости почвообразующих пород или добавочного поступления вод поверхностного и грунтового стока с положительных элементов рельефа верховодка или горизонт грунтовых вод находится недалеко от поверхности (Добровольский, 1964; Шраг, 1969).

Воды рек и грунтовые воды влажных областей, как правило, слабоминерализованы (100—150 мг растворимых солей в 1 л), гидрокарбонатно-кальциевого состава. Преобладание осадков над испарением исключает водородное накопление карбоната кальция в дерновых глеевых почвах, однако его присутствие в водах способствует нейтрализации части органических кислот и делает эти почвы менее кислыми и менее ненасыщенными. Реакция почв обычно слабокислая, близкая к нейтральной, а степень ненасыщенности лежит в пределах 10—30 %.

Кислые дерново-глеевые почвы развиваются под влажными травяными лесами и лугами, поставляющими большое количество органических остатков с наземной и подземной массой опада. Периодическая смена окислительных и восстановительных условий несколько замедляет полную гумификацию опада, и на поверхности почвы образуется дерновый или грубогумусовый горизонт. В периоды оживления микробиологической деятельности идут процессы гумификации. Подобно кислым дерновым субэраальным почвам, в дерново-глеевых почвах формируется гумусовый горизонт темно-серого или буровато-серого цвета, фульватно-ульматного состава, с небольшим количеством гуминовых кислот, связанных с кальцием. Гумусовый горизонт мощностью в 20—30 см имеет хорошо выраженную зернисто-комковатую структуру, в нем часто встречаются небольшие бурые и ржавые пятна гидратов окислов железа.

Ниже идет глеево-метаморфический горизонт грязно-бурого цвета, с сизыми и ржавыми примазками, обычно влажный. Книзу влажность и оглеение увеличиваются. Структура профиля: A_0 , A_{fug} , B_{mg} , C_g .

ТОРФОНАКОПЛЕНИЕ И СЕМЕЙСТВА КИСЛЫХ ТОРФЯНО-ГЛЕЕВЫХ И ТОРФЯНЫХ ПОЧВ

Торфонакопление, так же как и оглеение, начинается при застое в почвах влаги: атмосферных осадков или грунтовых вод. При этом большая часть пор и полостей в почве заполняются водой; проник-

новение воздуха внутри почвенной толщи затрудняется, и в почве создаются анаэробные условия. Это сказывается прежде всего на характере микронаселения: исчезает группа аэробных микроорганизмов, остаются лишь одни анаэробы, а общее количество микроорганизмов резко уменьшается.

Господство анаэробных форм и малая численность микроорганизмов обуславливают особенности превращений органических и минеральных веществ. Среди этих особенностей нужно прежде всего отметить торфообразование, т. е. накопление на поверхности почвы благодаря замедленной гумификации и минерализации органических веществ полуразложившихся растительных остатков.

Одновременно с изменением состава микрофлоры при торфо-накоплении изменяется и характер наземной растительности.

Лишь немногие растения способны существовать в условиях затрудненного доступа в почву воздуха при избытке влаги. Развитие болотного процесса сопровождается поселением специфической болотной растительности, приспособленной к существованию в анаэробных условиях. Например, травяно-осоковая растительность болот обычно имеет вокруг корней воздушный чехлик — аэренхиму, по которой в глубь почвы может проникать воздух; моховая растительность имеет неглубокую ризосферу, распространенную лишь в самом поверхностном, относительно лучше аэрируемом слое.

Характер роста и отмирания болотной растительности усиливает состояние анаэробии в почвах: травяно-осоковая растительность образует на поверхности почвы мощные дернины, а мхи — подушки, обладающие значительной влагоемкостью и предотвращающие сток атмосферных осадков.

Разложение массы органических остатков, поступающих на поверхность почв при отмирании дернин и мохового покрова, обуславливает расходование кислорода воздуха в этом поверхностном слое, затрудняет проникновение его в глубь почвы. Таким образом, болотная растительность сама способствует сохранению анаэробного состояния почв, ограничивает жизнедеятельность группы аэробных микроорганизмов.

Специфическая особенность болотной растительности заключается в ее особом химическом составе. Органические вещества болотных растений богаты трудно разлагаемыми компонентами: лигнином, восками, смолами, что замедляет процессы гумификации и минерализации органических остатков.

Содержание золы в большинстве типичных болотных растений верховых болот очень невелико. У мхов, особенно у сфагнума, зольность весьма низка, не превышает 2,5—2,7%. В составе золы болотных растений преобладает кремнезем и очень мало оснований.

Разложение растительных остатков в анаэробной среде и особенно в среде, бедной основаниями, происходит очень медленно. Темп разложения растительных остатков замедляется прежде всего тем, что все продукты распада органических веществ и жизнедеятельности микроорганизмов не удаляются из почвенной толщи (из-за застоя воды и большой влагоемкости торфянистой массы). Постепенно среда, в которой живут микроорганизмы, отравляется продуктами их жизнедеятельности, что делает невозможным их дальнейшее существование. Численность микроорганизмов уменьшается, в мощных моховых болотах верхние горизонты почв совершенно стерильны.

Бедность болотных почв микрофлорой и трудная разлагаемость растительных остатков приводят к тому, что часть ежегодно поступающих в почву органических веществ остаются в полуразложившемся состоянии. Постепенно на поверхности почв образуется горизонт торфа (Т). Мощность торфянистого горизонта непрерывно растет.

При торфонакоплении значительная часть органических соединений и входящих в состав золы минеральных элементов не возвращаются в почву: биологический круговорот веществ все более и более замедляется.

Идущие в очень медленном темпе процессы минерализации органических веществ сопровождаются образованием ряда недоокисленных соединений, преимущественно в газообразной форме: образуются метан, сероводород, фосфористый водород, аммиак. При интенсивном торфообразовании мощность торфяного горизонта может быть настолько велика (1,0 м и более), что нижние слои торфяной толщи уже выходят из сферы почвообразования и выступают как органогенная почвообразующая порода по отношению к ее верхним горизонтам.

В зависимости от степени торфонакопления выделяются семейства кислых торфяно-глеевых и торфяных почв.

Наиболее типичные кислые торфяно-глеевые почвы свойственны верховым болотам таежной зоны. Образование верховых болот происходит за счет влаги атмосферных осадков в условиях слабо-расчлененного равнинного рельефа, на плоских водоразделах или во впадинах, на тяжелых по механическому составу породах, в условиях климата, где количество осадков превышает величину испаряемости. Иногда верховые болота имеют антропогенное происхождение: они образовались на месте изреженных или вырубленных лесов.

В подзолистой зоне кислыми торфяно-глеевыми почвами заняты обширные территории. Особенно велики площади верховых болот в лесотундре и в северной половине подзолистой зоны. Очень широко распространены верховые болота на всем пространстве слабодренированной Западно-Сибирской низменности.

Почвы и растительность верховых болот развиваются под воздействием очень слабоминерализованных вод атмосферных осад-

ков. Заболачивание водоразделов сопровождается исчезновением древесной растительности, поселением мхов и формированием на поверхности почв слаборазложившегося торфяного горизонта. Слабая минерализация вод, недостаток элементов зольного питания приводят постепенно к господству наименее притязательных к условиям минерального питания сфагновых мхов и некоторых специфических кустарников (багульник, подбел, морощка и др.). На верховом торфяном болоте сохраняются также весьма угнетенные формы сосны и березы.

По мере развития болота и увеличения мощности торфяного горизонта на этом бедном минеральными элементами субстрате скорость прироста мхов все более увеличивается, особенно в центре болота, где воды, удерживаемые в торфяном горизонте, не соприкасаются с минеральным субстратом и поэтому наименее минерализованы. За счет более быстрого прироста мхов и слоя торфа центр болот часто имеет выпуклую форму..

Кислые торфяно-глеевые почвы имеют простой генетический профиль и состоят из двух горизонтов: торфяной (Т), более или менее мощный слой бурого торфа в различных стадиях разложения (от 10—15 до 20—30%), сменяется на глубине около 50 см или глубже горизонтом оглеения (G), сизой окраски, местами с ржавыми пятнами и потеками.

Торфа верховых болот очень малозольные. Преобладают торфа с содержанием золы 2—5% (т. е. не выше, чем зольность свежих растительных остатков). В составе золы много кремнезема и железа, при малом содержании оснований. Разложение столь малозольного торфа ведет к появлению массы свободных органических кислот. Значения pH в почвах верховых болот часто понижаются до 2,5—3,0. Это самые кислые, встречающиеся в таежной зоне, почвы. Сильная кислотность почв в свою очередь подавляет микробиологическую деятельность и ускоряет торфонакопление.

Освоение торфяно-болотных почв верховых болот весьма затруднено и требует применения сложных мелиоративных мероприятий. Наряду с осушением освоение этих почв требует известкования, микробиологического заряжения, внесения ряда удобрений и в том числе микроэлементов, например, меди, почти отсутствующей в почвах торфяных болот. Чаще верховые болота используются в первую очередь для торфопоразработок и лишь затем, по выработке торфа, осушаются и используются в земледелии.

Семейство торфяных почв объединяет почвы как верховых, так и низинных болот, в которых мощность торфа превышает 50 см и часто составляет несколько метров. Здесь торф выступает как своеобразная органогенная почвообразующая порода. При осушении торфяника, как показали исследования И. Н. Скрынниковой (1964), начинается гумификация и минерализация верхней части торфяной толщи и формирование своеобразных торфяных, осушенных почв.

СЕМЕЙСТВО КИСЛЫХ ГИДРОГЕННО-ОЖЕЛЕЗНЕННЫХ ПОЧВ

Условия образования и генетические особенности

Гидрогенное ожелезнение почв происходит при воздействии на супераквальные почвы геохимически подчиненных ландшафтов грунтовых вод, обогащенных преимущественно закисными минеральными соединениями железа и в некоторых случаях марганца.

Для накопления заметного количества соединений железа и марганца в супераквальных почвах необходимо сочетание ряда условий.

1. Наличие в бассейне водосбора кор выветривания или почв, в которых в силу постоянных или периодически возникающих восстановительных условий соединения железа и марганца переходят в закисные формы. Подобные условия возникают при наличии болотных почв в бассейне водосбора или сильном развитии глеевых процессов в толще коры выветривания в водоносных горизонтах и над ними в зоне воздействия капиллярной каймы.

2. Сквозное промывание почв или коры выветривания и вынос восстановленных соединений железа и марганца в грунтовый поток.

3. Передвижение грунтовых вод в область депрессий рельефа и приближение их уровня к поверхности.

4. Изменение окислительно-восстановительных условий, переход закисных форм в окисные и выпадение последних из растворов в форме гидратов окислов железа и марганца, образующих скопления в виде черных или темно-коричневых оолитовых конкреций (ортштейнов) или ржавых пропластов, цементирующих почвенную массу в железистую или железисто-марганцовистую плиту. Последняя форма чаще наблюдается в почвах легкого механического состава и называется «ортзандом».

Процесс ожелезнения в большей или меньшей степени проявляется в большинстве почв низинных болот.

Не только минеральный субстрат болотных почв, но и образующийся на поверхности их слой торфа часто оказывается пропитанным поступающими из грунтовых вод соединениями железа и марганца. Масса новообразованных гидратов окислов железа сообщает торфянистому горизонту охристо-ржавый цвет, зольность торфа сильно возрастает, а содержание железа в торфе часто достигает 20—30% от веса сухой торфянистой массы. Подобные ожелезненные торфянисто-глеевые почвы и часто сопутствующие им накопления железо-марганцевых болотных и озерных руд характерны для таежной зоны умеренного пояса северного полушария.

В субтропических и тропических влажных и переменновлажных областях гидрогенное ожелезнение почв депрессий достигает еще больших масштабов и сопровождается образованием латеритных почв и латеритов.

Термин «латерит», «латеритная почва», употребляется в настоящее время в почвенной литературе в двояком смысле. Первые термин «латерит» (later — кирпич) был введен Бьюкененом (1807) для описанных им массивных железистых плит или панцирей, встречающихся в толще каолиновых красноцветных или пестроокрашенных кор выветривания в Индии. Местное население использует эти «плиты» в качестве строительного материала. Позднее, после работ Х. Гаррасовица (1930) и П. Фогелера (1935), этот термин стал применяться для всей толщи красноцветной каолиновой коры выветривания, содержащей свободные гидроокислы железа и алюминия, независимо от того, сцементирована она гидроокислами железа или нет. Эти же авторы стали называть латеритами почвы, образовавшиеся на подобной коре, и рассматривали всю толщу коры выветривания как мощную латеритную почву. Термины «латерит», «латосоль» в последнем значении широко вошли в мировую почвенную литературу и употребляются многими почвоведом и в настоящее время.

Однако начиная с работ голландских почвоведов Э. Моора и Ф. Ван-Барена (Mohr, Van Baren, 1954), в Индонезии, а затем французских Ж. Обера (Auber, 1954), И. де Хоора (d'Hoog, 1954, 1955), Р. Менъена (Maignien, 1958) в Африке и советских почвоведов В. М. Фридланда (1964), Б. Г. Розанова (1964) в Юго-Восточной муссонной Азии, термину «латерит» возвращено его первоначальное значение — железистой плиты или панциря, имеющего оолитовую или альвеолярную (ячеистую) структуру, образующегося при участии грунтовых вод, и в случае обнажения на поверхности и высыхания, превращающегося в массивную плиту.

Менъен, рассматривая процессы образования латеритов в экваториальной Африке, придает большое значение органическим кислотам, образующимся в почвах избыточного увлажнения, способствующих растворению и передвижению закисных соединений железа и марганца. Они легко переходят в раствор, давая комплексные соединения с железом и марганцем. Растворенных органических веществ часто так много, что воды имеют черный цвет и сильноокислую реакцию. Растворенные органические вещества и органо-минеральные соединения железа и марганца передвигаются по уклону грунтового потока. При выходе грунтовых вод на поверхность или при близком их залегании от поверхности органо-минеральные комплексы окисляются и выпадают в осадок. Органическое вещество минерализуется, а гидраты полуторных окислов (железа, марганца, а местами и алюминия) образуют латеритный панцирь.

В условиях древних пепленезированных равнин Африканского континента формирование латеритов идет с третичного времени. В течение столь длительного времени в силу некоторой перестройки рельефа и врезания рек древние гидрогенные латеритные образования во многих местах оказались в субаэральных условиях. Верхние, несцементированные горизонты древних лате-

ритных почв и ферраллитных кор были удалены эрозией, и латеритные панцири оказались на поверхности, предохраняемой железистой броней от дальнейшей эрозии. Плосковершинные останцы с массивной латеритной корой, мощность которой часто достигает 10 м и более, весьма типичны для древних пенепленов Африки и Австралии, проникают не только в зоны саванн, но и тропических пустынь, где представляют очень яркие почвенно-геохимические реликты.

И. де Хоор отмечает, что в Африке преобладают латеритные коры, образовавшиеся как следствие боковой миграции и абсолютной аккумуляции окислов железа. Однако встречаются латеритные образования, сформировавшиеся *in situ*. Обычно они приурочены к коре выветривания пород, очень богатых железом, и находящейся в условиях плохого дренажа. В этом случае при сезонных колебаниях уровня грунтовых вод, в моменты подъема их, закисное железо поступает в верхние горизонты коры выветривания, а местами и в почвы, где окисляется и дает ожелезненные конкреционные горизонты. Нижняя часть профиля коры выветривания, а при высоком подъеме вод и часть почвенного профиля осветляется или приобретает пятнистый характер: сизые и белесые участки чередуются с охристыми и красными.

Подобные почвы французские почвоведы выделяют в особую группу конкреционных ферраллитных почв, а австралийские относят их к группе латеритных.

В латеритных корах и латеритизированных горизонтах почв накапливается до 40—55% Fe_2O_3 при содержании Al_2O_3 до 12—15% и титана около 1,0% и более (табл. 10). Гидраты окислов железа находятся здесь в форме гетита и лепидокрокита.

Т а б л и ц а 10

Химический состав латеритных кор и отдельных латеритных конкреций, %

Автор	Страна	Потеря при прокаливании	SiO	Fe_2O_3	Al_2O_3	MnO
А. Гоя и Л. Алиас	Гвинея	12,9 11,9	18,6 18,5	55,5 57,0	10,7 12,7	— —
Пелисье и Ружерн	Судан	13,1 10,5	17,9 19,8	46,4 47,0	21,5 12,4	— 0,86

СЕМЕЙСТВО КИСЛЫХ ГЛЕЕВЫХ КВАСЦОВЫХ ПОЧВ (КИСЛЫХ ТИОНОВЫХ)

Кислые квасцовые заболоченные почвы образуются в приморских дельтах и на низменных заболоченных морских побережьях, в условиях климата, где количество осадков превышает испаряемость, что затрудняет накопление большого количества солей в почвах и формирование приморских солончаков. Однако воздей-

ствие соленых морских вод во время приливов сказывается на характере почвообразования в низких и обсыхающих дельтах, так же как и воздействие речных вод, с которыми в области дельт приносятся твердые взвеси и коллоидально- и молекулярно-растворенные вещества. Приносимые реками суспензии в значительной мере оседают в области дельт, как и коллоидальные взвеси, коагулируемые солеными морскими водами.

Состав речных вод зависит от характера процессов выветривания и почвообразования в бассейне водосбора. Реки, дренирующие заболоченные лесные пространства, несут много растворенных органических и органо-минеральных коллоидов, содержащих органо-железистые и органо-алюминиевые комплексы. Во влажных тропических областях они несут, кроме того, большое количество мути, представляющей продукты размыва феррсиаллитных и ферраллитных кор выветривания, обогащенных свободными гидратами окислов железа и алюминия.

При коагуляции коллоидов и оседания мути в дельтах наносы, а следовательно, и почвы дельт обогащаются соединениями железа и алюминия.

В условиях восстановительной среды прибрежных мангровых или маршевых болот, при обилии разлагающихся растительных остатков, в присутствии сернокислых солей, содержащихся в морской воде, идет восстановление железа и одновременно серы сульфатов до сероводорода. Сероводород вступает в реакции с закисным железом. В результате образуется черный коллоидальный осадок сернистого железа — гидротроиллит ($\text{FeS}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$). По мере старения коллоида идет кристаллизация сернистого железа в пирит и марказит, кристаллы и стяжения которых обнаруживаются в скоплениях гидротроиллита, часто целиком замещая последние. На этой стадии развития дельты, при господстве восстановительного режима, почвы имеют нейтральную или даже слабощелочную реакцию. В толще наносов и почв часто встречаются известковые раковины морских моллюсков.

По мере роста дельты и ее обсыхания в почвах, обогащенных сернистым железом, при смене постоянно-восстановительного режима на окислительный или периодически-окислительный, начинается окисление последнего по следующим реакциям. Сначала окисляется сера и образуется сернокислое закисное железо и серная кислота: $\text{FeS}_2 + \text{H}_2\text{O} + 7\text{O} = \text{FeSO}_4 + \text{H}_2\text{SO}_4$.

Сернокислое железо неустойчиво в окислительной среде; железо окисляется и переходит в гидрат окиси с выделением свободной серной кислоты: $2\text{FeSO}_4 + 5\text{H}_2\text{O} + \text{O} = 2\text{Fe}(\text{OH})_3 + 2\text{H}_2\text{SO}_4$.

Появление свободной серной кислоты, очень сильного реагента, сопровождается разрушением имеющихся в почвах известковых раковин с замещением карбонатов гипсом: $\text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{SO}_4 = \text{CaSO}_4 + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$.

Избыток кислоты растворяет гидраты окислов железа и алюминия, переводя их в сернокислые соли — железные и алюминие-

вые квасцы: $2\text{Fe}(\text{OH})_3 + \text{H}_2\text{SO}_4 = \text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3 + 3\text{H}_2\text{O}$; $2\text{Al}(\text{OH})_3 + \text{H}_2\text{SO}_4 = \text{Al}_2(\text{SO}_4)_3 + 3\text{H}_2\text{O}$.

Это соли слабых оснований и сильных кислот, и поэтому в водных растворах, подвергаясь гидролизу, они имеют кислую реакцию.

По мере окисления гидротроиллита заболоченные почвы дельт утрачивают черный цвет и становятся бурыми и красноватыми, в связи с появлением гидратов окислов железа.

Процессы формирования кислых оглеенных почв приморских дельт изучались в различных географических областях. Наиболее ранние работы относятся к почвам «польдеров» и «маршей» на низменных побережьях Голландии, где они были описаны под названием «Pulvererde» Ван Беммеленом (Van Bemmelen, 1862) и Викке (Wicke, 1882). Позднее они были подробно изучены Хиссинком (Hissink, 1932), стали называться «маршевыми» почвами и подразделены на молодые маршевые польдеров и старые маршевые, или «Knickböden», в которых, как показали более поздние исследования, кислая реакция сочетается с крайне неблагоприятными физическими свойствами, связанными с высоким содержанием ила и очень плохой водопроницаемостью почв.

Кислые заболоченные квасцовые почвы распространены на низменных побережьях Ботнического залива Балтийского моря в Норвегии (Frosterus, 1911) и на богатых сульфидами железа отложениях литориновой трансгрессии в Финляндии (Aarnio, 1930).

Кислые квасцовые почвы широко распространены в приморских дельтах в субтропических и тропических поясах: в Австралии (в дельте Муррея), Юго-Восточной Азии и Южной Америке и описаны под различными названиями как кислые тионовые почвы — «proto-poto», «katclays». В тропической Юго-Восточной Азии эти почвы были изучены В. М. Фридландом (1964), в Северном Вьетнаме в дельте р. Бакбо. Им описаны два пути образования кислых квасцовых почв. Первый связан с указанными выше процессами восстановления железа и последующим окислением сульфидов до сульфатов, с выделением серной кислоты. Подобные почвы приурочены к участкам с застойными водами, где могут активно развиваться восстановительные процессы. Другой путь их образования обусловлен обменными реакциями между поглощенным алюминием, находящемся в составе поглощающего комплекса коллоидных и суспензионных взвесей, и основаниями сернокислых натрия и магния морской воды: (коллоид. компл.) $2\text{Al} + 3\text{Na}_2\text{SO}_4 =$ (коллоид. компл.) $3\text{Na} + \text{Al}_2(\text{SO}_4)_3$. В результате обменных реакций образуются алюминиевые квасцы, а коллоидальный комплекс насыщается в той или иной степени натрием, что, по-видимому, в дальнейшем по мере высыхания почв дельт сообщает им черты солонцеватости (плохая водопроницаемость, слитность).

Образование алюминиевых квасцов при обменных реакциях ферраллитных продуктов выветривания с солями морской воды,

подтвердилось экспериментами, поставленными Фридландом в лаборатории.

Значения рН в кислых квасцовых почвах понижаются до 2,0—3,5, заметно увеличивается содержание воднорастворимых и подвижных форм алюминия и железа.

Освоение кислых квасцовых почв требует ряда мелиораций: устройства дамб, защищающих территории от вторжения морских вод; проведения дренажной сети для понижения уровня грунтовых вод и химических и механических мелиораций. Наибольшим опытом в освоении кислых слитых почв маршей обладают голландцы. Глубокой вспашкой, внесением извести и навозно-земляных компостов, посевами трав удастся превратить маршевые почвы в пригодные для сельскохозяйственных культур земли.

ГЛАВА V

СУБАЭРАЛЬНЫЕ ФУЛЬВАТНО-ГУМАТНЫЕ СЛАБОКИСЛЫЕ ПОЧВЫ

Субаэральные фульватно-гуматные слабокислые почвы могут быть подразделены на две генерации, включающие три семейства.

I. Генерация гумусных элювиально-иллювиальных остаточно-карбонатных почв объединяет три семейства почв: 1) элювиземно-кальций-гумусовых почв; 2) дерновых кальций-гумусовых почв; 3) дерновых остаточно-карбонатных почв. Последнее семейство связано с карбонатными массивными почвообразующими породами (известняками, мергелями). На продуктах выветривания карбонатных пород в условиях влажного климата и промывного режима формируются почвы с более или менее ясно выраженным процессом дифференциации профиля и начальными стадиями элювиземно-подзолистого типа почвообразования.

II. Генерация субаэральных рубифицированных нейтральных и слабокислых почв включает два семейства: 1) ферроземов; 2) красноцветных остаточно-карбонатных почв на терра-росса (на красноцветных продуктах выветривания известняков). Описание второго семейства (так же как и дерново-карбонатных почв на известняках) ввиду ограниченного объема книги не приводится.

СЕМЕЙСТВО ЭЛЮВИЗЕМНО-КАЛЬЦИЙ-ГУМУСОВЫХ ПОЧВ

Условия образования и генетические особенности

В умеренно континентальных областях суббореального и северной части субтропического поясов северного полушария на равнинах и в горных областях Евразии и Северной Америки, а также в области суббореальных и субтропических прерий Южной Америки распространены почвы со сложным дифференцированным профилем, характеризующим, по-видимому, не только современные условия их образования, но и сложную историю развития ландшафтов этих территорий. Они располагаются между лесной и степной зонами в суббореальных и в субтропи-

ческих областях. В суббореальном поясе северного полушария эти почвы лежат вне областей распространения последнего четвертичного оледенения (рис. 19).

Значительные колебания климата в послеледниковое время сопровождались миграцией ландшафтных зон, и рассматривае-

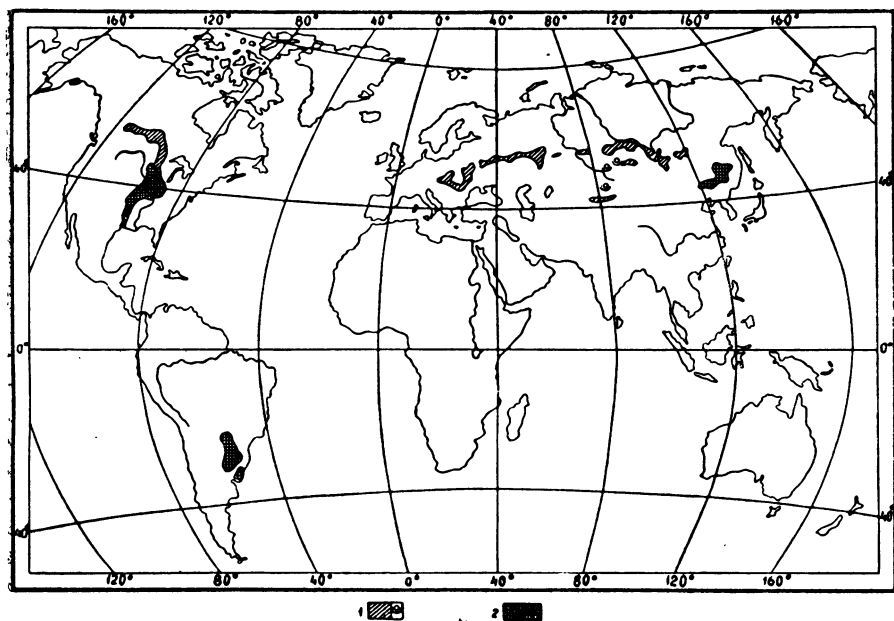


Рис. 19. Ареалы элювиземно-кальций-гумусовых и дерновых кальций-гумусовых почв:

1 — серые лесные почвы; 2 — черноземовидные почвы прерий (бруниземы)

мые территории переживали то лесной, то степной периоды почвообразования. В настоящее время это ландшафты прерий и луговых степей с «климатической луговостью», лесостепные ландшафты или ландшафты облесенных прерий, где пространства, занятые лугами или прериями, перемежаются с массивами широколиственных, мелколиственных, а в субтропических поясах — вечнозеленых лесов. В этих условиях в почвах, не подвергшихся эрозии или погребению, сохранились следы предшествующих фаз развития почвообразования, связанных с изменениями климатических условий и сдвигами ландшафтных зон. Здесь умеренно континентальный и континентальный климат со значительными колебаниями температур годового цикла, с теплым летом, прохладной умеренно холодной или холодной зимой, со среднегодовым коэффициентом увлажнения больше 1. Даже в летние месяцы, когда наибольшее количество влаги расходуется на испарение и транспирацию, коэффициент увлажнения не

опускается ниже 0,5—0,7. Водный режим здесь периодически промывной и легкоподвижные продукты выветривания и почвообразования выносятся за пределы профиля. Несколько менее растворимые карбонаты кальция аккумулируются в глубоких горизонтах почв (на 120—150 см и глубже). В верхних горизонтах почвы биологическая аккумуляция не компенсирует полностью выноса основания и почвы имеют слабокислую реакцию, несмотря на то, что они образуются преимущественно на карбонатных наносах или на продуктах выветривания пород, богатых основаниями.

Как в широколиственных лесах, так и в луговых степях и прериях в почвы ежегодно поступает большое количество органических остатков и зольных элементов (табл. 11). Поступление $\text{Ca} + \text{Mg} + \text{K}$ с золой составляет в сумме около 100 кг/га. Однако в период влажной весны при снеготаянии почвы глубоко промачиваются и значительная доля оснований выщелачивается из разлагающихся подстилок; наименее подвержены выщелачиванию кремнезем и полуторные окислы. В весенний и осенний периоды идет интенсивная гумификация органических остатков, чему способствует состав органических и минеральных соединений опада, бедного восками и смолами и богатого азотом и основаниями. Это активизирует деятельность микрофлоры и позволяет развиваться широкому спектру микроорганизмов, с большим участием бактериальной флоры. Обильная почвенная фауна, в частности фауна дождевых червей и насекомых, населяющих почвы широколиственных лесов и луговых степей, также способствует быстрому превращению органических остатков в «муллевый» гумус, пропитывающий верхний гумусово-аккумулятивный горизонт. Однако в составе гумуса самого верхнего горизонта часто преобладают

Таблица 11

Поступление органических веществ и зольных элементов в лиственных лесах и луговых степях (по Родину и Базилевич, 1965)

Тип растительности	Органические остатки			Поступление с опадом, кг/га				
	поступает, ч/га в год	содержится в подстилках, ч/га	подстилка ежегодный опад (зеленая часть)	азота	зольных элементов	в том числе		
						Ca	Mg	K
Березняки	65	300	7	1,3	200	65	30	25
Дубравы	70	150	4	1,0	200	100	10	80
Луговые степи	137	120	1,5	1,2	420—560	40—60	5—10	50—120

связанные с полуторными окислами бурые гуминовые (или ульминовые) кислоты. Фракция гуминовых кислот, связанных с кальцием, здесь или отсутствует, или составляет 5—8% от общего содержания углерода, отношение C_g/C_f близко к 1,0. По-видимому, синтез этих слабополимеризованных гумусовых кислот

происходит во влажные периоды, когда органические остатки разлагаются особенно интенсивно. С наступлением наиболее сухого летнего периода в среде, уже в значительной степени обедненной основаниями (вымытыми осенью и весной), идет синтез более сложных полимеризованных гуминовых кислот, которые дают адсорбционные комплексы с глинистыми минералами и частично нейтрализуются основаниями, главным образом кальцием.

Однако для полного усреднения и коагуляции гуминовых кислот кальция в верхнем горизонте не хватает. Поэтому, когда наступает влажный период, неусредненные гуматы кальция переходят в раствор, диспергируют минеральные коллоиды и с общим потоком воды вымываются в нижележащие горизонты, где постепенно нейтрализуются и выпадают в осадок.

Осаждение гуматов кальция, имеющих гораздо более темную окраску, чем ульматы или фульваты железа, начинается уже в нижней части гумусового горизонта, что сообщает ему темный цвет. Но особенно заметной делается аккумуляция гуматов кальция совместно с коллоидальным глинистым веществом в горизонте В на глубине от 30 до 100 см и глубже, где они образуют черные и буро-черные лаковые натеки по стенкам крупных трещин и граням структурных отдельностей. Часто толщина гумусово-глинистых пленок составляет 1,0—2,0 мм. В гумусе подобных пленок преобладают гуминовые кислоты ($C_T/C_\Phi = 2,0—2,5$); 60% гуминовых кислот связано с кальцием.

Именно эта характерная черта, особенно ярко выражена в серых лесных почвах, что позволяет рассматривать их, как наиболее типичных представителей семейства элювиземно-кальций-гумусовых.

Наряду с выносом ила и гуматов кальция в рассматриваемых почвах частично вымываются наиболее подвижные фракции фульватов железа, частично они осаждаются в том же иллювиально-кальций-гумусовом горизонте, частично выносятся еще глубже. В результате отношение C_e/C_Φ на глубине около 70—100 см снова становится >1 , а содержание гумуса падает до 0,5—0,6%.

Наблюдается вынос илистых частиц и окислов железа из гор. А и аккумуляция их в гор. В₁.

В серых лесных почвах за счет удаления полуторных окислов и части гуматов кальция верхние горизонты осветляются, приобретают типичную серую или светло-серую окраску. Так как растворение веществ происходит главным образом на поверхности структурных комочков, то по граням их появляется светлая присыпка, хорошо видимая и простым глазом и в лупу. Это — мелкие кристаллики кварца, полевых шпатов, отмытые от окрашивавших их полуторных окислов и гумусовых веществ. Часто такую присыпку не вполне справедливо называют «кремнеземистой», хотя аморфный кремнезем может составлять лишь малую долю от общего содержания различных светлоокрашенных мине-

ралов. Весьма часто максимум белесой присыпки приурочен к нижней, в своей более темной, содержащей гуматы кальция части гумусового профиля, находящейся на контакте с оглиненным иллювиальным горизонтом. Так, в оподзоленных черноземах белесая присыпка появляется лишь на глубине 40—45 м от поверхности.

Возможно, что растворимости соединений железа в этой части профиля способствует некоторый застой влаги во влажные периоды года над оглиненным горизонтом и создание хотя и кратковременных восстановительных условий.

Присутствие во многих случаях в гумусовом и гумусово-элювиальном горизонтах мелких округлых микроконкреций железа (от 1—2 до 0,1 мм) говорит о смене окислительно-восстановительных условий или по временам года, или более длительных биоклиматических циклах (11-, 30-, 80-, 1800-летних и др.).

Не исключено также наложение на предшествующую фазы интенсивного накопления гуматов кальция в теплый и более сухой период, когда господствовала травянистая растительность более позднего процесса деградации гумуса, выщелачивания почв, связанных с наступлением на травянистые формации леса.

Генезис оглиненного элювиземно-кальций-гумусового горизонта обязан не только вымыванию илистых частиц, но и глинообразованию, идущему внутри самого горизонта. Об этом свидетельствует наличие многочисленных скоплений поляризующих глинистых чешуек вокруг зерен сильно разрушенных полевых шпатов и других алюмосиликатов. В этом горизонте часто встречаются псевдоморфозы поляризующего очень тонкодисперсного глинистого вещества по истлевшим и минерализовавшимся корешкам растений. Последнее заставляет предполагать участие в синтезе этих глин не только почвенных растворов, приносящих кремнезем и основания, но и альфе-гумусовых хелатных комплексов, образующихся при гумификации корней (Рубилин, Вернандер, Парфенова, 1964).

Таким образом, гор. В выступает одновременно как иллювиальный и метаморфический. В его нижней части, где признаки иллювирования глины ослабляются, основное значение в оглинении приобретает внутрипочвенное выветривание.

В составе вторичных глинистых минералов основное место занимают высокодисперсные трехслойные ди-триоктаэдрические минералы иллит-монтмориллонит-нонтронитового состава, со значительным содержанием железа. По-видимому, вхождение железа в кристаллическую решетку — причина малого содержания подвижных форм железа в гор. В (Парфенова, Ярилова, 1960). Ниже иллювиально-метаморфического горизонта в некоторых почвах присутствует иллювиальный карбонатный горизонт, но во многих случаях карбонаты оказываются полностью выщелоченными и обнаруживаются лишь в почвообразующей породе. Близкое их залегание обнаруживается по слабощелочной реакции горизон-

та ВС и своеобразной оолитовой микроструктуре глинистой массы (скоагулированной глины).

В первичных субаэральных почвах, развивающихся на бескарбонатных породах, источником кальцита служит биогенный, освобождающийся при минерализации органических остатков вевелит (щавелевокислый кальций), который в среде, богатой углекислотой, в разлагающемся опаде переходит в гидрокарбонат кальция. Последний выщелачивается. В глубоких частях профиля по мере концентрации растворов и снижения парциального давления CO_2 в почвенном воздухе образуются отложения кальцита вокруг пор и трещин.

На карбонатных породах или наносах в формировании горизонта V_{CaCO_3} участвует не только биогенный, но и растворенный в верхних горизонтах и переотложенный в глубоких частях профиля кальцит почвообразующей породы. Он выделяется по порам и трещинам, образуя мелкокристаллические скопления в форме белоглазки.

Во вторичных субаэральных почвах в карбонатном горизонте можно встретить плотные конкреции (журавчики кальцита), содержащие некоторое количество аморфного кремнезема.

Морфологический профиль элювиземно-кальций-гумусовых почв

$$(A_{hf}, A_{fhEpl}, B_{thCa}V_{msial}, V_{msial}, C_{sial}, C_{sialCaCO_3})$$

Структура профиля почв рассматриваемого семейства несколько варьирует в зависимости от соотношения процессов гумусонакопления, иллиммеризации (выноса илистых частиц) степени выраженности элювиального горизонта и выщелоченности почв от карбонатов. Общими горизонтами для всех почв семейства являются: A_{hf} — гумусово-аккумулятивный фульватно-гуматный; A_{fhEpl} — гумусово-аккумулятивно-элювиальный — гуматно-фульватный; $B_{thCa}V_{msial}$ — иллювиально-метаморфический глинисто-гумусово-кальциевый; V_{msial} — метаморфически-сиаллитного глинообразования; C_{sial} — почвообразующая порода сиаллитного или CaCO_3 — сиаллитно-карбонатного состава.

Для группы серых лесных почв и оподзоленных черноземов в гумусовом горизонте особенно выражены морфологические признаки элювиального горизонта в форме белесой присыпки по границам структурных отдельностей, т. е. здесь он представляет гумусово-элювиальный гор. A_{fhEpl} .

Как уже говорилось, присутствие иллювиального карбонатного гор. V_{CaCO_3} под гор. V_{msial} наблюдается не во всех случаях. Наличие его зависит от первоначальной карбонатности почвообразующей породы и соотношения интенсивности биологического поглощения кальция и его выщелачивания.

Химические и физико-химические свойства элювиземно-кальций-гумусовых почв. Наиболее типичный представитель элювиземно-кальций-гумусовых почв — серые лесные почвы широколиственных

лесов умеренного пояса (рис. 20). Содержание гумуса в верхнем горизонте составляет около 4—5%. Отношение C_T/C_F близко к единице. Гумус убывает книзу довольно быстро и на глубине 30—40 см он составляет 1—1,5%, несмотря на более темный цвет основной массы горизонта. Содержание гумуса иногда слабо увеличивается в более глубоких горизонтах почв (60—80 см), где наблюдается максимальное выделение гумусовых пленок на структурных отдельностях, а отношение C_T/C_F увеличивается до

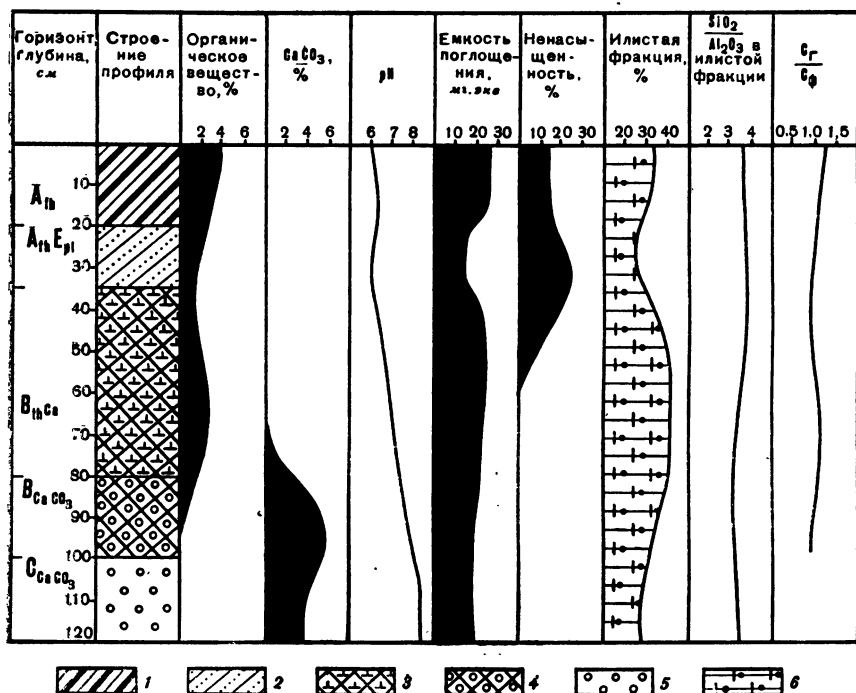


Рис. 20. Профиль серой лесной почвы.

Генетические горизонты: 1 — гумусовый фульватно-гуматный; 2 — гумусово-элювиальный; 3 — иллювиально-метаморфический глинисто-гумусово-кальцевый; 4 — иллювиальный карбонатный. Почвообразующая порода: 5 — силлитно-карбонатная. Состав илистой фракции: 6 — иллит-монтмориллонитовый

1,2—2,0, но далее уменьшается до 0,5—0,6. Реакция серых лесных почв в верхнем горизонте слабокислая. В горизонте гумусово-элювиальном отмечаются обычно самые низкие значения pH. Глубже реакция постепенно становится нейтральной, а в карбонатном горизонте — щелочной.

Емкость поглощения серых лесных почв в гумусовом горизонте 25—30 мг·экв на 100 г почвы. В составе поглощенных оснований наряду с кальцием и магнием всегда присутствует некоторое количество поглощенного водорода и алюминия (около 10—15%

от суммы поглощенных оснований). Таким образом, серые лесные почвы принадлежат к группе почв, не насыщенных основаниями.

Валовой анализ обнаруживает максимум полуторных окислов в иллювиальном горизонте, в то время как верхняя часть профиля относительно обогащена кремнеземом.

Отношение $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ и $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$, по данным валового анализа, в иллювиальном горизонте минимальное. В илстой фракции отношение $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ по профилю не изменяется. Максимум подвижного алюминия приурочен к верхней части профиля, где он входит в состав поглощающего комплекса.

Отношение $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$ в илстой фракции в иллювиальном горизонте уменьшается, хотя часто увеличение железа в горизонте В не сопровождается увеличением его подвижных форм. В верхнем горизонте почва обнаруживает накопление CaO , K_2O , P_2O_5 по сравнению с нижележащими, что свидетельствует о преимущественном биологическом накоплении этих соединений.

При сведении леса и длительной распашке серые лесные почвы обогащаются гумусом и утрачивают свои типичные признаки, особенно если почвы хорошо удобряются. Их называют вторично-одернованными серыми лесными почвами, а в более ранних работах — проградированными серыми лесными почвами.

СЕМЕЙСТВО ДЕРНОВЫХ КАЛЬЦИЙ-ГУМУСОВЫХ ПОЧВ

Условия образования и генетические особенности

Дерновые кальций-гумусовые почвы образуются под луговыми степями и высокотравными прериями умеренного, субтропического, а в горных условиях — тропического поясов. Среднегодовые коэффициенты увлажнения здесь не опускаются ниже 1,0, а среднемесячные — ниже 0,6—0,7. Водный режим почв в отдельные годы непромывной, в другие — периодически промывной. Ежегодно в почвы поступает более 100 ц/га органических остатков, преимущественно подземных, при отмирании корней содержащих до 420—560 кг/га и более зольных элементов. Таким образом, выщелачиванию почв здесь противостоит емкий биологический барьер с быстрым биологическим кругооборотом веществ.

Накопление гумуса, насыщенного кальцием, со значительным содержанием группы гуминовых кислот, глубокое выщелачивание карбонатов кальция, внутрисочвенное глинообразование и некоторые признаки слабого перемещения по профилю илстой фракции — наиболее характерные черты дерновых кальций-гумусовых почв.

В семейство входят: бруниземы (или черноземовидные почвы прерий умеренных широт), выщелоченные черноземы луговых степей, черные и красновато-черные почвы субтропических прерий, а также горные черноземовидные луговые почвы (см. рис. 19).

Морфологические, химические и физико-химические свойства бруниземов. Если почва не распахана, на поверхности ее имеется слой дернины, гор. A_d . Ниже залегает серовато-бурый или темно-бурый гумусовый гор. A_{fh}^{Ca} мощностью 30—40 см, пороховидной или мелкозернистой структуры, несколько укрупняющейся с глубиной. Еще ниже располагается обычно темно-бурый, несколько уплотненный гор. $A_{fh}V_m$, с хорошо выраженной ореховатой структурой. По граням структурных отдельностей окраска темнее, чем внутри них, что говорит о передвижении в этот горизонт растворимых гумусовых веществ из верхнего слоя. Этот бурый, уплотненный, лишенный карбонатов горизонт доходит до глубины 100—140 см. Глубже он переходит в менее темноокрашенный, но также оглиненный гор. V_{msial} , с ореховатой структурой.

В пределах гор. A_1 и V_t весьма обильны ходы червей. Некоторые почвы сплошь сложены копролитами червей, особенно в гор. A_1 и верхней части гор. V . На глубине 150—180 см во многих почвах наблюдаются выделения карбонатов (гор. V_{CaCo_3}), но иногда карбонатный горизонт отсутствует и вскипание начинается значительно глубже, лишь в материнской природе.

Подобное строение профиля имеют бруниземы североамериканских прерий и субтропических прерий Аргентины и Уругвая.

Почвы североамериканских прерий Е. В. Рубилин (1957) относит к собственно «бруниземам». Это многогумусные бескарбонатные почвы, развивающиеся в наиболее влажной восточной части, в зоне «климатической» луговости, на границе с зоной бурых и серо-бурых лесных почв. В более сухих условиях, на западе, на границе с зоной черноземов, бруниземы менее оглиненны, содержат меньше гумуса, имеют карбонатный горизонт и черноземовидный облик. Почвы зоны североамериканских прерий Келлог не выделял в особый тип, а рассматривал как подтип выщелоченных черноземов, перемежающихся в северной части зоны с серыми лесными почвами.

Во многих черноземовидных почвах прерий на всем протяжении почвенного профиля обнаруживаются следы бывшего восстановительного режима в виде ржавых пятен и небольших бурых стяжений гидратов окислов железа. Эти признаки свидетельствуют о том, что в прошлом некоторые черноземовидные почвы, возможно, пережили лугово-болотную стадию развития. Местами наряду с чертами оглеения обнаруживаются следы бывшего засоления, осолонцевания и осолодения, что проявляется в наличии плотного трещиноватого солонцеватого горизонта. Однако, как правило, черноземовидные почвы не засолены, и многие из них выщелочены настолько сильно, что даже лишены карбонатов кальция.

Черноземовидные почвы прерий с остаточными луговыми чертами широко распространены на древнеаллювиальных равнинах бассейна Амура на Дальнем Востоке и Сунгари в Северо-Восточ-

ном Китае. Они были изучены В. А. Ковдой (1959), Ю. А. Ливеровским, Л. П. Рубцовой (1956), Ю. А. Ливеровским и В. И. Росликовой (1962) идентифицированы с черноземовидными почвами прерий Северной Америки. Однако в Восточной Азии климат более континентален. Сезонная мерзлота длительно сохраняется в пределах почвенного профиля. Китайские почвоведы называют эти почвы «хету» (черные почвы). Большая часть хету еще не утратила связи с грунтовыми водами и принадлежит к группе почв супераквальных, геохимически подчиненных ландшафтов.

Субаэральные почвы прерий (бруниземы) имеют следующие химические и физико-химические особенности (рис. 21). Содер-

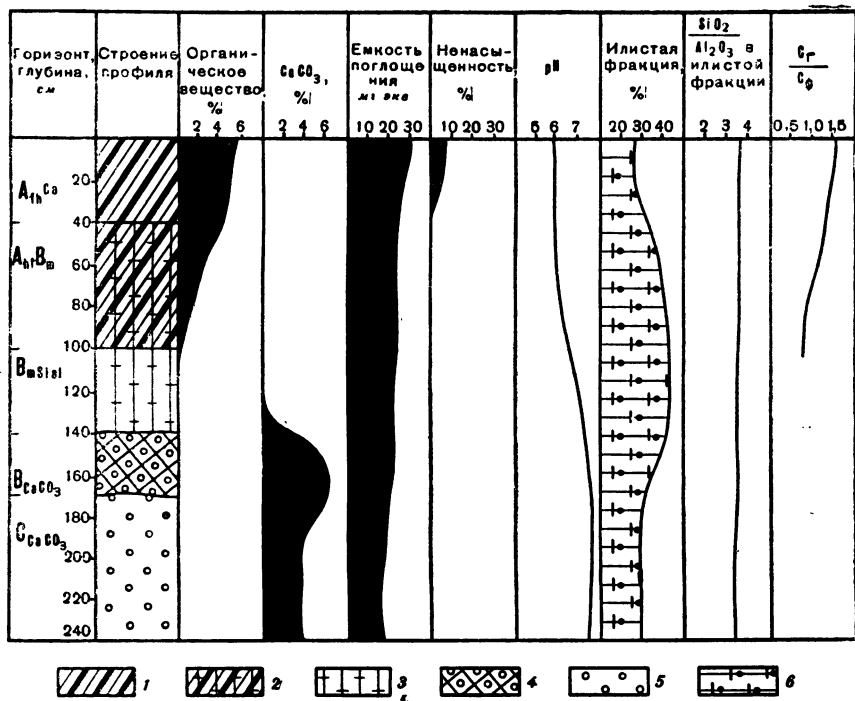


Рис. 21. Профиль черноземовидной почвы прерий (брунizeма).

Генетические горизонты почв: 1 — гумусовый фульватно-гуматно-кальцевый; 2 — переходный гумусово-метаморфический; 3 — метаморфический оглинный, сиаалитный; 4 — иллювиальный карбонатный. Почвообразующая порода: 5 — сиаалитно-карбонатная. Состав илистой фракции: 6 — иллит-монтмориллонитовый

жание гумуса в них изменяется в широких пределах — то 9—10 до 3—5%, а состав его, как показывают данные, полученные Е. В. Рубилиным (1962), изменяется по горизонтам: в верхнем отношении C_г/C_ф близко к 1, в гор. B_m siAl оно понижается до 0,25. В верхнем горизонте, также как и в серых лесных почвах, преобладает фракция ульминовых кислот, связанных с полутор-

ными окислами. Гуминовые кислоты, связанные с кальцием, здесь составляют 30% от их общей массы. В нижних горизонтах 100% гуминовых кислот связаны с кальцием, что подчеркивает подвижность кальций-гумусовых комплексов. При длительном земледельческом использовании содержание гумуса снижается, и он приобретает более фульватный характер.

Реакция почв слабокислая, в верхней части профиля приближается к нейтральной или слабощелочной в его нижней части.

Иллювиальный метаморфизический горизонт выделяется повышенным содержанием илестых частиц и полуторных окислов. В верхней части профиля около 30% от емкости поглощения составляют алюминий и водород.

Рассмотренные признаки типичны для всего семейства элювиально-кальций-гумусовых почв.

Бруниземы, так же, как и выщелоченные и оподзоленные черноземы, имеют относительно высокий уровень естественного плодородия. Как в Северной Америке, так и в Аргентине они широко используются в земледелии. По климатическим условиям области их распространения весьма благоприятны для произрастания культурных растений: здесь достаточно влаги и тепла. Ведущими культурами являются кукуруза и пшеница. Несмотря на значительное содержание гумуса, эти почвы отзывчивы на внесение органических и минеральных удобрений, в том числе и на минеральный азот.

Большое значение имеет регулирование водного режима почв. В наименее увлажняемых западных районах США местами почвы орошаются; однако избыточное количество воды и незарегулированный сток оросительных вод опасны в отношении возможного развития эрозионных процессов. Последние имеют в зоне бруниземов довольно широкое развитие. Борьба с эрозией осуществляется путем чередования посевов зерновых и пропашных культур с травами, ленточными посевами и контурной вспашкой.

СЕМЕЙСТВО ФЕРРОЗЕМОВ — ЭЛЮВИЗЕМНЫХ ОЖЕЛЕЗНЕННЫХ ПОЧВ (красные сиаалитно-ферритные почвы саванн и сухих тропических редколесий)

Условия образования и генетические особенности, химические, физико-химические и физические свойства

Распространение почв семейства ферроземов ограничено поясами экваториальных муссонов северного и южного полушарий, где коэффициент увлажнения 4—6 месяцев в году составляет 0,6—0,8, а в остальные — в пределах 0,3—0,4. Это области распространения типичных и сухих саванн, ксерофитных тропических редколесий, кустарниковых формаций и колюче-лесов с опадающей в сухой зимний период листвой (рис. 22). Постоянно высокие температуры и резко изменяющееся по сезонам года увлажне-

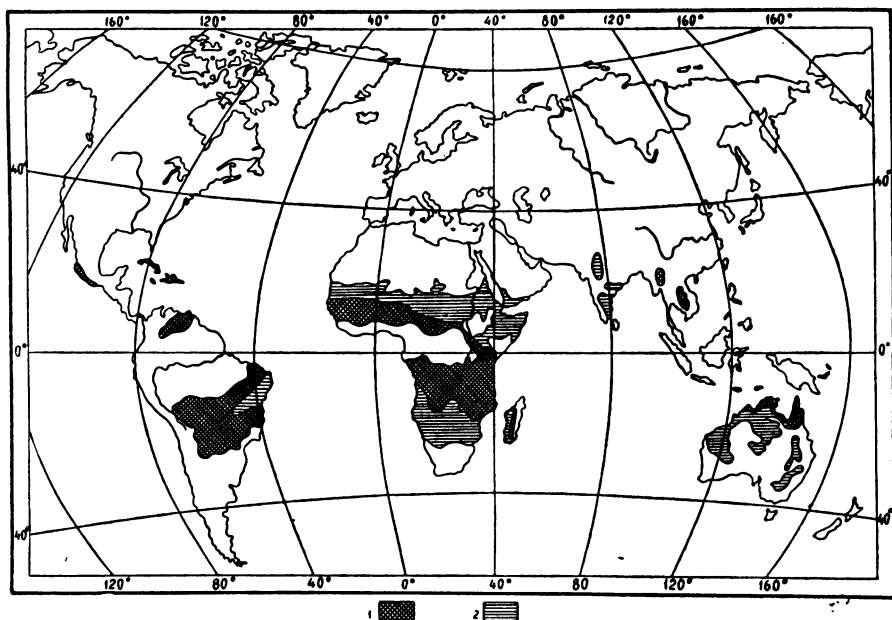


Рис. 22. Ареалы ферроземов (красных и красно-бурых ферритизированных почв сухих саванн и красно-коричневых ферритизированных почв ксерофитных тропических лесов и редколесий):

1 — области спорадического распространения ферроземов среди ферраллитных почв; 2 — области преобладания ферроземов

ние — характерные особенности гидротермического режима почв этих областей, они определяют в значительной мере направление процессов выветривания и почвообразования. В отличие от постоянно влажных экваториальных областей с широким развитием явлений ферраллитизации продуктов выветривания и почв в переменнo влажных областях с продолжительным сухим периодом процессы выветривания не достигают ферраллитной стадии ни в коре выветривания, ни в почвах. Это проявляется в составе глинных минералов. На долю каолинита здесь приходится лишь 20—30%, остальную часть составляют иллит, гидрослюда и смешанно-слоистые минералы иллит-монтмориллонитовой группы. Подобный состав глинных минералов сказывается на емкости поглощения ферроземов: она несколько выше, чем в фульвоферраллитных почвах. В толще коры выветривания и почв присутствуют разнообразные первичные минералы: сохраняются полевые шпаты и даже такой малоустойчивый минерал, как биотит. Минералы гидратов окислов алюминия (гибсит) в этих почвах отсутствуют. В заметном количестве присутствуют гидраты окислов железа — гематит и гидрогематит.

Таким образом, состав минеральной части почвенной массы имеет феррсиаллитный, а в случае значительного количества

каолинита, унаследованного от древней коры. выветривания — феррсиаллитно-аллитный характер. Отношение $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ в ферроземах, как правило, выше 2,0 и обычно составляет 3,0—3,2.

Освобождающиеся при выветривании и почвообразовании бикарбонаты щелочей и щелочных земель, а также некоторая часть кремнезема выносятся за пределы почвенного профиля. Лишь в сухих саваннах в глубоких частях профиля почв (на глубине 100 см и более) формируется иллювиальный карбонатно-кремниевый горизонт.

Наиболее яркой внешней чертой этих почв является красный, розовый или оранжевый цвет на всем протяжении профиля. Яркая окраска почв далеко не всегда результат высокого валового содержания окислов железа, часто оно составляет 2—5%, т. е. не больше, чем в обычных не окрашенных в красный цвет почвах. Причины сильной красящей способности окислов железа заключаются в высокой степени их дисперсности: тончайшие пленки гетита и гематита равномерно покрывают как крупные зерна минералов, так и глинистые частицы. Содержание гумуса в ферроземах, как правило, невелико (2—3%), хотя распределение его по профилю довольно равномерно, и 0,6—1,0% гумуса присутствует на глубине 60—70 см.

Малое содержание гумуса, несмотря на обильное поступление органических остатков, связано с их быстрой минерализацией во влажный и жаркий период. При ежегодном поступлении органического вещества 75—115 ц/га отношение веса неразложившейся подстилки к весу опада составляет всего лишь 0,2—0,1.

В составе гумуса ферроземов, по данным единичных анализов (Чичагова, 1964; Зонн, 1968), преобладают фульвокислоты: C_T/C_F 0,52—0,27, хотя и появляется в некотором количестве фракция гуминовых кислот, связанных с кальцием (в одном из разрезов из Бразилии обнаружено даже преобладание гуминовых кислот).

Соотношение количества органических кислот и присутствующих в почве оснований первичных и вторичных минералов, а также свободных полуторных окислов таково, что на большей части профиля ферроземов создается слабокислая или почти нейтральная реакция ($pH=6,0—6,5$). В случае присутствия карбонатов в нижней части профиля pH повышается до 7,2—7,5. В самом верхнем гумусовом горизонте также наблюдается повышение pH . Степень ненасыщенности этих почв составляет 15—25% от емкости поглощения.

Таким образом, малое содержание органических кислот и слабокислая реакция должны были бы ограничивать подвижность соединений железа и илистых частиц. Однако в профиле почв имеются как дисперсные, так и сегрегированные в округлые плотные конкреции новообразования окислов железа и марганца. Они или рассеяны в почвенной массе, или в некоторых случаях

приурочены к нижней части профиля, на переходе почвы в толщу коры выветривания, или к незатронутому почвообразованием наносу. В последнем случае можно предполагать участие в образовании конкреции периодически приближающихся к поверхности во влажные периоды года грунтовых вод, под воздействием которых идет восстановление соединений железа и марганца. В сухие периоды года воды опускаются, железо и марганец сегрируются в конкреции.

Сезонное колебание уровня грунтовых вод в перемененно влажных тропических областях весьма велико и измеряется несколькими метрами. Однако воздействие вод и гидрогенная латеритизация (ожелезнение) почв возможны лишь в нижних частях склонов и в депрессиях. На водораздельных поверхностях, где уровень грунтовых вод находится на десятки метров ниже поверхности, современная гидрогенная аккумуляция железа исключается. Наличие рассеянных конкреций без каких-либо признаков восстановительных процессов в почве или подпочве заставляет предполагать их автохтонное происхождение. Оно возможно за счет перегруппировки веществ внутри самой почвенной толщи без участия грунтовых вод, при некотором застое атмосферных вод над горизонтами оглинивания и участии в образовании конкреции микроорганизмов.

О подвижности веществ в профиле ферроземов говорят еще и следующие факты.

Данные анализов механического состава отмечают, как правило, некоторое увеличение содержания илистых частиц в средней части профиля, с максимальным накоплением ила на глубине 50—100 см. В этой же части профиля, как показали микроморфологические исследования почв сухих саванн в Австралии (Grewer, 1968), наблюдаются обильные натёки ориентированного глинистого вещества, покрывающего стенки пор и грани структурных отдельностей, что говорит о вымывании тонких фракций из вышележащих горизонтов.

Признаки иллювиирования ила проявляются в различной степени, что позволило французским почвоведом, изучавшим ожелезненные почвы в Африке (*sols ferrugineux tropicaux*) разделить их на сильно- и слабелессивированные. Оглинивание средней части профиля обязано не столько вымыванию ила, сколько выветриванию первичных минералов на месте. Микроморфологические описания показывают, что с глубиной в почвенном профиле увеличиваются участки, занятые агрегатами окристаллизованного глинистого вещества, образующего псевдоморфозы по зернам первичных минералов. Они появляются с глубины 20—30 см и достигают максимума на глубине 40—80 см (в горизонте максимального оглинивания). К этому же горизонту приурочен максимум подвижного железа. Неизвестно, совпадает ли с этим горизонтом и максимум подвижного кремнезема (так как подобные анализы отсутствуют). Весьма вероятно, что в ферроземах, поч-

вах почти нейтральных, бедных органическим веществом, передвижение илистых частиц и железа может осуществляться во влажные периоды года под защитой освобождающегося при выветривании кремнезема.

Широкое распространение в этих почвах опаловидных новообразований кремнезема в форме фитоцитов говорит о его активном биологическом поглощении.

При наступлении засушливого периода в первую очередь иссушаются верхние горизонты почв, а в более глубоких частях профиля, где дольше сохраняется влага, процессы разложения первичных минералов продолжаются. Именно поэтому нижняя часть профиля, представляющая не только иллювиальный, но и метаморфический горизонт, наиболее оглинена. Дегидратация окислов железа, его сегрегация наиболее ярко проявляются в верхней, наиболее прогреваемой части почв, поэтому окислы железа здесь наименее растворимы. Они образуют цемент между глинистыми частицами, склеивают последние в прочные микроагрегаты. Верхние горизонты почв приобретают псевдопесчаный характер. В ферроземах почти отсутствует пылеватая фракция, что сказывается и на результатах механических анализов. Следовательно, обеднение верхних горизонтов илом связано не только, а возможно, даже не столько с выносом илистых частиц, как с различиями в интенсивности внутрпочвенного выветривания в различных частях профиля, с неодинаковой степенью цементации мелких частиц окислами железа.

Существенное значение в оструктурировании и аэрации почв имеет деятельность муравьев и термитов. Часто весь верхний гумусовый горизонт ферроземов состоит из рассыпчатой массы мелких (размерами с просыное зерно) капролитов муравьев. Ходы термитов, пронизывающие толщу почвы и уходящие вглубь за ее пределы, часто выполнены органическими полуразложившимися остатками, принесенными термитами с поверхности; стенки ходов покрыты темными гумифицированными органическими пленками. Роющая деятельность почвенных насекомых способствует глубокому перемешиванию почвенных масс, переработка термитами органических остатков убыстряет гумификацию последних.

В антропогенный период в областях распространения ферроземов широко практикуется в конце засушливого периода выжигание остатков сухих трав и листовного опада. Как естественная минерализация органических остатков, так и сжигание их сопровождаются освобождением в поверхностных горизонтах почвы массы зольных элементов. Это повышает содержание кальция, калия, фосфора и значение pH в гор. А по сравнению с нижележащими.

Освоение почв сопровождается часто широким развитием процессов эрозии и дефляции, поэтому смытые почвы со слабой дифференциацией профиля, аккумуляцией в развееваемых эроди-

рованных поверхностных горизонтах железистых или кремневых конкреций, с горизонтами, переполненными обломками латеритных панцирей (stone line), здесь весьма обычное явление.

Морфологический профиль ферроземов (A_{hf} , $A_f B_{mFe}$, $B_{mFe} B_t$, C). Гумусовый горизонт ферроземов (A_{hf}) имеет красно-бурый или красно-серый цвет, крупичатую структуру, часто легкий механический состав (рис. 23). Поверхность почвы очень часто покрыта

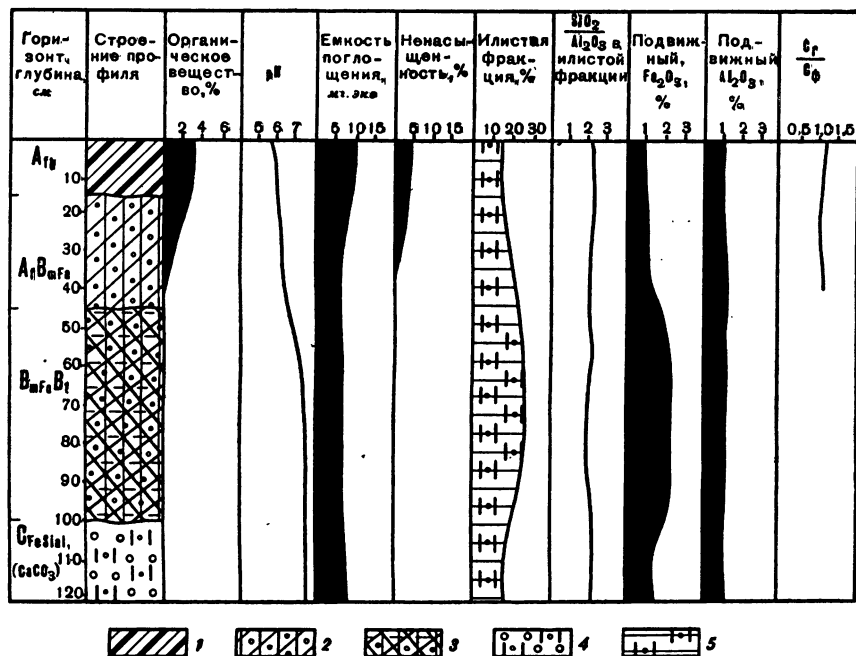


Рис. 23. Профиль феррозема.

Генетические горизонты: 1 — гумусовый гуматно-фульватный; 2 — переходный гумусово-метаморфический; 3 — иллювиально-метаморфический; 4 — феррсапаллитная или феррсиаллитно-карбонатная. Состав иллитовой фракции: 5 — каолинит-иллит-монтмориллонитовый

железистым или кремниевым щебнем или округлыми железистыми конкрециями, остающимися на поверхности почвы по мере смывания или выдувания мелкоземистой части. Мощность гумусового горизонта составляет 10—20 см, переход в нижележащий горизонт постепенный.

Переходный гумусово-метаморфический горизонт (A_f , B_{mFe}) имеет красный цвет, более яркий, чем предыдущий, механический состав горизонта более тяжелый, структура непрочная, комковатая. Мощность его варьирует в пределах 30—40 см.

B_{mFe} B_t — горизонт иллювиально-метаморфический, более тяжелого механического состава, чем вышележащие, более компактного сложения, с хорошо выраженной комковато-ореховатой

структурой; по граням структурных отдельностей видны местами тонкие глянцевые пленки коллоидного вещества. Цвет горизонта обычно ярче: кирпично-красный или оранжевый, с темными железистыми и марганцовистыми конкрециями. Горизонт начинается на глубине 50—60 см от поверхности, а нижняя граница его проходит на глубине 100—150 см.

C_{Fesial} — материнская порода феррсиаллитного или феррсиаллитно-аллитного состава в случае залегания продуктов выветривания *in situ* сохраняет структуру породы. В некоторых случаях в нижней части профиля имеется над горизонтом почвообразующей породы карбонатный конкреционный гор. V_{CaSO_3} .

Почвы семейства ферроземов. Ферроземы — это одна из наименее изученных почвенных групп мира. В Австралии они широко распространены в семиаридных тропических и субтропических областях и известны под названием *red earth* (красные земли); здесь выделяются две группы: с карбонатным горизонтом и без него.

В Африке, где эти почвы изучались французскими почвоведом (Aubert, 1950, 1954; Maignien, 1964 и др.), они получили название ожелезненных тропических почв (*sols ferrugineux tropicaux*). В Индии красноцветные почвы сухих саванн и редколесий называют *red soils* (красными почвами) и не отличают от красных ферраллитных почв. В Бразилии почвы сухих колюче-лесов и саванн объединяют в группу ферраллитных почв семиаридных тропиков (*ferralsols of semiarid tropics*).

На почвенных картах физико-географического атласа мира они выделяются как красно-бурые ферритизированные почвы сухих саванн, красно-коричневые ферритизированные почвы ксерофитных тропических лесов и редколесий. Сюда же относится часть красных ферритных почв, объединенных в одних контурах с красными ферраллитными почвами саванн.

Территории распространения ферроземов используются в настоящее время преимущественно как пастбища, для улучшения травостоя которых применяется столь примитивное средство, как ежегодное выжигание сухих растительных остатков. В некоторых районах северной Австралии после выжигания практикуется посев трав с вертолетов.

При использовании этих почв под сельскохозяйственную культуру возникают проблемы защиты почв от эрозии, внесения удобрений и сохранения в почвах запасов летней влаги. Если земледелие ведется без орошения, в культуре используются засухоустойчивые растения (сорго, арахис и др.).

ГЛАВА VI

СУБАЭРАЛЬНЫЕ ГУМАТНО-КАЛЬЦИЕВЫЕ НЕЙТРАЛЬНЫЕ И СЛАБОЩЕЛОЧНЫЕ ПОЧВЫ

ГЕНЕРАЦИИ И СЕМЕЙСТВА ПОЧВ

Рассматриваемая ассоциация почв включает две генерации, объединяющие три семейства.

I. Генерация слабощелочных оглиненных почв. В нее входят два семейства: кальций-гумусовых оглиненных почв и слитоземов.

II. Генерация нейтральных гумусовых почв с семейством кальций-гумусовых степных почв.

СЕМЕЙСТВО КАЛЬЦИЙ-ГУМУСОВЫХ ОГЛИНЕННЫХ ПОЧВ (коричневые, красно-коричневые и серо-коричневые почвы субтропических и тропических переменнo влажных областей)

Условия образования и генетические особенности

Типичные представители кальций-гумусовых оглиненных почв: коричневые и красно-коричневые почвы субтропических переменнo влажных областей с «средиземноморским» типом климата — сухим, жарким летом и влажной теплой зимой, с очень непродолжительным снеговым покровом или совсем без него (рис. 24). Несмотря на то что общее количество осадков составляет в большинстве случаев значительную величину (500—800 мм), неравномерное их распределение в течение года обуславливает резкие отличия в водном режиме этих почв зимой и летом. В течение влажной и теплой зимы незамерзшие почвы находятся в условиях промывного режима, в то время как летом они сильно иссушаются, нагреваются и общее движение растворов осуществляется снизу вверх. Именно таковы водный и тепловой режимы почв стран средиземья Южной Европы и Северо-Западной Африки, где под вечнозелеными жестколиственными лесами и зарослями кустарников (маквисом, фриганой) на равнинах и в нижних частях горных склонов распространены рассматриваемые почвы. Впервые эти почвы были описаны в Испании де Вийяром (Villar, 1930). Он выделил почвы сухих средиземноморских лесов и куст-

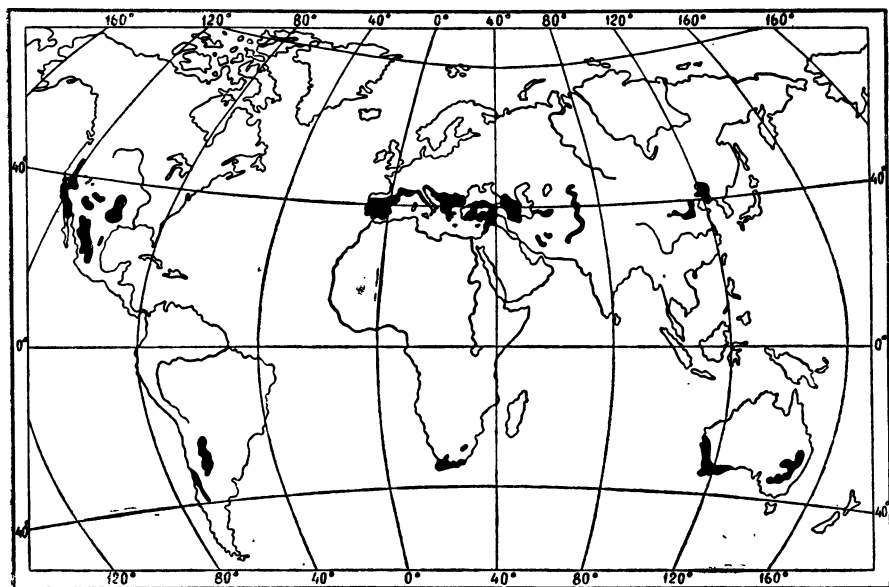


Рис. 24. Ареалы кальций-гумусовых оглиненных почв (коричневых, красно-коричневых почв субтропических переменнo влажных областей)

тарников в особую группу ксеро-сиаллитных и ксеро-карбонатных, отличных от бурых лесных и не сходных с обычными каштановыми почвами. Позднее эти почвы стали называть «бурыми средиземноморскими». И. П. Герасимов (1960) предложил выделить их в особый тип и называть коричневыми почвами сухих средиземноморских лесов и кустарников.

В СССР подобные почвы распространены в сухих субтропических районах Закавказья и Средней Азии, где кроме коричневых почв более влажных областей А. Н. Розанов (1952) выделил серо-коричневые почвы в областях с более сухим климатом, с количеством осадков 350—500 мм.

В Северной Америке кальций-гумусовые оглиненные почвы также приурочены к районам отчетливо выраженного средиземноморского климата. Здесь их выделяли как бескарбонатные бурые почвы (non calcic brown soils). Они занимают области субтропиков на Тихоокеанском побережье в южной части Берегового хребта, в Сьерра-Неваде и Скалистых горах; по горным вершинам Сьерра-Мадре проникают далеко на юг, в Мексику, в пределы тропического пояса. На равнинах во внутренних частях континента почвы коричневые, красно-коричневые и серо-коричневые занимают южную часть плато прерий в пределах штатов Канзас, Оклахома и Техас (на почвенных картах Америки их выделяют как красновато-каштановые).

В Южной Америке они развиты также в районах отчетливо выраженного средиземноморского режима: в субтропических районах Чили, по горным склонам и на прибрежных равнинах к югу от Вальпараисо и Сантьяго.

Исследования С. В. Зонна (1968) на Кубе дали новые материалы для обоснования выделения тропических сиааллитных коричневых почв, аналогичных коричневым почвам субтропиков, и показали значительное распространение их на Кубе на породах, содержащих карбонаты кальция.

В субтропических районах Юго-Западной и особенно Юго-Восточной Австралии красно-коричневые и коричневые почвы развиваются под сухими эвкалиптовыми лесами и зарослями кустарников, в условиях переменного влажного климата, с сухим жарким летом и влажной теплой зимой. Наконец, почвы этого семейства имеют широкое распространение в субтропических районах Восточного Китая, где ранее их называли шаньтуньскими бурыми почвами.

Кальций-гумусовые оглиненные почвы в течение года испытывают влияние резко отличительных друг от друга гидротермических режимов, что в значительной мере определяет их особенности. В течение зимнего влажного и относительного теплого периода идет интенсивное выветривание первичных и образование вторичных глинных минералов гидрослюдисто-монтмориллонит-иллитового состава. Подвижные продукты выветривания в этот период вымываются из верхних частей почвенной толщи на большую или меньшую в зависимости от количества осадков глубину. Обычно легкорастворимые соли (хлориды, сульфаты) совершенно удаляются из почвенного профиля, в то время как менее растворимые карбонаты кальция задерживаются на глубине от 30—50 см и более, образуя карбонатный иллювиальный горизонт. В наиболее влажных климатических условиях карбонатный горизонт находится в более глубоких частях профиля или совсем отсутствует. В этот период протекают процессы гумификации и в значительной мере минерализации растительных остатков, происходящие в условиях нейтральной или слабощелочной среды, богатой основаниями.

В течение жаркого и сухого лета процессы выветривания значительно замедляются, особенно в верхнем, наиболее сухом горизонте; напротив, на некоторой глубине, где почва менее иссушена, эти процессы продолжают. Поэтому наиболее оглиненным оказывается не самый верхний горизонт почв, а горизонт, находящийся в глубине 30—80 см. Микроморфологические исследования Брюера (Brewer, 1968) показали, что основная масса глинистого вещества связана в этом случае с выветриванием минералов на месте, но не с кальматацией.

Иссушение поверхности почв обуславливает подтягивание пленочной влаги и растворенных веществ из более глубоких слоев. При испарении влаги растворенные в ней вещества, в част-

ности карбонаты кальция, кристаллизуются, заполняя капиллярные промежутки в почвенной толще над карбонатным конкреционным горизонтом. Новообразования карбонатов кальция, выделившиеся при испарении поднимающейся пленочной влаги, имеют форму тончайшей белой плесени или псевдомицелия. Во время зимнего дождливого периода при промывании почвы водой, насыщенной углекислотой (за счет разложения органических остатков), карбонатная плесень снова растворяется и оттесняется в более глубокие части профиля. Тем не менее периодическое поднятие почвенных растворов кверху, биологическое поглощение кальция, преобладающего в составе зольных элементов растительного опада, обуславливают постоянную нейтральную реакцию в верхней части почвенной толщи, насыщенность поглощающего комплекса основаниями, в частности кальцием, что создает устойчивость органических веществ и всего поглощающего комплекса почв.

В течение сухого и жаркого лета процессы минерализации органических веществ замедляются, что способствует полимеризации и сохранению в почвах гумусовых веществ. Поэтому содержание гумуса в коричневых почвах составляет обычно 4—7%, а в серо-коричневых 3—4%, со значительным преобладанием групп гуминовых кислот ($C_r/C_\phi = 1,5—2,0$).

Освобождающиеся при выветривании окислы железа в сухой период дегидратируются, что придает почве красновато-коричневый оттенок, особенно яркий в горизонте максимального оглинения. На красноцветных продуктах выветривания известняков — terra rossa, широко распространенных в областях средиземноморского климатического режима, весь профиль кальций-гумусовых оглиненных почв красноватого цвета. В СССР подобные красноцветные почвы на известняках широко распространены на черноморском побережье Северного Кавказа и Крыма.

Морфологический профиль кальций-гумусовых оглиненных почв (A_h^{Ca} , B_{msial} , B_{CaCO_3} , B_{msial} , C_{Casial}). Морфологические особенности кальций-гумусовых оглиненных почв наиболее ярко выражены в типичных коричневых и красно-коричневых почвах.

A_h^{Ca} — гумусово-аккумулятивный горизонта мощностью 30—35 см коричневого или серовато-коричневого цвета, комковато-капролитовой, а в нижней части горизонт комковато-ореховатой структуры; механический состав его к низу утяжеляется.

B_{msial} — метаморфический оглиненный, насыщенный кальцием горизонт лежит на глубине 40—80 см и более, его механический состав тяжелее, и окраска яркая коричневая или красновато-коричневая. Структура комковато-ореховатая, местами по граням видны слабо выраженные глинистые пленки, в нижней части горизонта в сухое время года можно видеть по порам мицелярные новообразования карбоната кальция.

B_{CaCO_3} , B_{msial} — оглиненный иллювиально-карбонатный горизонт более светлой коричневато-буровой окраски, плотный, орехова-

то-призматической структуры, содержит новообразования карбонатов кальция в форме прожилок, конкреций, часто плотно сцементированных; мощность и глубина, залегания варьируют. В типичных коричневых почвах горизонт лежит в пределах первого метра.

С_{салил}. На глубине 120—130 см оглиненность и содержание карбонатов уменьшаются. Здесь начинается переход к салилитной, содержащей карбонаты кальция рыхлой почвообразующей породе, а в случае образования почв на плотных породах — к обывесткованному элювио-делювию.

Химические и физико-химические свойства кальций-гумусовых оглиненных почв (рис. 25). Эти почвы обладают следующими осо-

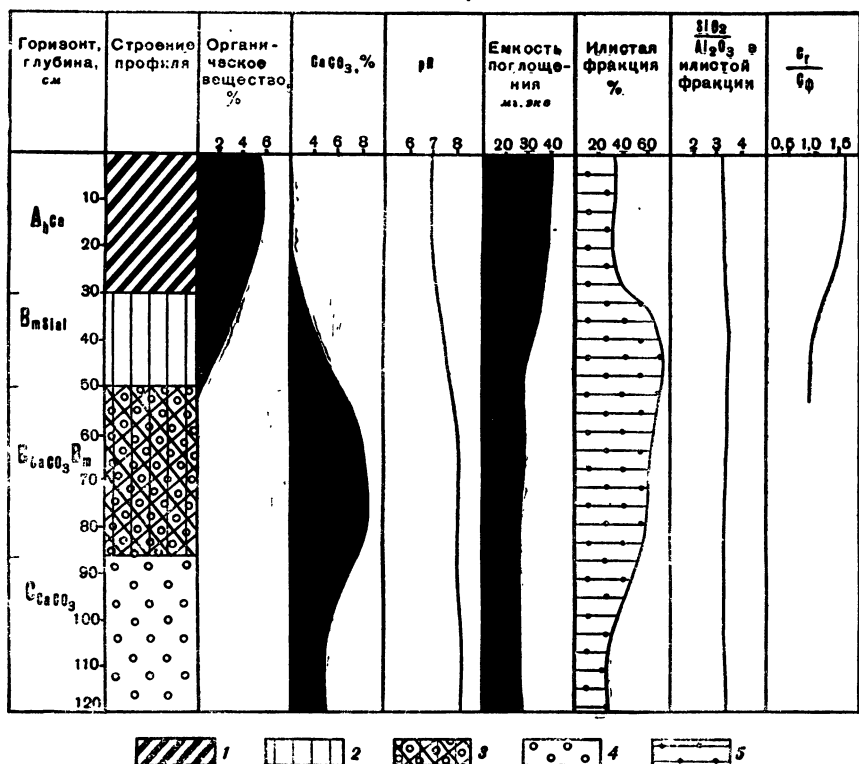


Рис. 25. Профиль коричневой почвы.

Генетические горизонты: 1 — гумусово-аккумулятивный гуматно-кальцевый; 2 — метаморфический оглиненный салилитный; 3 — оглиненный иллувиально-карбонатный. Почвообразующая порода: 4 — салилитно-карбонатная. Состав илистой фракции: 5 — преимущественно монтмориллонитовый

бенностями. Гумусовый горизонт мощностью около 40—50 см характеризуется постепенным падением содержания гумуса с глубиной. В не нарушенных эрозией почвах гумус составляет

5—7%, с преобладанием гуминовых кислот, связанных с кальцием и адсорбированных глинными минералами. В тропических коричневых почвах преобладает фракция гуминов.

Содержание илистой фракции в почве выше, чем в почвообразующей породе. Максимум ила находится ниже гумусового горизонта, в метаморфическом горизонте (B_{msial}). В составе ила преобладают смешанно-слоистые минералы и монтмориллонит, отсюда высокая емкость поглощения этих почв, составляющая 30—40 мг·экв на 100 г.

В верхней части профиля почвы нейтральны, ниже, в карбонатном горизонте, реакция становится щелочной. В типичных коричневых почвах карбонаты появляются в нижней части гумусового горизонта, но максимум их находится на глубине 60—80 см; в выщелоченных коричневых почвах они обнаруживаются лишь на глубине 100 см и более. Описываемые почвы обладают высоким плодородием. Они богаты азотом и калием, но подвижных форм фосфора в них недостаточно.

Почвы семейства кальций-гумусовых оглиненных.

1. Выщелоченные (бескарбонатные) коричневые почвы переменного влажных субтропических и тропических областей (*sols bruns calcimorphes*, *non calcic brown soils*, *Méditerranien Braunerde*, ксеросиаллитные почвы).

2. Типичные коричневые и красно-коричневые почвы ксерофитных лесов и кустарников (*sols marron*, *brown earth*, *red-brown earth*, *rauparu*).

3. Красноцветные коричневые почвы на *terra rossa*.

4. Серо-коричневые почвы субтропических и тропических сухих полусаванн и ксерофитных кустарников.

Выщелоченные коричневые почвы распространены в наиболее хорошо увлажненных областях с продолжительным влажным периодом и неярко выраженным периодом летней засухи и на равнинах и особенно в горных условиях, на границе с бурыми лесными почвами. Они представляют собой переходную группу от коричневых типичных к бурым лесным.

Типичные коричневые почвы описаны выше. Красно-коричневые почвы обладают теми же свойствами, но имеют красноватую окраску, которая зависит от цвета почвообразующих пород. Возможно, что эту группу почв, распространенную и в субтропических и в переменном влажных тропиках можно разделить на две подгруппы — субтропических и тропических коричневых и красно-коричневых почв. Однако данные об этих почвах пока весьма ограничены.

Красноцветные коричневые почвы на тяжелосуглинистых или глинистых, обогащенных окислами железа и алюминия, продуктах выветривания известняков встречаются спорадически, в зависимости от распространения известняков и их состава. Во многих работах зарубежных почвоведов эти почвы, как и красноцветные продукты выветривания известняков, называют «*terra rossa*».

Серо-коричневые почвы субтропических и тропических сухих полусаванн и ксерофитных кустарничковых формаций занимают наиболее засушливые области в перемененно влажных субтропиках и тропиках, располагаясь на границе с почвами субтропических и тропических полупустынь. Степень оглинения этих почв обычно меньше, чем коричневых, так как период и степень их увлажнения в субтропических кустарниковых полусаваннах ниже, чем в субтропических жестколистных сухих лесах. Меньшее количество осадков обуславливает также и более скудную растительность и меньшее поступление органических остатков в почвы, а от этого и небольшое содержание гумуса (от 2,5 до 3,5%) и небольшую мощность его горизонта (35—45 см).

Во время летнего сухого периода верхние горизонты серо-коричневых почв сильно иссушаются, и в них, так же как и в коричневых почвах, происходит подтягивание пленочной влаги кверху. Это вызывает ежегодное вторичное обызвесткование нижней части гумусового горизонта и щелочную реакцию всей толщи почв.

Как видно из приведенных описаний, коричневые почвы обладают высоким природным плодородием. Они интенсивно используются в сельском хозяйстве под зерновые культуры, садоводство и виноградарство. Еще более широкому их использованию препятствуют, во-первых, повышенная сухость летнего периода, когда многие культуры требуют полива, и, во-вторых, нередкое их нахождение в условиях горного рельефа, где земледелие зачастую невозможно, а садоводство и виноградарство влекут сильную эрозию почв.

В условиях равнинного рельефа коричневые почвы используются в земледелии и садоводстве, виноградарстве. В областях, где зимний период безморозный, на них выращивают обычно два урожая в год: зимой — без полива, зерновые культуры (например, пшеницу), а летом — с поливом, более теплолюбивые культуры (рис, хлопчатник, табак, бахчевые).

СЕМЕЙСТВО СЛИТОЗЕМОВ (монтмориллонитовых слитых почв перемененно влажных субтропических и тропических областей)

Распространение и номенклатура

В субтропических и тропических перемененно влажных областях спорадически распространены своеобразные темноцветные почвы очень тяжелого механического состава. Они однородно окрашены в серый, темно-серый или коричневатый цвет, содержание гумуса низкое, нейтральная или щелочная реакция. В сухое время года эти почвы покрываются сетью глубоких (до 100 см и более) и широких (2—3 см) трещин, заплывающих в дождливые периоды года.

Своеобразный облик и свойства темноцветных глинистых почв, а также их относительно высокое плодородие издавна привлекали

внимание. Эти почвы во многих странах мира описаны под разными названиями. Большинство почвоведов называет эти почвы «черными глинами» (black clays или dark clays, argiles noires tropicaux). Столь же широко распространено название «черные хлопковые почвы» (black cotton soils).

Употребляется в описаниях этих почв и ряд местных названий: в Индии их называют «регуры», в северной Нигерии — «тинсуда» и «фирки», а по понижениям рельефа «бадоб»; в Восточной Африке наряду с названием «фирки» темноцветные почвы с признаками гидроморфности называют «влей». В Юго-Восточной Африке их называют «черными дерновыми почвами» (black turf soils), а в Марокко и Алжире — «тирсами».

В Калифорнии черные субтропические почвы известны под названием «black adobe», а в южных хлопковых штатах Америки — как черные почвы прерий.

В Индонезии черные тропические тяжелоглинистые почвы названы Деймсом (Dames, 1950), а позднее Моором и Ван-Бареном (Moog, Van-Baren, 1954) — маргалитными почвами. Это же название применяет В. М. Фридланд (1964) по отношению к черным почвам Вьетнама. Черные почвы тропических и субтропических районов Восточной Австралии Прескотт (Prescott, 1931) и Стефенс (Stephens, 1953) называли черными землями (black earth).

В субтропических районах Средиземноморской Европы (в Югославии, Албании, Южной Болгарии) черные тяжелоглинистые почвы получили название «смолниц», или «смониц» (Стебут, 1923). Для наиболее северных вариантов смолниц, распространенных в Южной Болгарии, на границе с зоной черноземов, И. Н. Антипов-Каратаев и И. П. Герасимов (1948) предложили название «черноземы-смолницы». Окс и Торп (Oakes, Thorp, 1951) предложили все черные глинистые почвы теплых стран объединить под одним названием «грумосоли».

На Международном почвенном конгрессе в Вашингтоне в 1960 г. Гай Смит (Smith, 1960) в предлагаемой схеме новой классификации почв назвал группу черных тропических почв «вертисолями». Два последних термина (особенно первый из них) приняты в зарубежной почвенной литературе, хотя в работах французских, индийских, австралийских почвоведов употребляются старые названия.

Все эти почвы обладают многими общими чертами и могут быть объединены в одно семейство — слитоземов (рис. 26). Из наиболее крупных массивов слитоземов (темноцветных монтмориллонитовых субтропических и тропических почв) можно назвать следующие. В Средиземноморской Европе — в Югославии, Албании, Южной Болгарии. В Африканском Средиземноморье — в Марокко, Алжире, Тунисе и в Иордании. В Субэкваториальной и Экваториальной Африке — обширные территории в Судане, в бассейнах рек Бахр-эль-Газаль и Бахр-эль-Джебел до подножий Абиссинского нагорья. На западе Африки черные почвы зани-

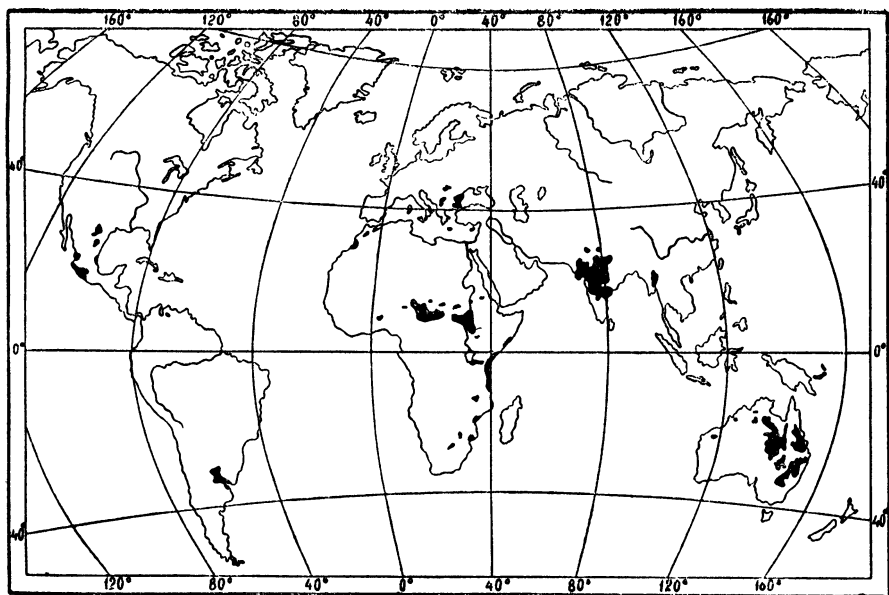


Рис. 26. Ареалы слитоземов (тропических и субтропических черных почв)

мают равнины в бассейне р. Шари, доходя на севере почти до широты оз. Чад.

В Восточной и Южной Африке — на довольно значительных площадях — в Танзании, Мозамбике, Родезии и на Высоком Вельде.

В Азии — на большей части Декана на полуострове Индостан. Они встречаются также на островах Индонезии, в частности в центральной и западной частях Явы.

В Австралии — на приподнятых, сложенных известняками плато, примыкающих к горному поясу Восточной Австралии; во внутренних частях континента — на плато Баркли и в бассейне Дайамантина и Купер-Крик.

В Северной Америке — в Калифорнии и на юге штата Техас. В Южной Америке они встречаются небольшими массивами в Аргентине и Уругвае.

Условия образования и генетические особенности слитоземов

Все свойства слитоземов связаны главным образом с особенностями почвообразующих пород — тяжелых монтмориллонитовых глин, содержащих в качестве основного глинного минерала монтмориллонит $(\text{MgO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 5\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O})$, $/x \cdot$ или $\text{Al}_{2-x}\text{Mg}_x \times \times \text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 n\text{H}_2\text{O}$, в некоторых случаях нонтронит $(\text{Fe}_2(\text{S}_{4-x}\text{Al}_x\text{O}_{10}(\text{OH})_2))$. Образование глин, обогащенных монтмо-

риллонитом, наблюдается преимущественно в переменнo влажных субтропических и тропических областях, в условиях среды, богатой свободным кремнеземом и щелочноземельными основаниями, главным образом магнием.

Подобные условия создаются в некоторых случаях при выветривании основных изверженных пород (базальтов, норритов, габбро, диабазов), богатых магнием, железом и легкоподдающимися выветриванию силикатами и алюмосиликатами — источника кремнезема и алюминия. Однако образование монтмориллонитовой коры выветривания на основных породах наблюдается лишь в условиях слабобрасчленного рельефа, с затрудненным оттоком воды. Здесь освобождающиеся при выветривании элементы сразу не выщелачиваются, а остаются в выветривающейся толще: в ней идут синтез монтмориллонита и накопление карбонатов кальция. Если дренаж хороший и продукты выветривания (кремнезем и основания) быстро выносятся, монтмориллонитовых глин не образуется. В этом случае, в среде, бедной основаниями и кремнеземом, синтезируется каолинит и накапливаются остаточные полуторные окислы, т. е. образуется ферраллитная кора выветривания. Весьма часто монтмориллонитовые глины представляют собой не остаточную, а аккумулятивную кору выветривания, которая образуется в депрессиях рельефа — на аллювиальных и озерных равнинах. Причем образование идет или при близком уровне грунтовых вод, обогащенных растворенным кремнеземом, кальцием, магнием, или при периодическом поступлении богатых этими элементами делювиальных вод. Процессы гидрогенного синтеза монтмориллонита и нонтронита подтверждаются лабораторными экспериментами (Henin, Caillere, 1950; Henin, 1954, 1956). Формирование монтмориллонитизированной аккумулятивной коры выветривания происходит не только в районах распространения основных пород. Выветривание пород любого состава при свободном оттоке атмосферных и грунтовых вод дает в субтропических и тропических областях достаточное количество и кремнезема и оснований, чтобы в слабодренированных депрессиях при подтоке грунтовых или делювиальных вод шел синтез минералов монтмориллонит-нонтронитовой группы.

В подобных геохимически-подчиненных ландшафтах при избыточном поверхностном и грунтовом увлажнении образуются гидроморфные слитые монтмориллонитовые почвы, местами серые (havy grey clays) или коричневые (havy brown clays) в зависимости от соотношения монтмориллонита, нонтронита и окислов железа. Почвы супераквального ряда проникают по депрессиям рельефа далеко в области тропических полупустынь. Особенно широко они распространены в полупустынях Австралии и в Судане. Эти почвы оглеены, часто засолены.

Исследования последних лет показали, что в супераквальных условиях слитоземы встречаются в широком диапазоне термических условий и проникают за пределы тропических и субтропиче-

ских поясов в область умеренных широт. В СССР они были детально изучены Э. А. Корнблумом (1965) в Волго-Ахтубинской пойме. Эти исследования дали новые материалы для объяснения процесса гидрогенного глинообразования в почвах, находящихся под воздействием слабоминерализованных гидрокарбонатных вод в условиях периодической смены окислительного и восстановительного режима. Корнблум проследил превращение пойменных луговых глинистых, хорошо оструктуренных зернистых почв, имеющих бурую окраску, в оливково-серые слитые почвы.

При метаморфозе бурозернистых луговых почв в слитые происходит изменение химического состава илистых и коллоидных фракций. Образуются минералы иллит-вермикулит-монтмориллонитового составов.

Содержание закиси железа в тонких фракциях бурозернистых почв выше, чем в тонких фракциях слитых почв. Сизо-оливковая окраска слитых почв не обязана закисному железу, а обусловлена вхождением трехвалентного железа в октаэдрическую сетку слоистых силикатов со структурой 2:1. Оливковая окраска устойчива в окислительной среде и не является индикатором восстановительных условий, хотя момент внедрения железа в кристаллическую решетку происходит в форме закисного железа в периоды восстановительных условий, возникающих при спаде полых вод. В межень, при просыхании почв идет окисление железа и его фиксация. Этот процесс Корнблум назвал оливизацией. Оливизация сопровождается существенными изменениями физических свойств почв.

Удаление пленок гидроокислов железа с поверхности глинистых минералов (из-за вступления железа в кристаллическую решетку) понижает прочность структурных отдельностей, облегчая их деформацию.

Образование минералов вермикулит-монтмориллонитового состава сопровождается расширением объема воздушно-сухой массы почвы и очень сильным увеличением способности набухать при увлажнении, что связано со способностью Са- и Mg-монтмориллонитов к межпакетной сорбции молекулярной воды и экстрамицеллярному набуханию. Н. И. Горбунов (1967) приводит следующие величины набухания глинных минералов (в процентах к первоначальному объему): монтмориллонит — 96%, гидрослюда — 12%, каолинит — 4,5%. Чистые монтмориллонитовые глины в увлажненном состоянии занимают почти в 2 раза больший объем, чем в сухом. В почвах, содержащих большое количество монтмориллонитового материала и сильно набухающих при увлажнении, возникает сильное внутрипочвенное давление. В результате структурные отдельности разрушаются, почвенная масса деформируется, начинается скольжение пластичных глинистых масс относительно друг друга и выпирание их к поверхности. Появляются глянцевитые зеркальные плоскости скольжения, имеющие по отношению к поверхности почвы наклон в 45° и

больше. Эти плоскости хорошо видны при высыхании почв. В международной почвенной литературе они получили название «сликенсайдов». В результате давления и внутрисочвенного скольжения создается очень плотная упаковка почвенных частиц, а почвенная толща расслаивается на крупные чечевицеобразные отдельности. В микростроении почв также наблюдается листовато-чечевитчатая ориентировка глинистой плазмы.

В сухие периоды года, когда почва высыхает, объем почвенной массы уменьшается и почвы разбиваются глубокими (100—150 см) и широкими (в верхней части 2—3 см) трещинами. Сеть трещин разбивает поверхность почв на полигоны. В эти трещины в начале дождливого периода, или периода поверхностного затопления почв, замывается материал с поверхности. По мере увлажнения и набухания почв трещины закрываются, а намытый в них материал оказывается включенным в глубокие горизонты, где подвергается уплотнению и перемешиванию. Так как трещины при последующем иссушении почв образуются на новом месте, заполнение их и последующие физико-механические процессы приводят к периодическому перемешиванию всей почвенной массы на глубину проникновения трещин. Этим объясняется недифференцированный в верхней части почв профиль, отсутствие выраженных горизонтов, глубокое и равномерное прокрашивание почв в темно-серый, коричневато-оливковый или черный цвет, не меняющийся на всю глубину распространения трещин, наличие известковых конкреций, рассеянных в бескарбонатной глинистой массе, перемещенных механически вверх из карбонатного горизонта, начинающегося у нижней границы распространения трещин.

Слитоземы обладают общими свойствами независимо от того, образуются ли они на остаточной монтмориллонитовой коре выветривания основных пород, в условиях медленного оттока и фильтрации атмосферных вод, или связаны с аккумулятивной монтмориллонитовой корой выветривания супераккумулятивных геохимически-подчиненных ландшафтов, на которые воздействуют в настоящее время (или в прошлом) грунтовые воды или воды паводков.

Слитоземы, несмотря на их темную окраску, содержат очень мало гумуса: в большинстве случаев — 0,5—1,5%; лишь в субтропических слитоземах — смолницах и тирсах — 3,0—4,0%.

Искали различные причины темной окраски слитоземов. Одна из них названа выше — процесс оливизации и образования в результате глинных минералов вермикулит-монтмориллонитового состава, имеющих темный оливково-серый цвет.

В ранних работах высказывались предположения, что темный цвет этих почв обязан магнетиту, марганцу, титану. К. П. Богатырев (1958) объяснял темный цвет смолниц присутствием гизенгерита — коллоидной смеси — кремне-алюмо-железистых коагелов, которые при кристаллизации дают железистые монтмориллониты.

Многие видят причину темной окраски не в минеральных компонентах, а в особом составе гумуса и высокой степени его дисперсности.

Первые сведения об особом составе гумуса черных тропических почв были получены Ван дер Мерве (Van der Merwe, 1935) для почв Южной Америки и Фагелером для почв Бразилии, которые показали, что в составе гумуса преобладают группы гумина и ульмина — наиболее темных и наименее растворимых веществ. Об этом свидетельствовала большая доля негидролизующего углерода, составляющая, по данным Терона и Ван Ни Керка (1934), 60—70% валового углерода, в то время как в красноземах эта величина равнялась 30—40%.

Анализы группового состава гумуса темноцветных монтмориллонитовых почв из Вьетнама (Фридланд, 1964), Индии (Котхекер, 1967), с Кубы (Зонн, 1968) показывают, что в составе гумуса слитоземов преобладают гуминовые кислоты и гумины, отношение C_g/C_f в верхнем горизонте составляет 1,6—2,2. Вниз по профилю это отношение уменьшается и на глубине 50—80 см становится >1 . Дифференциация гумуса по степени подвижности, по-видимому, обязана не вымыванию гумуса (оно сильно затруднено благодаря тяжелому механическому составу), а различным условиям синтеза гумусовых кислот. В верхней, сильно прогреваемой и сильно иссушаемой части профиля ускоряется полимеризация гумусовых веществ. Содержание фракции гуминовых кислот, связанных с кальцием, варьирует в широких пределах. В слитоземах на Кубе эта фракция составляет основную долю гуминовых кислот.

Во всех случаях весьма велико содержание негидролизующего остатка; в слитоземах на Кубе оно равно 60—80% от суммы органического углерода.

Тесная связь гуминов с глинистой монтмориллонитовой основой обнаруживается при изучении микроструктуры почв: мельчайшие углисто-черные агрегаты равномерно рассеяны в глинистой массе.

Некоторые ученые полагают, что монтмориллонит способен адсорбировать органические вещества как внешними, так и внутренними слоями кристаллической решетки. Это связано со способностью монтмориллонита разбухать при увлажнении с увеличением межплоскостных расстояний кристаллической решетки, что позволяет молекулярно- и коллоидально-растворенным дисперсным органическим соединениям проникать в межплоскостные промежутки.

Именно с этим обстоятельством Н. И. Антипов-Каратаев и И. П. Герасимов (1948) связывали интенсивно-черную очень равномерную окраску субтропических черных почв — смолниц и устойчивость органического вещества почв, образованных на монтмориллонитовых глинах.

Однако эта точка зрения поддерживается не всеми.

Л. Н. Александрова (1962) считает, что гуминовые кислоты имеют сферическую форму молекул, диаметр которых превышает межплоскостные расстояния кристаллических решеток. Образование прочных глиногумусовых комплексов, по мнению Александровой, происходит при участии алюмо- и железо-гумусовых соединений, «склеивающих» гуминовые вещества с поверхностью минералов. Возможно, что присутствующие в слитоземах фракции фульвокислот прочно связанные с полуторными окислами (III фракция) и представляют подобный цемент. Несмотря на малое содержание органического вещества, черным монтмориллонитовым почвам свойственна высокая поглощательная способность (40—60 мг·экв), что связано с обилием монтмориллонита, который обладает, как известно, из всех вторичных глинных минералов наиболее высокой емкостью поглощения.

По подсчетам австралийских почвоведов (Holsworth, Robertson, Gibbison, 1955), в темноцветных слитых почвах Квинсленда участие различных глинных минералов в общей емкости поглощения следующее: монтмориллонит — 98%, иллит — 1,8%, каолинит — 0,2%.

В составе поглощенных оснований хотя и преобладает кальций (55—60% емкости поглощения), но значительную долю составляет поглощенный магний (40—45%), что необычно для других типов почв. В ряде случаев слитоземы содержат некоторое количество поглощенного натрия (5—8%), особенно, если они прошли супераквальную стадию.

Многие слитоземы обладают ярко выраженной способностью «самомульчирования». Этим термином обозначают способность верхнего горизонта монтмориллонитовых почв при наступлении сухого периода распадаться на прочные ореховато-зернистые отдельности, образующие «мульчу» и предохраняющие нижние горизонты от потери влаги. При высоком содержании поглощенного натрия способность к самомульчированию утрачивается и физические свойства почв ухудшаются.

Морфологический профиль слитоземов. Структура профиля слитоземов для всего семейства: A_{hmt} , $A_{hfmt}B_{mt}$, $B_{mt}CaCO_3$, $C_{mt}CaCO_3$. A_{hmt} — гумусово-монтмориллонитовый горизонт, серого, темно-серого или коричневатого цвета, комковато-зернистой структуры, в сухом состоянии разбит трещинами. Мощность горизонта 15—20 см;

$A_{hfmt}B_{mt}$ — динамо-метаморфический слитный гумусово-монтмориллонитовый горизонт, с глыбисто-крупночешуйчатой структурой, серого, темно-серого, коричневого цвета, не отличающегося от верхнего горизонта. Карбонаты, в случае присутствия, рассеяны в профиле в форме плотных конкреций, имеющих с поверхности черный цвет. Мощность горизонта 100—150 см.

$B_{mt}CaCO_3$ — монтмориллонитовый метаморфический горизонт с новообразованиями карбонатов в виде мучнистых стяжений и плотных конкреций. Во вторичных субэаральных почвах сцемен-

тированные конкреции карбонатов образуют известковый хардпэн (известковую плиту), мощность горизонта 40—60 см; цвет желтовато-бурый.

$C_{mt}CaCO_3$ — почвообразующая порода — монтмориллонитовая глина или монтмориллонитовая кора выветривания массивных пород, сохраняющая структуру породы.

Химические и физико-химические свойства. Индикационные химические и физико-химические свойства слитоземов (рис. 27):

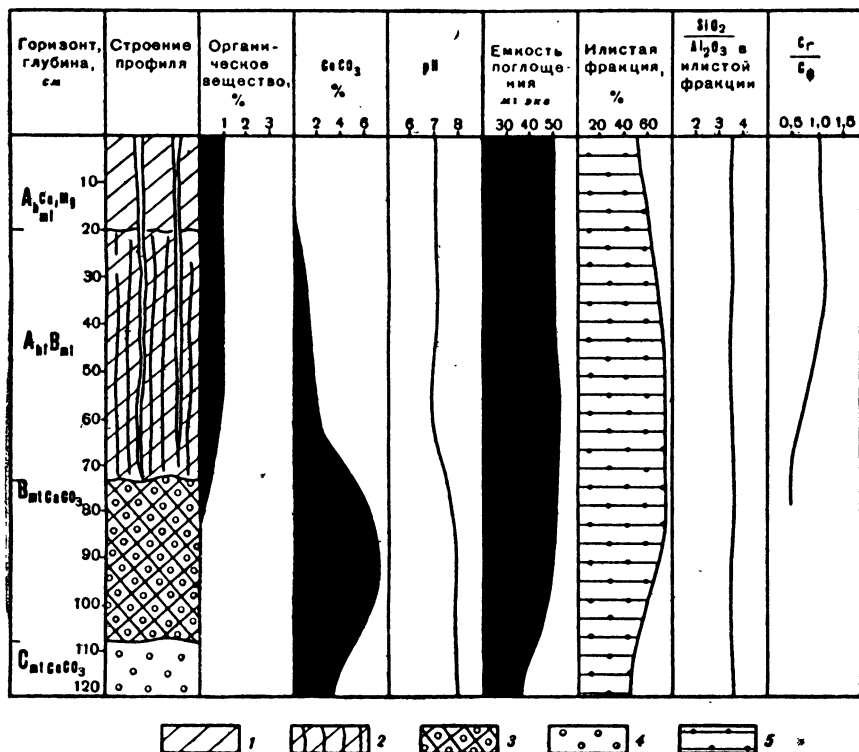


Рис. 27. Профиль слитозема.

Генетические горизонты: 1 — гумусово-монтмориллонитовый; 2 — динамометаморфический, слитный гумусово-монтмориллонитовый; 3 — метаморфический монтмориллонитовый карбонатный. Почвообразующая порода: 4 — монтмориллонитовая карбонатная. Состав илистой фракции: 5 — монтмориллонитовый

1) низкое содержание гумуса (0,5—3,0%) на всем протяжении профиля (до глубины 100—180 см), слабое его убывание вниз; преобладание в составе гумуса в верхней части профиля гуминовых кислот, а по всему профилю — гуминов;

2) тяжелый механический состав при содержании илистых частиц не менее 40% (обычно содержание ила составляет 60—70%), с преобладанием в составе ила минералов монтморил-

лонит-нонтронитовой группы. Отношение $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ в илстой фракции 3,5—4,5 при высоком содержании магния.

Максимальное оглинивание почв приурочено к гумусово-динамо-метаморфическому горизонту (глубина 30—100 см);

3) щелочная реакция ($\text{pH}=7,5\text{—}8,0$ и более) на протяжении большей части профиля;

4) высокая емкость поглощения (40—60 мг. экв на 100 г); преобладание в составе поглощенных оснований кальция при значительном количестве магния;

5) в случае наличия карбонатов максимальное их количество приурочено к нижней части профиля (глубина 100 см и более);

6) в солонцеватых слитоземах обычно наличие щелочности от бикарбонатов щелочей и наличие поглощенного натрия.

Почвы семейства слитоземов. Семейство объединяет большую группу почв, представленных в тропических, субтропических и умеренно теплых поясах Земли. В это семейство входят как первичные субаэральные почвы, так и периодически субаквальные, а также группа вторичных субаэральных почв, прошедших супераквальную стадию, но в настоящее время находящихся в субаэральном режиме (табл. 12).

Т а б л и ц а 12

Почвы семейства слитоземов

Географические пояса	Ряд почвообразования		
	субаэральный	субаэральный вторичный (палеогидроморфный)	супераквальный
Тропический	тропические слитоземы на остаточной монтмориллоновой коре выветривания основных пород (типичные черные слитые тропические почвы)	тропические слитоземы с реликтовым обызвесткованием, загипсованностью, окремнением	тропические гидроморфные темносерые, серые и оливковые слитоземы, часто солонцеватые и солончаковатые
Субтропический	—	субтропические слитоземы (смолиницы, тирсы) с реликтовым обызвесткованием, загипсованностью, солонцеватостью, осолодением	субтропические гидроморфные слитоземы (оглеенные смолиницы, оглеенные тирсы и др.).
Умеренный	—	—	слитые луговые почвы пойм и лиманов

Большинство тропических слитоземов, несмотря на низкое содержание гумуса, тяжелый механический состав и склонность к образованию трещин, — наиболее плодородные почвы тропиков. Они содержат достаточное количество оснований, фосфора; многие богаты марганцем. Однако малое количество органических веществ обуславливает их бедность азотом, поэтому они отзывчивы на внесение азотных удобрений.

Черные почвы используются в земледелии в большей степени, чем остальные почвы тропиков. На них хорошо удаются посевы пшеницы, ячменя и других злаков, но особенно хлопчатника.

Субтропические слитоземы (смолицы, тирсы, адоб и др.) также широко используются в сельском хозяйстве. Они содержат несколько больше гумуса и азота, чем тропические слитоземы.

Количество поступающих в почвы органических остатков в обоих случаях почти одинаково. По-видимому, в тропических слитоземах минерализация органического вещества идет быстрее, чем в субтропических.

СЕМЕЙСТВО КАЛЬЦИЙ-ГУМУСОВЫХ СТЕПНЫХ ПОЧВ

Условия образования и генетические особенности

Для образования кальций-гумусовых степных почв необходимо сочетание следующих условий:

ежегодное поступление в верхние горизонты почвы и на ее поверхность богатой зольными элементами большой массы органических остатков, поставляемых преимущественно травянистой растительностью;

богатство материнской породы основаниями, в частности кальцием, в форме первичных или вторичных минералов;

климатические условия, в которых периоды хорошего увлажнения почвы сменяются периодом ее иссушения, что исключает быструю минерализацию органических остатков и способствует их накоплению в форме гумусовых веществ;

наличие в годовом цикле периодов сильного охлаждения или замораживания почв, что ослабляет интенсивность процессов внутрипочвенного выветривания и оглинивания профиля (свойственного, например, кальций-гумусовым оглиненным почвам и слитоземам).

Наиболее благоприятное соотношение указанных условий складывается в областях распространения луговых разнотравно-злаковых и злаковых степей. Здесь коэффициент увлажнения колеблется в течение года от 0,6 до 0,3 с наиболее низкими значениями в летний период. Подобные условия складываются в умеренно континентальных и континентальных областях бореального и суббореального поясов Евразии и Северной Америки, а также в областях распространения горных и высокогорных степей в

широком диапазоне географических широт (от умеренного пояса до тропиков).

Степная растительность поставляет в почву много органических веществ. Большинство растений отмирает в степи целиком или большей своей частью: у однолетников отмирают надземные и подземные органы, а у многолетников — вся надземная часть и значительная доля (около $\frac{1}{3}$) корневой системы. Общее количество растительных остатков варьирует в зависимости от типа степей. Особенно много попадает в почву органических остатков в луговых степях с густым и высоким травостоем. В направлении на юг, по мере изменения облика степи, от ковыльно-разнотравной к разнотравно-ковыльной и ковыльно-типчаковой, количество растительных остатков уменьшается (табл. 13).

Таблица 13

Поступление органических остатков и зольных элементов в почвы степей (по Родину и Базилевич, 1965)

Тип степи	Органические остатки, ц/га			Азот, кг/га	Зольные элементы, кг/га		
	всего	надземных	подземных		всего	организо- генов*	биогалогенов**
Луговая	137	80	57	161	521	266	2
Умеренно засушливая . .	112	45	68	122	361	121	4
Сухая	41	15	27	45	116	47	5

* Ca+K+P+S.

** Na+Cl+изб. S.

Состав органических остатков степной растительности как в органической, так и в минеральной частях отличен от состава опада широколиственных и особенно хвойных лесов. В органических остатках степной растительности меньше восков, смол и дубильных веществ, чем в лесном опаде, и больше азотистых соединений, что облегчает и ускоряет в степях процессы гумификации. Степная растительность имеет высокую зольность, а в золе наряду с кремнеземом содержится много калия, кальция, фосфора и серы. В сумме ежегодное поступление этих элементов с органическими остатками очень велико (см. табл. 13).

Вся верхняя толща почв в степи переплетена корнями, энергично всасывающими почвенные растворы. Масса корней — это своеобразный биологический экран, через который не могут уйти из сферы почвообразования многие необходимые растениям элементы зольного питания. Эти элементы обращаются в биологическом кругообороте веществ и сохраняются в верхних горизонтах почв. Плотность растительного покрова, густота корневой систе-

мы и высокая зольность растений обуславливают весьма заметное биологическое накопление ряда элементов в верхних горизонтах почв.

В период бурной вегетации степная растительность поглощает из верхних горизонтов почв много влаги, что, как показали наблюдения Е. А. Афанасьевой (1966), способствует поступлению пленочной влаги из нижних горизонтов в верхние и возвращению вместе с ней ряда выщелачиваемых во влажный период из верхних горизонтов элементов.

Таким образом, степная растительность обогащает почву не только органическими веществами, но и способствует сохранению ряда минеральных веществ.

Высокая зольность растительных остатков и богатство золы основаниями — одна из главных причин сохранения нейтральной реакции в верхних горизонтах кальций-гумусовых почв. Это, в свою очередь, способствует развитию обильной и преимущественно бактериальной микрофлоры, определяющей в значительной мере характер превращений органических остатков при гумификации. Нейтральная среда, хорошая аэрация благоприятствуют развитию обильной флоры азотфиксирующих микроорганизмов (и, в частности, азотобактера), обогащающих почву азотом. Кальций-гумусовые степные почвы образуются лишь в континентальном климате с выраженным периодом летнего иссушения почв. Запас влаги в это время в верхних горизонтах (50—60 см) понижается до влажности разрыва капилляров или влажности завядания (Большаков, 1961).

Несмотря на то что максимум годовых осадков в зоне степей приходится на летний период, максимум сухости почв наблюдается также летом. Это обусловлено: во-первых, высокими температурами летнего периода (средние температуры июля составляют здесь 20—23°) и испарением значительной доли летних осадков; во-вторых, крайне неравномерным выпадением осадков в течение лета, несмотря на летний максимум их. Между отдельными ливневыми дождями устанавливаются более или менее длительные периоды засухи. В первую половину лета, когда растения бурно вегетируют, часть проникающих в почву осадков расходуется на транспирацию. Таким образом, большую часть лета почвы сухи. В результате ослабляется микробиологическая деятельность. Для развития микроорганизмов нужны одновременно два условия: тепло и влага. Здесь влаги не хватает.

Весенний и осенний максимумы активной микробиологической деятельности прерываются длительным летним периодом относительного покоя и зимним, когда почвы находятся в мерзлом состоянии и покрыты снегом. Это задерживает процессы минерализации. Значительная доля органических соединений консервируется и накапливается в форме гумусовых веществ. Причем, как особый состав микрофлоры (преимущественно бактериальный), так и условия гумификации (нейтральная среда, богатство

растительного опада кальцием, периодическое высушивание) приводят к образованию главным образом группы гуминовых кислот. Отношение гуминовых кислот к фульвокислотам колеблется от 1,5 до 2,0.

Гуминовые кислоты в черноземах — типичном представителе кальций-гумусовых почв — также имеют особый характер. Исследования М. М. Кононовой (1963) показали, что они более сложные, чем гуминовые кислоты других почв, малорастворимы, легко коагулируют и с большим трудом переходят в раствор. Именно эти их свойства и являются одной из причин интенсивного гумусонакопления. Главную фракцию гумуса образуют гуматы кальция. Фульвокислоты присутствуют в меньшем количестве и лишь в связанной с гуминовыми кислотами форме. Свободных, агрессивных фульвокислот в рассматриваемых почвах нет.

Хорошей коагуляции гумусовых веществ способствует обилие оснований, в частности кальция, в разлагающихся остатках и в самой толще почвы.

В итоге, обилие органических остатков, преобладание в составе гумуса группы малоподвижных гуминовых кислот и замедленная минерализация гумусовых веществ приводят к значительному накоплению гумуса. Почва интенсивно прокрашивается гумусом на глубину 50—100 см, а иногда и более. Падение содержания гумуса с глубиной происходит постепенно.

Ежегодное обилие органических остатков и их разложение и минерализация обуславливают значительное накопление в верхней части профиля почв не только органических, но и минеральных коллоидов.

По данным Р. Х. Айдиняна (1954) для черноземов Каменной степи, в процессе разложения корневых систем лугово-степной растительности идет образование вторичных коллоидальных синтетических глин с отношением $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, равным 2,9—3,0.

Термические и рентгеноструктурные анализы показали, что в составе коллоидной фракции содержится 50—70% иллита, остальные 50—30% — это смешанно-слоистые минералы иллит-монтмориллонитового состава.

Большое количество органических коллоидов обуславливает большую емкость поглощения почв (особенно в верхних богатых гумусом горизонтах, где она составляет 30—60 мг·экв на 100 г почвы). Почвенный поглощающий комплекс насыщен на 75—80% кальцием, остальные 20—25% — поглощенный магний. Насыщенность почв двухвалентными катионами способствует устойчивости коллоидов: они находятся в прочнокоагулированном состоянии, передвижения по профилю органических или минеральных коллоидов не наблюдается. Максимальное содержание ила обнаруживается в верхнем, гумусовом горизонте.

Обилие органических коллоидов и прочная их коагуляция обуславливают образование зернистой или комковато-зернистой водопрочной структуры. Этому способствует также и обильная

корневая система травянистых растений, густо пронизывающая верхние горизонты почвы. Корни трав, проникая в почву, разделяют ее на многочисленные мелкие комочки. При разложении отмерших корней вновь образующиеся гумусовые вещества склеивают почвенные частички между собой. В результате весь гумусовый, наиболее корнеобитаемый слой оказывается разделенным на зернистые, водоустойчивые агрегаты, которые состоят из более мелких микроагрегатов первого, второго и третьего порядка.

Хорошее структурное состояние почв создает весьма благоприятные для жизни растений водный и воздушный режимы почвы: внутри почвенных агрегатов в капиллярных промежутках между частицами может удерживаться капиллярноподвешенная влага, в то время как пространства между комками заполнены воздухом.

Нераспаханные степные почвы обильно заселены разнообразной почвенной фауной (черви, личинки хрущей, долгоносиков и других насекомых). Типичная для черноземов мелкозернистая структура — результат не только воздействия на почву корней травянистых растений и клеящей способности гуминовых кислот, но и жизнедеятельности мелких почвенных животных, особенно червей.

Верхние горизонты почв, кроме того, разрыхляются и перемешиваются мелкими землероями, различными видами полевок и особенно слепушонком. Многочисленные старые, засыпанные землей норы — «кротовины» — очень характерны для профиля некоторых черноземных почв. Землерои рыхлят почвы, делают их более воздухо- и водопроницаемыми, увеличивают глубину проникновения гумуса. Вместе с выбросами при постройке нор приносят ряд минеральных веществ из глубоких горизонтов в верхнюю часть профиля или на поверхность почв.

Как уже говорилось, кальций-гумусовые степные почвы существуют в условиях непромывного водного режима. Лишь изредка, в самые влажные годы наблюдается промачивание некоторых степных почв до уровня грунтовых вод (10—15 м и более). Обычная глубина промачивания лежит в пределах 2,5—3 м.

Значительная часть подвижных продуктов выветривания и почвообразования участвует в биологическом круговороте веществ. Скорость круговорота и непромывной водный режим почв не позволяют многим элементам уйти из его сферы. В результате этого накапливается значительное количество биогенных элементов в верхнем горизонте почв: фосфора, серы, калия, азота.

Образующаяся при разложении органических остатков углекислота частично соединяется с кальцием, освобождающимися при минерализации растительных остатков, давая бикарбонат кальция. Часть углекислоты растворяется в почвенной влаге, способствуя переводу содержащихся в почвообразующей породе нерастворимых карбонатов кальция в более растворимые бикарбонаты по схеме: $\text{CaCO}_3 + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} = \text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$.

Бикарбонат кальция во влажное время года перемещается с почвенными растворами из верхней части профиля вниз и выпадает на некоторой глубине в осадок, по мере испарения растворов и уменьшения парциального давления CO_2 в почвенном воздухе переходя снова в карбонат. Есть основание считать, что этот переход бикарбоната кальция в карбонат представляет микробиологический процесс и осуществляется особыми бактериями, которые получают благодаря этому необходимую для жизненных процессов энергию.

Большое значение в распределении углекислого кальция в профиле степных почв имеют сезонная динамика углекислоты и связанная с ней миграция углекислого кальция.

По данным исследований Е. А. Афанасьевой (1966), в черноземах под разнотравно-злаковой степью самые низкие концентрации CO_2 в почвенном воздухе наблюдаются весной во время снеготаяния и составляют 0,4—0,5% от объема воздуха. При такой концентрации углекислоты каждые 100 л воды, прошедшие через карбонатный горизонт, могут растворить и вынести из почвы 15 г $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$. Летом концентрация углекислоты в почвенном воздухе благодаря дыханию корней и микроорганизмов повышается до 1,2—1,3% объема почвенного воздуха. Благодаря иссушению верхних горизонтов при испарении и транспирации влаги возникают, как уже говорилось, восходящие токи почвенной влаги. Причем при летних концентрациях углекислоты (более высоких, чем весенние) на каждые 100 л влаги могут быть перенесены вверх 22—23 г $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$, т. е. на $\frac{1}{3}$ больше, чем с нисходящим током.

При больших урожаях трав концентрация углекислоты в почвенном воздухе летом повышается до 1,5—2%. Это еще более усиливает растворение, а следовательно, и обратный перенос бикарбоната кальция. Нисходящий ток влаги весной и осенью может в 2 раза превышать восходящий летний ток, без выноса $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ за пределы профиля.

Сезонные миграции карбонатов в черноземах вызывают смещение верхней границы карбонатного горизонта по сезонам года. По данным Е. А. Афанасьевой (1966), размах сезонных годовичных перемещений этой границы в выщелоченных черноземах составляет 27 см, а в типичных — 13 см. Однако при непромывном режиме, господствующем в степных почвах, сезонные миграции карбонатов, связанные с режимом углекислоты, обуславливают в целом устойчивое положение карбонатного горизонта под гумусовым. Иллювиально-карбонатный горизонт — это второй характерный горизонт профиля кальций-гумусовых степных почв.

Формы выделения карбонатов весьма разнообразны. Часто это яркая белоглазка, или расплывчатые желтоватые пятна, или примазки извести. Наиболее свежие молодые формы карбонатов кальция, образующиеся в результате сезонной миграции углекислых солей, — это карбонатная плесень или псевдомицелий.

Обилие карбонатов в степных почвах обычно связывают с карбонатностью самих материнских пород. Ряд исследователей (Л. С. Берг, С. С. Неуструев, Б. Б. Полюнов) справедливо считает, что карбонатность материнских пород является не первопричиной, а следствием степного почвообразовательного процесса. Это подтверждается многими фактами. Например, на выходах гранитов и их бескарбонатном элювии, по мере течения почвообразовательного процесса в условиях степного климата, и под степной растительностью, дающей при разложении большое количество углекислоты, формируется в почвах карбонатный горизонт. Вся толща рыхлых наносов при этом обызвестковывается. Формирование карбонатного горизонта наблюдается также в степных почвах, образующихся на каолинистых, лишенных карбонатов, древних корях выветривания.

В других случаях накопление карбонатов в материнской породе и даже в почвенной толще может не целиком быть связано с современным процессу почвообразования. Оно может быть связано с более древними циклами накопления и перераспределения карбонатов кальция, в частности, если черноземы образуются на продуктах выветривания известняков. Но даже и не в подобных исключительных условиях можно предполагать первоначальное накопление карбонатов в толще породы. Так, исследования Е. А. Афанасьевой в Стрелецкой степи показали, что часть карбонатов в черноземах этой территории накопилась в предшествующую луговую стадию их развития за счет подтока и испарения жестких грунтовых вод.

До настоящего времени не принимаются во внимание карбонаты и бикарбонаты кальция, поступающие на поверхность почвы с атмосферными осадками и пылевыми массами. Между тем среди растворенных минеральных веществ, содержащихся в дождевых и снеговых осадках в среднем в количестве 30 мг/л, половину составляет двууглекислый кальций. В условиях непромывного режима он может составлять заметную долю карбонатов кальция в почвах. В зоне степей ежегодное поступление минеральных солей с атмосферными осадками составляет 60—100 кг/га в год. Следовательно, поступление углекислых солей кальция из воздуха в количестве 30—50 кг/га в год может с течением времени способствовать образованию в толще почв значительной аккумуляции карбонатов. По данным Е. А. Афанасьевой (1966), в слабывыщелоченных черноземах луговой степи количество карбонатов кальция в толще почвы мощностью 200 см на площади 1 дм² составляет около 500—700 г (CaCO₃), или 500—700 т/га. Для накопления такого количества карбонатов при ежегодном поступлении с осадками 50 кг/га CaCO₃ необходимо 10—12 тыс. лет. Если учесть, что кроме растворенных солей на поверхность почвы поступают и твердые частицы, содержащие CaCO₃ и другие соли, то этот срок должен быть значительно меньше.

В случае формирования почв на бескарбонатных и не имею-

щих первичных кальцийсодержащих минералов почвообразующих породах (например, степных почв на каолиновых корах выветривания) накопление карбонатного горизонта не может быть объяснено, если не принять во внимание принос углекислого кальция и твердых кальцийсодержащих минералов с атмосферными осадками и пылью.

В степных почвах с непромывным водным режимом все легко-растворимые соли (растворимость которых не зависит от парциального давления, углекислоты почвенного воздуха), не вошедшие в биологический круговорот, опускаются к нижней границе промачивания почв в наиболее влажные годы. Они образуют на этой глубине соленосный горизонт, содержащий гипс, а в областях распространения соленосных почвообразующих пород накапливаются хлориды и сульфаты натрия и магния.

Почвы семейства кальций-гумусовых степных. В семейство входит ряд почвенных типов: черноземы, каштановые, черноземовидные и каштановидные почвы горных и высокогорных степей. Наиболее хорошо изучены и имеют большое сельскохозяйственное значение черноземы и каштановые почвы. Они занимают в умеренном поясе северного полушария значительные пространства во внутренних континентальных областях Евразии и Северной Америки, образуя две хорошо выраженные почвенные зоны. Черноземы располагаются на лучше увлажняемых территориях луговых и разнотравно-злаковых степей, каштановые почвы — в более сухих внутренних частях континентов, в зоне сухих степей (рис. 28). Обе зоны имеют форму открытых к югу полудуг. Во внутренних частях континентов направление зон близко к широтному. С приближением к приокеаническим областям границы зон смещаются к югу, а их общее направление меняется с широтного на меридиональное. Особенно отчетливо выражены меридиональные отрезки черноземной и каштановой зон на равнинах Северной Америки и в Северо-Восточном Китае.

В южном полушарии черноземы отсутствуют, а каштановые почвы есть лишь в крайней, южной части Патагонии.

Черноземовидные и каштановидные горные почвы, также как и горные черноземы и каштановые почвы, широко распространены в горных областях Средней и Центральной Азии.

Морфологический профиль черноземов, их химические и физико-химические черты. Генетический профиль представлен следующими горизонтами: A_{hCa} , $A_{h/Ca}B$, B_{CaCO_3} , C_{CaCO_3} .

Если почва развивается в условиях девственной степи (что сейчас встречается крайне редко), то на поверхности ее имеется небольшой горизонт A_0 — степного войлока (2—3 см). Ниже располагается A_{hCa} — гумусово-аккумулятивный горизонт, его мощность около 45—50 см; темно-серый, часто почти черный, с хорошо выраженной зернистой структурой, рыхлый, пронизан корнями и ходами червей. Гумусовая окраска с глубиной ослабляется постепенно.

Переходный горизонт $A_{hf} C_a B$ располагается на глубине 50—75 см, здесь сквозь темную гумусовую окраску проступает местами цвет нижележащего горизонта. Окраска переходного горизонта обычно темно-бурая или черно-бурая, местами неравномерная из-за проникающих сверху гумусовых языков и заклинков.

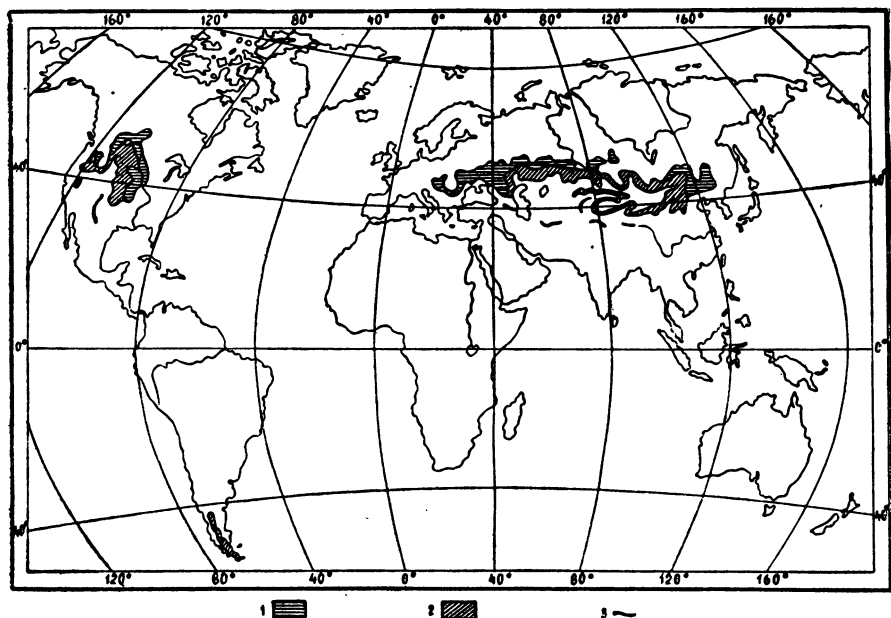


Рис. 28. Ареалы кальций-гумусовых степных почв:

1 — черноземов; 2 — каштановых; 3 — черноземовидных и каштановидных степных почв горных и высокогорных степей

В некоторых черноземах в нижней части этого горизонта имеются новообразования карбонатов в форме псевдомицелия. Структура комковатая, несколько уплотненная по сравнению с верхним горизонтом.

B_{CaCO_3} — иллювиальный карбонатный горизонт, располагается на глубине 70—100 см в типичных черноземах. Он плотнее вышележащих, ореховой или призматической структуры; сцементирован карбонатами кальция, пропитывающими всю почвенную массу, выделяющимися в виде белоглазки, червороин, пленок по граням структурных отдельностей.

C_{CaCO_3} — горизонт, относимый обычно к почвообразующей породе, но представляющий, по существу, горизонт, переходный к породе (BC), начинается с глубины 100—120 см. В нем сохраняются признаки почвообразования в виде кротовин, ходов корней, новообразований карбонатов, а на гипсоносных породах — и гипса. Менее плотен, чем предыдущий, менее четкая структура. На глубине 2,5—3,5 м он сменяется почвообразующей породой.

Мощности отдельных горизонтов, глубина залегания карбонатов, характер границ между горизонтами сильно варьируют в группе почв, объединяемых в тип черноземов. Так, содержание гумуса варьирует от 12 до 3%, глубина залегания карбонатов от поверхности (в карбонатных черноземах) до 100—120 см в выщелоченных черноземах. Мощность гумусового горизонта также изменяется от 30 до 120—150 см.

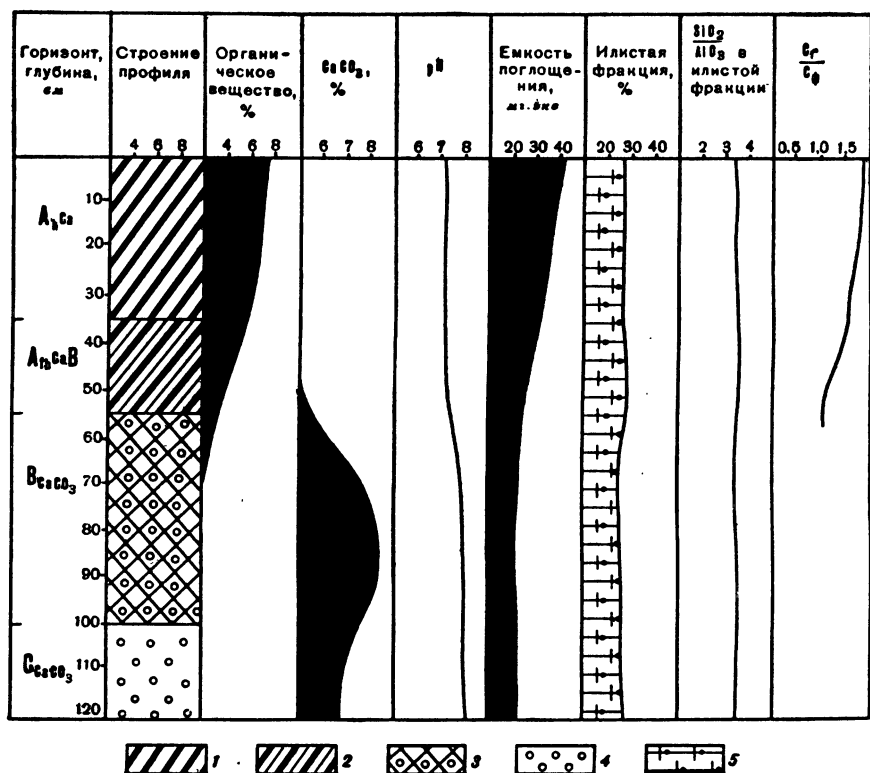


Рис. 29. Профиль чернозема.

Генетические горизонты: 1 — гумусово-аккумулятивный, гуматно-кальциевый; 2 — переходный горизонт; 3 — иллювиально-карбонатный. Почвообразующая порода; 4 — силлиситно-карбонатная. Состав илистой фракции: 5 — иллит-монтмориллонитовый

Однако сохранение единообразной структуры профиля, выражающейся в одном и том же наборе генетических горизонтов, позволяет объединять их в одну классификационную группу, разделяя лишь на подтипы внутри одного типа. Возможно, что некоторые подтипы черноземов могли бы быть выделены как самостоятельные типы в пределах единого семейства кальций-гумусовых почв. Некоторые подтипы черноземов, например оподзоленные черноземы, нами объединены с другим семейством — элювиземно-кальций-гумусовых почв (рис. 29).

Химические и физико-химические черты. 1. В черноземах наблюдается значительное накопление гумуса. Падение содержания гумуса по профилю происходит постепенно. В его составе преобладают гуминовые кислоты. C_T/C_F больше 1.

2. Накопление гумуса протекает в условиях нейтральной среды, о чем говорят значения pH , близкие к 7,0. В нижнем горизонте почвы (горизонт B_{CaCO_3}) реакция щелочная.

3. Почвы имеют большую емкость поглощения и полностью насыщены основаниями, с преобладанием в составе поглощенных оснований кальция.

4. В горизонте B_{CaCO_3} накапливаются карбонаты кальция в количестве большем, чем в почвообразующей породе.

5. Распределение по профилю илстой фракции, равномерное перемещение ила не наблюдается. Высокое отношение SiO_2/Al_2O_3 в илстой фракции указывает на сialлитный характер почв.

6. В черноземах верхней части профиля обнаруживается отчетливое накопление по сравнению с материнской породой K_2O , P_2O_5 , SO_3 и азота, что подтверждает процесс активной биологической аккумуляции этих элементов.

Черноземы принадлежат к одним из самых плодородных почв мира. Хорошие физические свойства, водопропускная структура, воздухо- и водопроницаемость, большая водоудерживающая способность, значительные запасы азота, фосфора, калия в совокупности обуславливают высокое природное плодородие этих почв. Однако при длительном их сельскохозяйственном использовании необходимо пополнение элементов, ежегодно отчуждаемых с урожаями, также как необходимы меры по предотвращению разрушения структуры и развития водной и ветровой эрозии почв.

Условия образования каштановых почв и отличия их от черноземов

К рассматриваемому семейству кальций-гумусовых почв относятся и каштановые почвы сухих степей.

Соотношение процессов поступления органических остатков, их гумификация и минерализация складываются в каштановых почвах таким образом, что гумуса накапливается меньше, чем в типичных среднегумусовых черноземах (3,0—4,5%), а мощность гумусового горизонта не превышает 35—40 см. Изменяется по сравнению с черноземами и состав гумусовых веществ и уменьшается относительное содержание гуминовых кислот. Поэтому почвы сухих степей имеют не черный, а коричневый или каштановый цвет.

Каштановые почвы развиваются в условиях постоянно-непромывного режима. Вынос легкорастворимых продуктов выветривания и почвообразования происходит здесь на меньшую глубину, чем в черноземах.

Карбонатный горизонт располагается ближе к поверхности,

чем в черноземах, и начинается обычно с глубины 30—40 см. Накопления карбонатов могут быть весьма обильными; эти горизонты отличаются большой плотностью. Ниже карбонатного горизонта наблюдаются скопления более легкорастворимого и поэтому глубже вымываемого гипса. Гипсовый горизонт начинается обычно с глубины примерно 100 см.

Не все каштановые почвы гипсоносны; в случае развития на породах негипсоносных или легкопромываемых — легких по механическому составу — гипсовый горизонт может отсутствовать.

Глубокие горизонты каштановых почв (на глубине 150—200 см), как и материнские породы, часто содержат некоторое количество еще более легко растворимых, чем гипс, солей (хлористый и сернокислый натрий). Особенно это характерно для материнских пород морского происхождения. Присутствие легко растворимых солей в глубоких горизонтах почвы и в материнских породах накладывает определенный отпечаток на процессы почвообразования в сухих степях, обуславливая черты солонцеватости многих каштановых почв.

Морфологический профиль каштановых почв (A_{fhCa} , A_{hfCa} , V_{CaCO_3} , V_{CaSO_4} , C_{CaCO_3} , $CaSO_4$).

A_{fhCa} гумусово-аккумулятивный горизонт, мощность 25—40 см, темно-каштановый, структура от мелко- до среднекомковатой; в условиях целины густо переплетен корнями растений.

A_{hfCa} , V_{CaCO_3} — переходный горизонт, мощность 15—20 см, более светлой и часто более яркой коричневой окраски, плотнее предыдущего, структура крупнокомковатая.

V_{CaCO_3} — карбонатный горизонт, начинается непосредственно у границы распространения гумуса, с глубины 40—45 см, и распространяется до глубины 80—90 см. В зависимости от характера материнских пород различно окрашен, чаще всего в желто-бурый или желтый цвет, с ярко-белыми или желтовато-белыми крупными пятнами и примазками извести. Горизонт плотен, имеет хорошо выраженную ореховато-призматическую структуру; часто встречаются кротовины. На глубине около 100 см плотность горизонта уменьшается, новообразований карбонатов меньше.

V_{CaSO_4} — иллювиальный гипсовый горизонт — с глубины 100—110 см, значительно рыхлее предыдущего и несколько влажнее, так как гипс обладает большей гигроскопичностью, чем углекислый кальций. Новообразования гипса могут быть весьма разнообразны по форме. Иногда это ярко-белые тонкие прожилки, иногда — мелкокристаллические мягкие стяжения или более плотные крупнокристаллические друзы.

Химические анализы типичной темно-каштановой почвы показывают, что содержание гумуса в горизонте A_{fh} составляет 4,0—3,0; отчетливо выделяются карбонатный и гипсовый горизонты (рис. 30).

Каштановые почвы обладают довольно высокой степенью

естественного плодородия. Они могут использоваться без полива под различные сельскохозяйственные культуры, в годы с обильными осадками дают высокие урожаи. Но количество осадков в зоне сухих степей подвержено большим колебаниям от года к году, и в целом сельскохозяйственные культуры здесь страдают от недостатка влаги. Поэтому освоение каштановых почв обычно сопровождается мероприятиями по сохранению и повышению

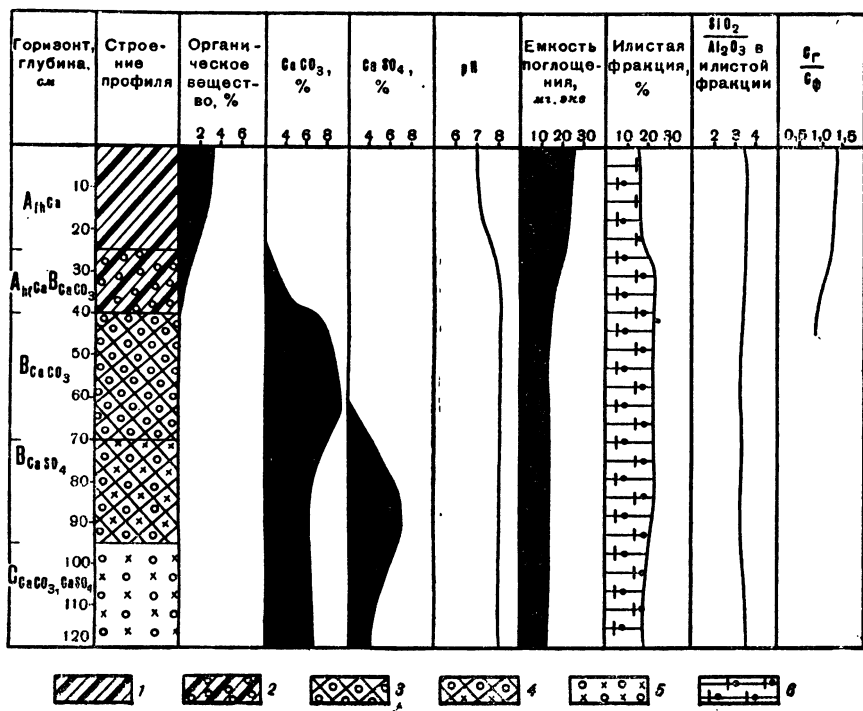


Рис. 30. Профиль каштановой почвы.

Генетические горизонты: 1 — гумусово-аккумулятивный фульватно-гуматно-кальциевый; 2 — переходный; 3 — иллювиальный карбонатный; 4 — иллювиальный гипсовый. Почвообразующая порода: 5 — силлитно-карбонатная, гипсоносная. Состав илстой фракции: 6 — иллит-монтмориллонитовый

запасов влаги на полях. Это осенняя пахота и ранневесенняя зяблевая вспашка или лущение посевов в целях увеличения водопроницаемости почв и уменьшения ее испаряющей способности, зимние мероприятия по снегозадержанию, а также полесозащитное лесоразведение. Местами каштановые почвы орошаются, что резко увеличивает урожайность культур.

ГЛАВА VII

СУБАЭРАЛЬНЫЕ ФУЛЬВАТНО-КАРБОНАТНЫЕ ПОЧВЫ

Субаэральные фульватно-карбонатные почвы принадлежат одной генерации и включают два семейства: 1) фульватно-ксеро-карбонатные; 2) карбонатно-гипсовые ксеро-солонцовые.

СЕМЕЙСТВО СУБАЭРАЛЬНЫХ ФУЛЬВАТНО-КСЕРО-КАРБОНАТНЫХ ПОЧВ

Условия образования и генетические особенности

Фульватно-ксеро-карбонатные почвы широко распространены в сухих и пустынных степях умеренных, субтропических и тропических поясов (рис. 31). Здесь при общей сухости климата короткие периоды увлажнения почв и активизации почвенных процессов. В субтропических поясах они приурочены к прохладному зимнему или ранневесеннему периоду, что при относительно пониженных температурах приводит к промачиванию почвенного профиля. В тропических поясах, с нерегулярным режимом увлажнения, максимум осадков приходится на летний период (их общее количество 150—400 мм). Коэффициенты увлажнения в течение года изменяются от 0,3—0,4 в наиболее влажные месяцы до 0,1—0,2 в сухие периоды, продолжающиеся 9—10 месяцев в году. В сухие периоды почвы иссушаются, биологические процессы ослабевают. Из нижних горизонтов в верхние подтягивается пленочная влага, с которой перемещаются и растворенные соли, в частности бикарбонат кальция.

Почвы этого семейства образуются в условиях хорошего дренажа, при глубоком залегании грунтовых вод.

Наиболее типичные фульватно-ксеро-карбонатные почвы образуются на эоловых лёссовидных отложениях и лёссах, обрамляющих области песчаных пустынь. Таковы лёссовые отложения, широко распространенные в предгорьях и подгорных равнинах Средней, Центральной и Восточной Азии, на подгорных плато у Скалистых гор в Северной Америке и у подножий Центральных и Южных Анд в Аргентине.

По механическому составу лёссы — пылеватые средние суглинки, содержащие в крупных и пылеватых фракциях значительное количество кварца и слабыветрелых полевых шпатов. Илистая фракция состоит преимущественно из гидрослюды и иллитов. Лёссы содержат значительное количество кальцита (10—20% CaCO_3), равномерно распределенного в толще наносов. Лёссы —

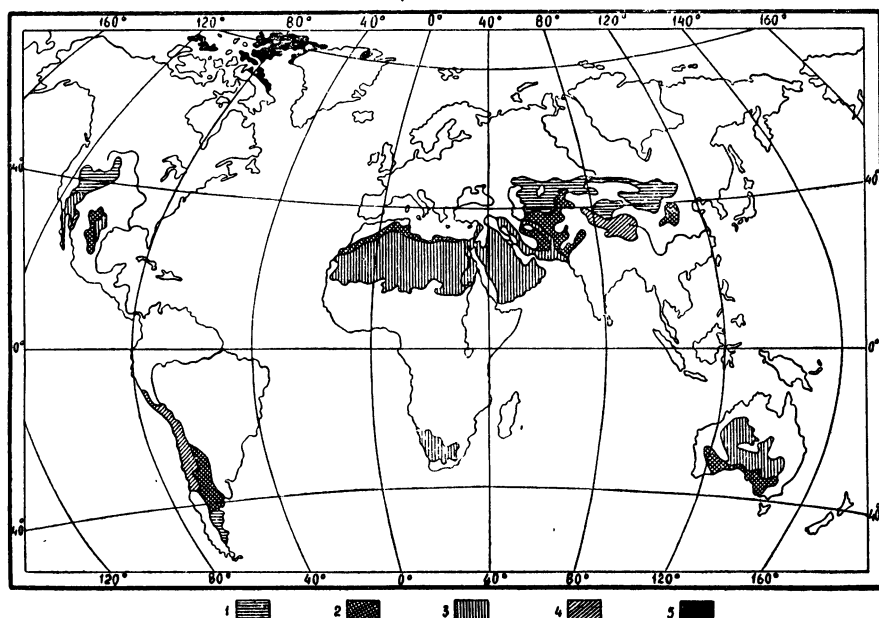


Рис. 31. Ареалы ксеро-карбонатных и ксеро-солонцовых почв:

1 — бурые, серо-бурые и красновато-бурые почвы полупустынь и пустынь; 2 — сероземы и серо-коричневые почвы субтропических полупустынь; 3 — примитивные почвы пустынь, солевые коры, пески; 4 — карбонатные и солончаковые почвы полярных пустынь

очень пористые, хорошо водо- и воздухопроницаемые, как правило, не засолены или содержат лишь небольшое количество гипса и легкорастворимых солей.

Фульватные ксеро-карбонатные почвы образуются не только на лёссах, но и на различных лёссовидных породах — облессованных элювиально-делювиальных, делювиальных, пролювиальных и древнеаллювиальных отложениях, верхние горизонты которых в настоящее время не подвергаются воздействию грунтовых вод. На равнинах Центральной Азии, в Патагонии ксеро-карбонатные почвы распространены на хрящевато-щебнистых отложениях легкого механического состава. Маломощные, щебневатые фульватно-ксеро-карбонатные почвы образуются также на выходах массивных изверженных и осадочных пород, в том числе на таких бедных кальцием породах, как граниты. Даже при малой мощ-

ности почвенного профиля почвообразование на этих породах сопровождается накоплением вторичных карбонатов кальция.

Наиболее типичный и хорошо изученный представитель семейства фульватно-ксеро-карбонатных почв — сероземы — почвы, широко распространенные в Передней, Средней и Центральной Азии под эфемерово-мятликово-полукустарничковыми пустынными степями.

Вследствие бурного развития во влажный период года эфемеров общее количество органических остатков, особенно корневых, довольно значительно и не уступает таковому в степных ассоциациях.

Основная масса зольных элементов, общее количество которых составляет 240—390 кг/га, также вносится с корневыми остатками (табл. 14).

Доля биогалогенов, поступающих в почву с растительными остатками, в этих ассоциациях невелика. В зимне-весенний период почвы промачиваются до глубины 100—150 см. Наиболее легкоподвижные продукты выветривания и почвообразования, а также соли, поступающие из атмосферы, вымываются из верхних горизонтов и накапливаются в нижней части профиля почвы на границе слоя максимального промачивания.

Во влажные периоды года, когда бурно развиваются эфемеры, оживляется деятельность микроорганизмов, в среде, богатой углекислотой, во влажной почве идут процессы гумификации органических остатков и внутрипочвенное выветривание. Кратковременность влажного периода весьма ограничивает процесс оглинения, проявляющийся здесь в некотором утяжелении механического состава почвы, но в значительно меньшей степени, чем, например, в серо-коричневых и коричневых почвах.

Таблица 14

Поступление органических остатков и золы в почвы эфемерово-злаково-кустарничковых пустынных степей за год (по Родину и Базилевич, 1965)

Растительная группировка	Органические остатки		Азот, кг/га	Зольные элементы, кг/га		
	всего, ц/га	корневых в % от общей массы		всего	органические (Ca+K+P+S)	биогалогены (Na+Cl+S)
Эфемеровые полыньники . .	100	77	92	290	124	28
Мятликовые полыньники . .	65	74	76	239	96	34
Мятликово-эфемеровые полыньники	103	86	108	389	164	29

Благодаря активности микроорганизмов во влажные и достаточно теплые периоды идет не только гумификация, но и минерализация органического веществ, поэтому содержание гумуса

здесь невелико и лежит в пределах 1,0—3,0%, хотя проникает он по профилю довольно глубоко, так как основной источник органических веществ — корни.

Быстрое течение процессов гумификации приводит к образованию преимущественно фульвокислот, и отношение C_T/C_F здесь обычно составляет 0,6—0,8. Очень велико относительное содержание группы гуминов, часто преобладающих над остальными фракциями.

Невысокое содержание гумуса и преобладание в его составе светлоокрашенных веществ обуславливают очень светлую окраску гумусовой части профиля. Светлый палево-серый цвет верхнего горизонта ксеро-карбонатных почв, как и глубже лежащих горизонтов, обязан, кроме того, высокому содержанию карбонатов кальция по всему профилю начиная с самой поверхности.

В почвах, сформированных на карбонатных наносах, значительная доля карбонатов унаследована от почвообразующей породы.

Малое количество осадков, высокая испаряемость, подтягивание в сухой период растворов к поверхности почвы — все это способствует сохранению карбонатов в гумусовом горизонте. Однако их максимум обнаруживается обычно на глубине 20—50 см, в иллювиальном карбонатном горизонте.

Если сравнить содержание карбонатов кальция во всей почвенной толще с содержанием в равном объеме почвообразующей породы, то обнаруживается, что в почвах имеется положительный баланс карбонатов кальция. Особенно это заметно в почвах, образовавшихся на массивных породах, не содержащих карбонатов кальция. Интересны данные И. Н. Антипова-Каратаева и И. Г. Цюрупы (1963) о накоплении и выносе элементов в профиле серозема, образовавшегося на элювии гранитов, в условиях, исключающих подток веществ со стороны, с грунтовыми или делювиальными водами. Привнос вещества может здесь идти лишь из атмосферы в виде пыли и солей атмосферных осадков.

Сопоставление содержания элементов в почве и породе показывает существенные различия в их валовом составе. По сравнению с породой почва обеднена калием, натрием и в некоторой степени кремнеземом. Почва существенно обогащена магнием и особенно кальцием (табл. 15).

Рентгеновский анализ илистой фракции показал присутствие иллита, монтмориллонита и смешаннослоистых минералов монтмориллонит-иллитовой группы. Последние два минерала содержат магний, с чем, по-видимому, и связано относительное накопление магния в почвенной толще по сравнению с исходным гранитом.

Однако наиболее яркий результат почвообразования на бескарбонатной массивной породе, содержащей всего лишь 1,7% CaO , — это очень сильное обызвесткование всей почвенной толщи, в которой среднее содержание CaO — 6—7%, а $CaCO_3$ — соответственно 13—16%. Причина столь сильного накопления карбоната

кальция в почвах связана, во-первых, с активной биологической мобилизацией кальция растительностью. Возврат элементов органогенов ($\text{Ca} + \text{K} + \text{P} + \text{S}$) измеряется 96—164 кг/га, из них 50—100 кг/га составляет кальций (см. табл. 14). Образующаяся при дыхании корней и освобождающаяся при минерализации

Таблица 15

Валовой химический состав темного серозема на граните из Южного Казахстана (по Антипову-Каратаеву и Цюрупе, 1963)

Глубина, см	Фракция < 0,002, мм	Потеря при прокаливании, %	Содержание окислов в % от прокаленной почвы								$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	
			SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O		
0—10	17,4	8,00	66,8	16,1	6,0	0,12	2,65*	2,46	1,40	2,15	6,9	
15—20	23,8	7,2	61,7	15,4	5,7	0,12	9,49*	2,74	2,02	1,62	6,8	
30—40	25,4	7,6	60,4	15,5	5,3	0,13	6,02*	2,41	2,60	1,66	6,6	
50—60	21,8	6,2	62,4	15,8	5,2	0,15	5,84*	2,56	2,58	1,64	6,7	
Порода гранит	нет	0,3	66,0	15,7	5,1	0,44	1,70	1,01	3,00	6,00	7,0	

* CaO—силикатный и карбонатный.

органических остатков углекислота связывает кальций в бикарбонат, часть которого во влажный период успевает переместиться из гумусового в гор. V_{CaCO_3} . Однако непродолжительность влажного периода и восходящее движение растворов в сухой период способствуют сохранению и накоплению карбонатов не только в иллювиальном, но и в гумусовом горизонте. Во-вторых, источник карбонатов кальция в фульво-ксеро-карбонатных почвах, как и во всех остальных почвах с непромывным режимом, — это поступление эолового твердого материала, содержащего CaCO_3 и $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$, растворенного в атмосферных осадках. При несколько повышенной минерализации атмосферных осадков (до 40—50 мг/л) количество $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$, поступающего из атмосферы (несмотря на небольшие осадки), может быть не меньше, чем количество кальция, участвующего в биологическом кругообороте, около 50—100 кг/га в год. При непромывном режиме и кратковременности периодов насыщения почвы углекислотой бикарбонат кальция лишь слабо перемещается по профилю, в результате вся почвенная толща подвергается субэкральному атмогенно-биогенному обызвесткованию.

Более легкорастворимые соли, поступающие из атмосферы и освобождающиеся при выветривании, не связанные с динамикой углекислоты, вымываются до глубины обычного промачивания почв (100—150 см), где можно встретить скопления гипса и более легкорастворимых солей — хлоридов и сульфатов натрия.

Почвы семейства фульватно-ксеро-карбонатных. Семейство объ-

единяет субэзральные почвы аридных областей, особенностью профиля которых является субэзральное обызвесткование при очень слабом гумусонакоплении и слабом вторичном глинообразовании. Внешний облик этих почв, их цвет, механический состав зависят от почвообразующей породы и от степени выраженности современных процессов дегидратации окислов железа. Цвет почв — палево-серый или розоватый, красноватые оттенки чаще встречаются в почвах тропических областей. Почвы пустынь и полупустынь в бореальных и суббореальных областях имеют буроватую или палево-серую окраску, если только они не развиваются на красноцветных почвообразующих породах. К рассматриваемому семейству принадлежат следующие типы почв:

1. Сероземы.

2. Бурые (несолонцеватые) пустынно-степные почвы (центральноазиатские и патагонские) полупустынь умеренных широт.

3. Бурые, серые и красные (красновато-бурые) карбонатные почвы пустынных степей и пустынных саванн субтропического и тропического поясов (brown, grey and red calicheous soils, sols bruns de steppe a croûte calcaire).

Морфологический профиль фульватно-ксеро-карбонатных почв и его химические черты (A_{fCaCO_3} , B_{CaCO_3} , $B_{CaSO_4, sol}$, $C_{CaCO_3, sol}$).

В сероземах, наиболее типичном представителе семейства, морфология профиля такова.

A_{fCaCO_3} — гумусово-карбонатный горизонт светло-серого цвета, мелкокомковатой структуры, рыхлого сложения. Карбонаты рассеяны в почвенной массе и не дают видимых новообразований. Мощность горизонта 10—20 см.

B_{CaCO_3} — иллювиальный карбонатный горизонт с видимыми новообразованиями извести в виде прожилок, червоточин и рыхлых округлых стяжений, располагается на глубине 20—80 см. Он обычно несколько более уплотнен, чем горизонт A_{fCaCO_3} , гумусовая окраска в нем совсем незаметна, хотя некоторое количество гумуса (около 0,5%) здесь все еще присутствует.

Оба эти горизонта часто испещрены обильными ходами почвенной фауны, особенно насекомых. Ходы муравьев и жуков, полости, оставшиеся на месте некогда заключенных в почвенную толщу личинок, часто сообщают профилю ноздреватость, ячеистость. Многочисленные капролиты (в форме коконов) образуют сплошь почвенную массу. Особенно резко деятельность почвенной фауны обнаруживается при образовании сероземов на лёссах или лёссовидных породах.

В более глубоких частях профиля, на глубине около 100 см и глубже, часто наблюдаются ($C_{CaCO_3, sol}$) прожилки и кристаллы гипса (B_{CaSO_4}), а на глубине около 150—200 м анализами обнаруживаются в большем или меньшем количестве и другие легкорастворимые соли — серноокислый и хлористый натрий.

Химический состав этих почв показан на рис. 32. В сероземах

обнаруживается слабое оглинение верхней части почвенной толщи по сравнению с породой, что выражается в повышенном содержании илистой фракции и полуторных окислов.

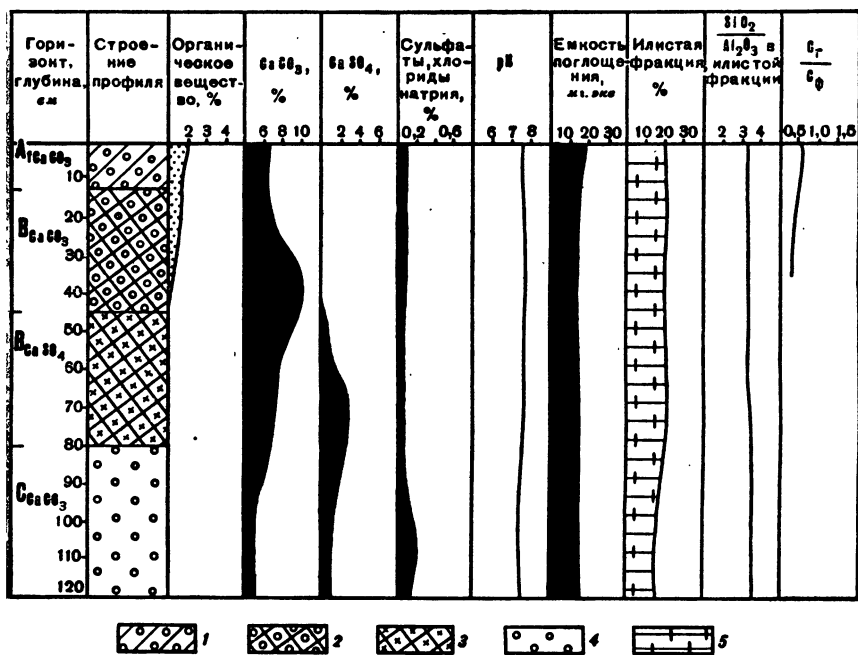


Рис. 32. Профиль серозема.

Генетические горизонты: 1 — гумусово-карбонатный фульватный; 2 — иллювиальный карбонатный; 3 — иллювиальный гипсовый. Почвообразующая порода: 4 — сиалитно-карбонатная. Состав иллитовой фракции: 5 — гидрослюдасто-монтмориллонит-иллитовый

Сероземы имеют щелочную реакцию и небольшую емкость поглощения, малогумусны; в составе поглощенных оснований преобладают кальций и магний. Эти почвы карбонатны с поверхности при максимуме содержания карбонатов на глубине от 20 до 80 см, что свидетельствует о некотором слабом выщелачивании извести из верхних горизонтов.

Типичные сероземы не засолены; до глубины 1,5—2 м они содержат малое количество воднорастворимых солей, и лишь на глубине 100—150 см появляется некоторое количество гипса и других солей.

По содержанию гумуса и карбонатов кальция сероземы делятся на несколько видов: северные (малокарбонатные), типичные и южные (многокарбонатные).

Сероземы широко распространены в СССР, в предгорьях и на подгорных равнинах Тянь-Шаня, Памиро-Алая, Копетдага. Они характерны для дренированных подгорных шлейфов и низко-

горий Передней Азии и Пакистана, внутренних, наиболее сухих областей Лёссового плато в Китае.

В Северной Америке они распространены в сухих предгорьях Скалистых гор; в Южной Америке — в сухих субтропических районах Аргентины, у подножий Анд, в провинции Гранчако.

Наиболее хорошо сероземы изучены в СССР. С. С. Неуструев положил начало их исследованию. Сероземам посвящена монография А. Н. Розанова (1951).

Сероземы — плодородные почвы, но пригодны для земледелия лишь при условии орошения. В Средней Азии на орошаемых массивах сероземов возделывают зерновые культуры и хлопчатник. Столь же успешно они используются под сады и виноградники.

Близки к сероземам по строению профиля и свойствам почвы мелкодерновинных злаково-луковичных пустынных степей Центральной Азии, объединяемые в настоящее время в один тип с бурыми пустынно-степными почвами. В отличие от типичных бурых пустынно-степных почв они не солонцеваты, не гипсоносны (или содержат лишь небольшое количество гипса в глубоких частях профиля), легкого механического состава. Карбонатный профиль сходен с профилем сероземов, но благодаря более легкому механическому составу с более глубоким залеганием максимума карбонатов. Подобные несолонцеватые карбонатные бурые пустынно-степные почвы легкого механического состава широко распространены в Южной Америке, в полупустынных степях Патагонии.

В песчаных пустынях Средней Азии и Прибалхашья исследованы древние, частично погребенные ксеро-карбонатные почвы легкого механического состава, с обызвесткованным и облессованным профилем, в которых карбонаты и тонкие частицы с глубиной исчезают по мере перехода в неизмененные почвообразованием пески (Гаель, 1968).

Профиль тропических ксеро-карбонатных почв также не имеет существенных отличий от профиля сероземов, за исключением свойственной большинству тропических почв красноватой окраски толщи, что связано с более высокой степенью дегидратации окислов железа в условиях жаркого тропического климата (рубификацией). Подобные рубифицированные ксеро-карбонатные почвы широко распространены на Аравийском полуострове, в Африке на южной окраине Сахары, полупустыни Калахари и в тропических полупустынях Австралии.

Большая часть тропических ксеро-карбонатных почв образуется не на лёссах, а на наносах смешанного состава, богатых первичными минералами продуктов выветривания массивных пород, с большей или меньшей примесью продуктов размыва и переотложения феррсиллитных и ферраллитных кор выветривания. Поэтому в илистой фракции этих почв иногда обнаруживаются наряду с монтмориллонитом и иллитом минералы каолинит-галлуазитовой группы. В них часто присутствует атапульгит.

Подобно остальным ксеро-карбонатным почвам полупустынь они карбонатны с поверхности, но максимум карбонатов находится на некоторой глубине. Карбонатный иллювиальный горизонт тропических и многих субтропических ксеро-карбонатных почв состоит из плотных карбонатных конкреций, образующих местами сплошные горизонты известковых хардпэнов.

Происхождение подобных плотных известковых горизонтов в ксеро-карбонатных почвах субтропиков и тропиков связывают с воздействием грунтовых или делювиальных вод.

Французские почвоведы, изучавшие ксеро-карбонатные почвы в Алжире, Тунисе, Марокко, объясняют генезис карбонатных кор (croûte calcaire) внутри почвенных профилей различными причинами.

Дюран (Durand, 1956), Рюеллан (Ruellan, 1968) считают, что большинство сцементированных известковых кор, широко распространенных в полупустынных почвах Алжира, Марокко и Туниса, — древние образования. Они связаны или с боковым подтоком делювиальных вод, обогащенных бикарбонатом кальция, или с воздействием жестких грунтовых вод, поднимающихся в пределы почвенного профиля по капиллярам. В последнем случае известковый горизонт свидетельствует о прежнем супераквальном режиме и в современных субаэральных почвах представляет собой реликтовое образование.

Наряду с почвами, имеющими массивные известковые горизонты, Дюран и Рюеллан выделяют почвы, в которых карбонатный горизонт рыхлый и представляет собой мучнистые новообразования углекислого кальция в форме белоглазки или мицелия. Формирование горизонтов подобного типа они связывают с обычным выщелачиванием карбонатов из верхней части профиля и формированием иллювиального карбонатного горизонта.

Почвы с массивными известковыми горизонтами широко распространены на древних морских террасах в Южной Австралии, где описаны Блэкбурном (Blackburn, 1968) и др.

СЕМЕЙСТВО СУБАЭРАЛЬНЫХ КАРБОНАТНО-ГИПСОВЫХ КСЕРО-СОЛОНЦОВЫХ ПОЧВ

Условия образования и генетические особенности

В полупустынях и пустынях умеренных, субтропических и тропических поясов Земли широко распространены почвы с резко дифференцированной верхней частью профиля по окраске, плотности, содержанию илстых частиц, с высокой карбонатностью и наличием в нижних горизонтах обильных скоплений гипса и часто легкорастворимых солей. Их образование связано прежде всего с почвообразующими породами, содержащими гипс и легкорастворимые соли.

Солевые аккумуляции в субаэральных почвах аридных областей имеют два источника: 1) соли, накопившиеся в предшествую-

щие геологические эпохи, в период формирования самих пород или древних, засоленных супераквальных почв; 2) соли, поступающие на поверхность почв с осадками и пылевыми массами.

Влияние древних солевых аккумуляций проявляется в областях распространения третичных и четвертичных морских отложений, а также древнеаллювиальных и пролювиальных отложений, формировавшихся в условиях интенсивной испарительной аккумуляции легкорастворимых солей. В условиях аридного климата подобные древние солевые сульфатные и хлоридно-сульфатные аккумулятивные коры выветривания сохраняются долгое время.

Малое количество осадков, в 10—15 раз меньшее возможной испаряемости, — основная причина сохранения древних солевых аккумуляций в сфере современного почвообразования. Даже в случае размыва и дефляции соленосных пород в новых аккумулятивных аллювиальных, делювиальных, пролювиальных или эоловых наносах аридных областей присутствуют гипс и легкорастворимые соли.

Поступление солей с атмосферными осадками и эоловой принос солей на поверхность субэразальных почв — это не только древний, но и современный процесс соленакопления в почвах аридных зон. Он облегчается широким распространением в геохимически подчиненных супераквальных ландшафтах, в бессточных котловинах на аллювиальных и низменных приморских равнинах солончаков, с солевыми выцветами и корочками солей на поверхности.

Широкое распространение современных солевых аккумуляций в супераквальных ландшафтах, незащищенность поверхности почв и активная ветровая дефляция отражаются на количестве и составе солей в атмосферных и твердых эоловых осадках.

По данным ряда исследователей (Дроздова и др., 1964; Колодзяжная, 1963; Матвеев и Башмакова, 1966), в аридных зонах СССР содержание солей в атмосферных осадках составляет 45—50 мг/л, а в ряде случаев 100—120 мг/л и даже 500 мг/л, в то время как в гумидных зонах — 10—20 мг/л.

Значительную долю в составе соле-пылевых масс занимают легко выдуваемые, образующие поверхности «пухлых» солончаков, — сульфаты натрия (мирабиллит, глауберит). По данным С. В. Бруевича и М. К. Гудковой, атмосферная пыль над Каспийским морем содержала наряду с силикатным материалом простые соли в соотношениях (процент от общей массы пыли): Na_2SO_4 — 40,7; MgSO_4 — 2,8; NaCl — 2,7; CaCO_3 — 12,3; MgCO_3 — 1,9.

Близ побережий морей и океанов значительная доля солей, мигрирующих в атмосфере, имеют морское происхождение, особенно возрастает доля солей натрия.

В случае выпадения атмосферных солей на незасоленные, хорошо водопроницаемые породы воднорастворимые компоненты в период максимума дождей вымываются из верхних горизонтов,

не оказывая на почвообразование существенного влияния, что наблюдается и в ксеро-карбонатных почвах. В них в верхних горизонтах накапливается лишь менее растворимый карбонат кальция.

В случае поступления атмосферных солей на поверхность пород с низкой водопроницаемостью или солености почвообразующих пород в условиях аридного климата, легкорастворимые соли постепенно накапливаются в почвенной толще.

Таким образом, в одних и тех же климатических условиях можно встретить почвы, принадлежащие к семейству ксеро-карбонатных и карбонатно-гипсовых ксеро-солонцовых.

Присутствие в почвообразующей породе и в почве гипса и даже небольшого количества легкорастворимых солей отражается в первую очередь на характере растительности. Здесь господствуют полукустарничковые пустынные степи, опустыненные саванны и пустыни, с большим участием различного рода полыней (*Artemisia*) и ксерофитных полукустарничковых галофитов из родов *Anabasis*, *Eurotia*, *Kochia*, *Salsola* и др. Это растения с глубокой корневой системой, улавливающие растворы не только из верхних, но главным образом из нижних горизонтов, куда вымываются (или где первоначально содержались) легкорастворимые соли. Большинство полукустарничков содержит много зольных элементов, особенно в листьях, т. е. частях, поступающих в наземный опад.

В полынях содержание золы в листьях составляет 4,7—6,5% при преобладании в составе золы оснований калия, кальция и значительной доли натрия и магния.

Многие из растений, слагающих кустарничковые группировки, активно поглощают натрий. Так, по данным Л. Е. Родина и Н. И. Базилевич (1965), в полукустарничках-галофитах при высокой зольности листового опада (10—15% золы) в составе катионов преобладает натрий. В золе листьев *Anabasis salsa* (Усть-Урт) при зольности 17,3% содержится в сухом веществе 7,0% натрия, 4,1% кальция, 1,2% калия. В золе листьев *Salsola rigida* при зольности 15,1% натрий составляет 8,6%, кальций — 2,2%, калий — 1,2%.

Доля биогалогенов ($\text{Na} + \text{Cl} + \text{S}$) в полынных пустынях — в среднем 27% от общего количества зольных элементов.

Освобождающиеся при разложении растительных остатков катионы и анионы образуют соли различной растворимости и активности к реакциям обмена. Наименее растворимы (как и в ксеро-карбонатных почвах) освобождающиеся при минерализации органического вещества бикарбонаты и карбонаты кальция. Максимум их накопления обнаруживается или в самом верхнем горизонте (серо-бурые пустынные почвы), или на небольшой глубине (20—30 см) от поверхности (бурые пустынно-степные, красно-бурые, пустынно-степные и пустынно-саванные почвы).

Освобождающийся при минерализации органических остатков натрий частично связывается в сульфаты и хлориды. Однако в

большинстве случаев хлора и серы в растительном опаде содержится меньше, чем натрия. Поэтому часть освобождающегося натрия связывается углекислотой в бикарбонат (NaHCO_3), что влечет подщелачивание верхней части почвенного профиля.

Хлориды, сульфаты натрия — хорошо растворимые соли, значительная часть их вымывается в нижние горизонты. Подвижность натрия бикарбонатов значительно меньше, чем натрия сульфатов и хлоридов. Это обусловлено обменными реакциями бикарбоната натрия с присутствующим в поглощающем комплексе почв кальцием. При обменных реакциях (коллоид) Ca^{+2} и NaHCO_3 образуется бикарбонат кальция, легко переходящий в нерастворимый карбонат, не участвующий в дальнейших обменных реакциях (коллоид) $\text{Ca}^{+2} + 2\text{NaHCO}_3 \rightarrow (\text{коллоид}) 2\text{Na} + \text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$.

Наиболее активное поглощение натрия идет из бикарбонатов натрия, так как в результате обменных реакций образуются нерастворимые карбонаты кальция и реакция продолжается в сторону насыщения поглощающего комплекса натрием.

Хлориды и сульфаты натрия, поступающие в верхние горизонты почвы в меньшей степени участвуют в обменных реакциях с поглощающим комплексом почв, при которых поглощенный кальций замещается натрием.

Обменные реакции поглощенного кальция с сульфатами натрия сопровождаются образованием более легкорастворимого, чем карбонаты кальция, гипса, который частично вымывается вниз по профилю и аккумулируется на некоторой глубине.

Вытеснение поглощенного кальция хлоридами натрия в среде с невысокой общей концентрацией натриевых солей не происходит, так как в результате обмена хлоридов на поглощенный кальций появляется хлористый кальций — хорошо растворимая соль. Более активные, чем натрий, ионы кальция вновь вытесняют поглощенный натрий, реакция приобретает обратное течение. Поэтому хлористый натрий и часть не участвовавшего в обменных реакциях сернокислого натрия вымываются из верхних горизонтов почв в наиболее глубокие части почвенного профиля. Отсюда они могут быть снова вовлечены в биологический кругооборот.

Соли, поступающие из атмосферы и находившиеся в почвообразующей породе, также дифференцируются в толще почв, располагаясь сверху вниз по увеличивающейся степени растворимости CaCO_3 — CaSO_4 — Na_2SO_4 , NaCl .

Но часть натрия удерживается в верхней части почвенного профиля в поглощенном состоянии. В каждый данный момент содержание поглощенного натрия невелико и часто не превышает 5—7% от общей емкости поглощения. Ежегодное новое поступление бикарбонатов натрия из разлагающихся растительных остатков обуславливает многократное воздействие на почву щелочных растворов. Органические и минеральные коллоиды в

поверхностном горизонте почвы при увлажнении ее диспергируются и перемещаются на глубину 15—20 см.

Здесь по мере увеличения общей концентрации растворов и замены поглощенного натрия на кальций гипса коллоиды выпадают в осадок.

Таким образом, в результате диспергирующего действия на коллоиды поглощенного натрия в верхней части профиля карбонатно-гипсовых ксеро-солонцовых почв формируются: гумусово-иллювиальный горизонт, буроватый палево-серый, слоеватый, пылеватого механического состава, мощностью 10—15 см, и иллювиальный, солонцеватый горизонт, на глубине 15—30 см от поверхности, плотный, значительно более темный, более тяжелого механического состава и с более высоким содержанием окислов алюминия и железа, чем вышележащий. Микростроение этого горизонта подчеркивает его иллювиальную природу: в нем имеются многочисленные новообразования коломорфного глинистого вещества флюидалной микроструктуры.

Содержание гумуса в ксеро-солонцовых почвах невелико, хотя и варьирует в некоторых пределах, в зависимости от степени аридности климата, плотности растительного покрова и скорости минерализации. Для большинства почв этого семейства содержание гумуса в верхнем горизонте от 0,7 до 2,5%. В составе гумуса, как и в ксеро-карбонатных почвах, преобладают фульвокислоты (отношение C_g/C_f — 0,6—0,7) и группа гуминов. Гумус ксеро-солонцовых почв, как и ксеро-карбонатных, богат азотом: отношение C/N здесь 5—6. Относительно высокое содержание азота может быть объяснено высоким его содержанием в растительных остатках, особенно в листьях ксерофитных полукустарничков. Среднее содержание азота в опаде пустынных формаций — 1,7%, степных — 1,2%, а лесных — 0,6%, что отражается и на отношении C/N в почвенном гумусе (Родин и Базилевич, 1965).

Вероятно, узкое отношение C/N в гумусе почв полупустынь и пустынь обязано значительному участию в формировании его низших организмов, в частности водорослей. Последние (как показали исследования Н. Н. Большева, 1961 и других) оказывают еще и подщелачивающее действие на почвы, что может способствовать солонцовым явлениям.

Итак, субазральное осолонцевание, обызвесткование и дифференциация солей по степени растворимости, с формированием иллювиально-солевых горизонтов, — главные процессы, формирующие профиль карбонатно-гипсовых ксеро-солонцовых почв.

Гипсовый горизонт ксеро-солонцовых почв, образовавшихся на безгипсовых почвообразующих породах, не достигает большой мощности, и содержание гипса в нем невелико. В этом случае возможно субазральное образование гипса за счет обменных реакций сульфата натрия, поступающего из атмосферы и возвращаемого в почвы при минерализации органических остатков с обменным кальцием и кальцием бикарбонатов по схеме:

1) $\text{Na}_2\text{SO}_4 + \text{Ca}$ (коллоидный комплекс) = $\text{CaSO}_4 + \text{Na}$ (коллоидальный комплекс); 2) $\text{Na}_2\text{SO}_4 + \text{Ca}(\text{HCO}_3)_2 = \text{CaSO}_4 + 2\text{NaHCO}_3$. Здесь новообразования гипса имеют форму небольших мелкокристаллических стяжений и друз.

Однако во многих серо-солонцовых почвах гипсовые горизонты имеют большую мощность (до 50 см и больше), а содержание в них гипса — 40—60% почвенной массы. В подобных горизонтах гипс часто имеет шестоватую форму. Здесь преобладают плотные массивные друзы крупнокристаллического гипса и отдельные его крупные кристаллы, часто окрашенные окислами железа в розоватый цвет.

Подобные мощные гипсовые горизонты в почвах пустынь и полупустынь — явление широко распространенное. Например, в СССР мощные гипсовые горизонты свойственны большинству серо-бурых пустынных почв плато Усть-Урт, останцовых поверхностей Чу-Илийских гор в Прибалхашье (Добровольский, 1966), древнеаллювиальных равнин Заунгузских Каракумов (Перельман, 1959). Весьма широко распространены мощные гипсовые накопления в пустынных почвах межгорных котловин и подгорных равнин Центральной Азии. В полупустынях и пустынях Южной Австралии можно встретить красно-бурые солонцеватые пустынные почвы, находящиеся на поверхности останцовых возвышенностей с маломощным покровом делювиально-пролювиальных отложений. Содержание гипса в нижней части профиля почв, под карбонатным горизонтом, здесь составляет основную массу почв. Иногда эти гипсоносные горизонты совершенно не содержат карбонатов кальция. Их образование нельзя связать с современным почвенным процессом. Это древние гидрогенные аккумуляции, образование которых шло в условиях супераквального режима и интенсивного испарения растворов.

В благоприятных условиях, при последующем захоронении почв новыми наносами, сохраняется весь профиль подобных древних супераквальных почв. А. И. Перельман (1965) изучил третичные «древние солонцы», погребенные под маломощным четвертичным наносом, в которых мощность гипсового горизонта — около 100 см, а содержание в них гипса — 28—45%. Наиболее интересный результат этих исследований — установление наличия в древних солонцах вторичного магнезиального алюмосиликата — палыгорскита. По А. Е. Ферсману (1913), палыгорскит образуется при действии кремнекислых растворов и доломита на глинистые минералы. Присутствие палыгорскита в древних солонцах проявилось в специфической сиреневой окраске солонцового горизонта.

В современных субэразальных почвах аридных областей палыгорскит не образуется; для них вторичные минералы — это гидрослюда, иллит, в меньшей степени — монтмориллонит. Следовательно, одновременное присутствие мощного гипсового горизонта и палыгорскита в почвах полупустынь и пустынь может быть

свидетельством того, что в них сохранились реликты древнего супераквального почвообразования. Но часто профиль подобных древних почв нарушен — погребен или развеян. Широко распространенный на поверхности почв панцирь из щебня коренных пород, галечника, обломков ожелезненной или окремнелой древней коры выветривания, продукты размыва и переотложения которой присутствуют в четвертичных наносах, — результат разветвления.

Таким образом, даже реликтовые солевые горизонты (гипсовых, карбонатных кор) в почвенной толще не могут служить неоспоримым доказательством того, что вся почвенная толща сохранила черты древнего почвообразования. Современная почва образуется или на размытых и развеянных остатках древнего профиля, или на двучленных (часто многочленных) наносах, при небольшой мощности которых древние гидрогенные солевые горизонты оказываются включенными в профиль современных почв.

Морфологический профиль карбонатно-гипсовых и ксеро-солонцовых почв и химические и физико-химические черты. Структура профиля карбонатно-гипсовых ксеро-солонцовых почв:



$A_{fCaCO_3}^{Na}$ — гумусово-карбонатный горизонт, мощностью от 10 до 20 см, палево-серого или серовато-красноватого цвета; поверхность (0—3 мм) часто покрыта тонкой растрескавшейся непрочной корочкой; ниже рыхлый, с непрочной комковато-пылевой, местами пластинчатой структурой, часто пористый, сильно переработан почвенными беспозвоночными, особенно мелкими муравьями. Граница горизонта — четкая. В случаях, если карбонаты присутствуют с поверхности, они рассеяны в почвенной массе и обнаруживаются по вскипанию.

$B_{fCaCO_3}^{Na}$ — иллювиальный солонцеватый горизонт — более яркой темно-бурой, красновато-бурой окраски, более плотный, более тяжелого механического состава, с комковато-призматической или призматической структурой, местами на поверхности призм видны темные марганцевые мелкие пятна, грани структурных отделностей обычно глянцевицы. Мощность горизонта 10—20 см, в нижней его части появляются новообразования карбонатов в виде желтоватых мягких стяжений и конкреций.

B_{CaCO_3} — в бурых пустынно-степных и красно-бурых пустынно-саванновых почвах это горизонт максимального накопления карбонатов. В серо-бурых почвах, где максимум карбонатов находится в гор. А, этот горизонт все же имеет морфологически оформленные новообразования карбонатов. Формы их выделения очень разнообразны. Это могут быть мягкие мучнистые отложения, мелкие прожилки, крупные и плотные конкреции, а местами даже известковые плотные прослои (хардпэны).

По исследованиям В. А. Ковды (1940), цементации карбонат-

ных горизонтов почв пустынных степей способствует не только углекислый кальций, но отчасти и вымывающиеся в условиях щелочной среды воднорастворимые силикаты, в частности силикаты натрия. Часто карбонатный горизонт имеет черты солонцеватости.

Мощность карбонатных горизонтов обычно 20—30 см. Глубже количество карбонатов уменьшается, в нижней части появляются новообразования мелкокристаллического гипса.

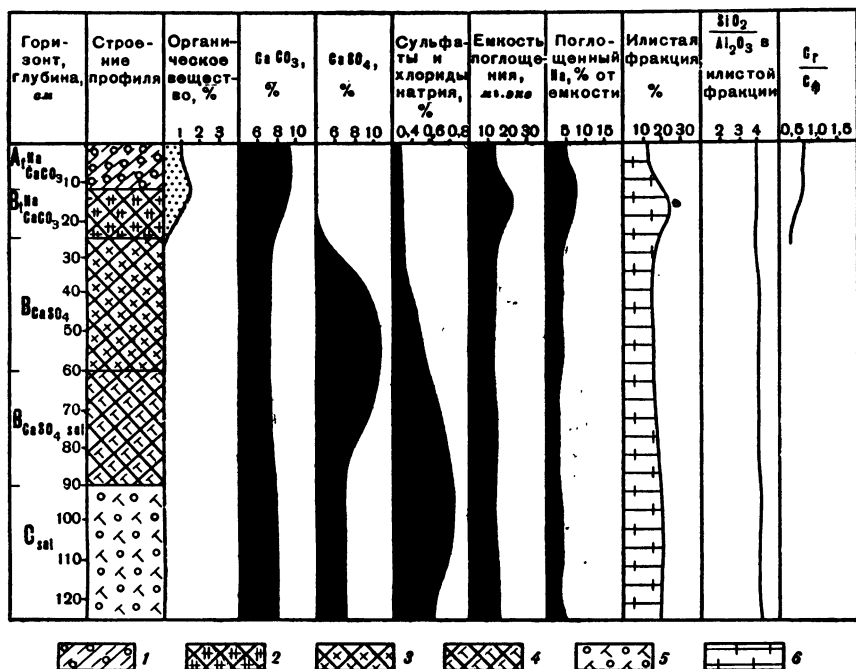


Рис. 33. Профиль серо-бурой почвы пустынь.

Генетические горизонты: 1 — гумусово-карбонатный, фульватно-натриевый; 2 — иллювиальный солонцеватый; 3 — иллювиальный гипсовый; 4 — иллювиальный гипсовый солончаковый. Почвообразующая порода: 5 — гипсоносная, засоленная, карбонатная. Состав илистой фракции: 6 — гидрослюдисто-иллитовый

BCaSO_4 — гипсовый и гипсовый солончаковый ($\text{BCaSO}_{4,\text{sol}}$) горизонты, лежат на различной глубине, под карбонатным горизонтом. Чем ариднее условия, тем ближе к поверхности лежат гипс и соли. В бурых и красно-бурых пустынно-степных почвах верхняя граница гипсового горизонта находится на глубине 60—80 см. В серо-бурых почвах пустынь — на глубине 40—50 см. Нижняя граница гипсового горизонта обычно неясная, и проходит на глубине 120—130 см.

C_{sol} — почвообразующая порода, обычно карбонатная и гипсоносная, но с меньшим, чем в гор. BCaSO_4 , содержанием гипса.

Распределение главных химических компонентов и илистой

фракции в профиле ксеро-солонцовых почв показано на рис. 33. Малое содержание гумуса, преимущественно фульватный его состав, слабое увеличение содержания гумуса в гор. $B_{CaCO_3}^{Na}$, малая мощность гумусового горизонта — характерные черты гумусового профиля ксеро-солонцовых почв.

Малым количеством гумуса и слабым глинообразованием обусловлена низкая емкость поглощения (10—15 мг·экв на 100 г почвы); наибольшая емкость поглощения у иллювиального солонцеватого горизонта, в нем же отмечается и наибольшее содержание поглощенного натрия.

Почвы карбонатны с самой поверхности, но в серо-бурых почвах пустынь, как показали исследования Е. В. Лобовой (1960), в отличие от бурых пустынно-степных, максимум карбонатов кальция приурочен к верхнему горизонту, в бурых — к подсолонцовому. На всем протяжении профиля реакция почв щелочная.

В нижней части профиля выделяются горизонты накопления гипса и легкорастворимых солей.

Почвы семейства карбонатно-гипсовых ксеро-солонцовых. Как уже говорилось, процессы субэраляного осолонцевания и соле-накопления широко распространены в полупустынных и пустынных областях различных термических поясов Земли. К рассматриваемому семейству принадлежат почвы:

1. Светло-каштановые солонцеватые сухих полынных степей.
2. Бурые солонцеватые пустынно-степные умеренного пояса.
3. Серо-бурые пустынь умеренного пояса.
4. Красно-бурые ксерофитно-солянковых полупустынь и пустынь субтропических и тропических поясов (desert loam). Большинство почв семейства карбонатно-гипсовых ксеро-солонцовых имеют низкое естественное плодородие, используются почти исключительно как пастбищные угодья. Земледелие возможно лишь при условии орошения этих почв.

ГЛАВА VIII

ЩЕЛОЧНЫЕ И ЗАСОЛЕННЫЕ ГЛЕЕВЫЕ ПОЧВЫ С ОКИСЛИТЕЛЬНО-ВОССТАНОВИТЕЛЬНЫМ И ВОССТАНОВИТЕЛЬНЫМ РЕЖИМОМ

СОСТАВ И РЕЖИМ ГРУНТОВЫХ ВОД

Семейства почв

Рассматриваемая группа почв принадлежит к геохимически подчиненным супераквальным почвам, связанным с грунтовыми водами различной минерализации и состава.

Химический состав вод зависит от состава пород, слагающих водосборный бассейн, и от характера процессов выветривания и почвообразования в элювиальных и трансэлювиальных ландшафтах данной территории.

Весьма большое значение в формировании солевого состава вод имеют различия в миграционной способности растворенных в водах элементов. Впервые ряды миграции элементов были подсчитаны Б. Б. Полюновым (1956). На основании сопоставления средних составов массивных пород и минерального остатка реч-

Таблица 16

Миграционная способность элементов (по Б. Б. Полюнову)

Элемент	Миграционная способность	Элемент	Миграционная способность
Cl SO ₄	очень сильная 100 60	SiO ₂ силика- тов	слабая 0,2
Ca Na	сильная 3,0 2,5	Al ₂ O ₃ Fe ₂ O ₃	очень слабая 0,04 0,02
Mg K	Средняя 1,3 1,3		

ных и грунтовых вод Б. Б. Полюнов подсчитал относительную величину выщелачивания элементов из породы за единицу времени. Если принять подвижность хлора за 100, то относительная подвижность всех остальных компонентов представляется в следующем виде (табл. 16). Порядок выпадения элементов из природных вод в осадок противоположен порядку миграционной способности. Поэтому при движении потока почвенно-грунтовых или грунтовых вод и их испарении (и повышении концентрации солей), изменении температурных или кислотно-щелочных и окислительно-восстановительных условий в первую очередь осаждаются полутвердые окислы, затем кремнезем, за ним щелочноземельные и щелочные основания, связанные с углекислотой, и последними — часть щелочноземельных и щелочных оснований, связанных в сульфаты и хлориды.

Анализы природных вод различной степени минерализации подтверждают указанную закономерность (рис. 34).

В природных условиях дифференциация солей в водах и геохимически сопряженных рядах супераквальных почв проявляется очень четко и приводит к формированию существенно различных почв.

В зависимости от соотношения осадков и испаряемости, сточности или бессточности территории супераквальные почвы могут быть существенно различны. Во влажных областях они формируются на слабоминерализованных гидрокарбонатно-кальциевых или гидрокарбонатно-натриевых щелочных водах. В более сухих областях они связаны с минерализованными сульфатно-хлоридно-натриевыми (или натриево-магниевыми водами), или рассолами, содержащими кроме хлоридов натрия более растворимые хлориды кальция и магния.

Присутствие или отсутствие натрия в составе вод изменяет направление почвообразования как в супераквальную, так и в супераквально-субаэральную фазу развития почв. Семейства почв, связанные с водами кальциевого и натриевого состава и формирующиеся в различных окислительно-восстановительных условиях, показаны в табл. 17.

СЕМЕЙСТВА ТОРФЯНО-БОЛОТНЫХ КАРБОНАТНЫХ И ИЛОВАТО-БОЛОТНЫХ КАРБОНАТНЫХ ПОЧВ

Почвы, принадлежащие этим семействам, образуются в низинных болотах на жестких гидрокарбонатно-кальциевых водах. Это осоково-травяные или древесно-травяные болота, где, не-

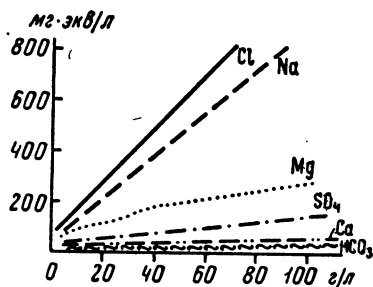


Рис. 34. Связь химического состава почвенно-грунтовых вод со степенью их минерализации

Семейства щелочных болотных, глеевых и глеево-элювиальных почв

Состав вод	Окислительно-восстановительные условия и режим вод		
	преимущественно восстановительные, водозастойный	окислительно-восстановительные с преобладанием притока вод	окислительно-восстановительные с преобладанием оттока вод
Гидрокарбонатно-кальциевый	торфяно-болотные карбонатные илловато-болотные карбонатные	луговые кальций-гумусовые	—
Содовый, или хлоридно-сульфатно-натриевый	щелочные солончаково-болотные	солончаки	солонцы солончи

смотря на преимущественно восстановительный режим степень разложения и гумификации органических остатков значительно большая, чем в моховых болотах, образующихся при воздействии слабо- и очень слабоминерализованных вод. Большей степени разложения растительных остатков травянистой и древесной растительности способствует меньшее содержание в них, чем во мхах, трудноподдающихся разложению восков и смол. Кроме того, приток углекислого кальция с грунтовыми водами приводит к нейтрализации образующихся органических кислот, в почвах несмотря на водозастойный режим создается нейтральная или щелочная реакция. Поэтому условия жизнедеятельности микроорганизмов здесь более благоприятны, чем в кислых торфяно-глеевых почвах, что способствует гумификации органических веществ. Поэтому в торфяно-болотных карбонатных почвах слой торфа невелик, он более разложен и имеет высокий процент зольности, до 50—60 против 2—3% в кислых торфяно-глеевых почвах.

Под торфянистым горизонтом A_{gCaCO_3} (T_{CaCO_3}) обычно наблюдается более или менее мощный перегнойно-гумусовый горизонт интенсивного темно-серого или черного цвета, илистой консистенции, с рыхло-зернистой или икринной структурой. В нем обычны ржавые мелкие пятнышки и ржавые трубочки (вокруг корней растений) гидратов окислов железа.

Располагающийся ниже глеевый горизонт G_{CaCO_3} — бесструктурный, мокрый, грязно-сизой окраски, иногда с видимыми новообразованиями карбоната кальция в виде грязно-желтых мажущихся стяжений или сплошного известкового мергеля. В некоторых случаях новообразования карбонатов кальция отсутствуют, хотя почва вскипает с соляной кислотой. Максимум карбонатов может быть приурочен к самому верхнему торфянистому горизон-

ту, периодически просыхающему, что приводит при испарении влаги к переходу находящегося в растворе бикарбоната кальция в карбонат и выпадению последнего из раствора.

Обызвесткованные торфа и мощные горизонты «лугового» мергеля весьма типичны для болотных и лугово-болотных почв, которые образуются при участии жестких грунтовых вод в условиях или испарения растворов, или резкого повышения температуры воды в почвенной толще по сравнению с таковой в водоносном горизонте. Последнее часто наблюдается в областях распространения многолетнемерзлых грунтов, представляющих собой водоупор для почвенно-грунтовых вод. Надмерзлотные холодные воды, прогреваясь в почвах и теряя растворенную углекислоту, оказываются пересыщенными бикарбонатом кальция — он выпадает из раствора и аккумулируется в почвах.

Торфяно-болотные и иловато-болотные карбонатные почвы после осушения превращаются в плодородные земли.

СЕМЕЙСТВО ЛУГОВЫХ КАЛЬЦИЙ-ГУМУСОВЫХ ПОЧВ

Условия образования и генетические особенности

Луговые кальций-гумусовые почвы образуются в условиях окислительно-восстановительного режима, при близком залегании к поверхности слабоминерализованных вод гидрокарбонатно-кальциевого состава. Так как они обычно приурочены к понижениям рельефа — падинам, лиманам, низким террасам рек, — то временами они могут добавочно увлажняться благодаря поверхностному стоку. Однако основные их свойства связаны с жесткими грунтовыми водами — источником кальция.

Периодическое воздействие грунтовых вод, богатых гидрокарбонатом кальция, обуславливает нейтральную или слабощелочную реакцию всей почвенной толщи. Переход бикарбоната кальция в карбонат при повышении температуры растворов и увеличении степени их минерализации вследствие испарения и транспирации влаги сопровождается формированием в капиллярной кайме карбонатного аккумулятивного горизонта (S_{Ca}) в виде плотных мергелистых прослоев или скопления плотных карбонатных конкреций. В луговых почвах субтропических и тропических областей, где гидрогенное обызвесткование почв идет очень интенсивно, формируются мощные плотные горизонты — известковые хардпэны, или горизонты «канкар». В умеренных поясах, где испарение менее значительно, гидрогенное обызвесткование проявляется меньше. Здесь карбонатные конкреции, как правило, не сливаются в сплошную плиту, хотя количество их иногда очень обильно.

В некоторых луговых почвах умеренного пояса наряду с карбонатами кальция идет накопление приносимого с грунтовыми водами аморфного кремнезема. Он выделяется в порах и по границам структурных отдельностей в нижней и средней части

профиля почв в виде белесой присыпки. Подобные луговые почвы Дальнего Востока, Приамурских прерий были изучены и описаны В. А. Ковдой, Ю. А. Ливеровским и др. (1957), В. А. Ковдой и Б. А. Зимовцом и др. (1958), где гидроморфность почв поддерживается наличием длительно сезонномерзлого слоя. Постоянное воздействие на нижнюю часть профиля луговых почв близких грунтовых вод сопровождается восстановлением соединений железа. При подъеме грунтовых вод закисное железо главным образом в форме бикарбоната двухвалентного железа перемещается в верхнюю часть почвы, где окисляется и сегрегируется в мелкие (размером в дробинки) оолитовые конкреции. Обычно подобному же перемещению и последующей сегрегации подвергаются соединения марганца. Железисто-марганцовистые конкреции или мелкие точечные рыхлые стяжения наиболее обильны в верхнем гумусовом горизонте, в нижней оглеенной части профиля преобладают карбонаты и фосфаты двухвалентного железа.

Характер гумусового профиля луговых почв определяется обильными органическими остатками, поставляемыми травянистой луговой растительностью, и их гумификацией в среде, богатой кальцием. По данным Н. И. Базилевич (1965), ежегодное поступление органических остатков в лугово-черноземные почвы остепненных лугов Западной Сибири составляет от 60 до 140 *ц/га*. Несколько более половины опада приходится на подземную часть.

Накопление химических элементов в биомассе остепненных лугов в той части ее, которая возвращается с опадом, лежит в пределах 330—680 *кг/га*, из них азота 110—160 *кг*. Доля главных органоенов ($N+P+K$) составляет 40—60% от суммы зольных элементов. Содержание биогалоенов ($Na+Cl+S_{изб}$) незначительно и редко достигает 10% от суммы зольных элементов, а обычно — 2—3%.

Для луговых черноземовидных почв прерий Дальнего Востока и Северо-Восточного Китая В. А. Ковда (1959) приводит еще большие цифры емкости биологического кругооборота минеральных веществ — 2000—3000 *кг/га* в год.

Обилие органических остатков, поступающих с наземным опадом и при отмирании корней, богатство растительных остатков основаниями и наличие двууглекислого кальция в почвенных растворах приводят к формированию мощного гумусового профиля луговых почв, с большим содержанием гумуса, которое постепенно уменьшается с глубиной. Обильный наземный опад обуславливает в целинных почвах формирование горизонта луговой подстилки. Чем сильнее увлажняются луговые почвы, тем больше мощность подстилки. Содержание гумуса в верхней, сильнозадернованной части профиля луговых почв часто достигает 15—17%; на глубине 50—60 *см* часто содержание гумуса равно 5—6%, а на глубине 100—120 *см* — уже 1,0—1,5%. Отношение C_T/C_Φ больше 1.

В составе гумуса, как правило, преобладает фракция гумино-

вых кислот, связанных с кальцием. Органические коллоиды здесь, таким образом, прочно скоагулированы, что наряду с действиями разветвленной обильной корневой системы луговой растительности и многочисленных дождевых червей создает прочную мелкокомковато-зернистую или творожистую структуру.

Емкость поглощения луговых почв благодаря обилию органических коллоидов очень велика и в верхних горизонтах часто достигает 50—60 мг. экв на 100 г. Высокая емкость поглощения нижних горизонтов, составляющая 30—40 мг. экв, обычно характерна для тяжелосуглинистых и глинистых разностей. В минералогическом составе коллоидной фракции луговых почв преобладают смешаннослойные минералы иллит-монтмориллонитовой группы и монтмориллонит. Ряд исследователей высказывают предположение о возможном гидрогенном оглинивании луговых почв, которому способствует периодическое окисление и восстановление, а также приток с грунтовыми водами растворенных кремнезема и магния. Максимального развития процессы гидрогенного оглинивания достигают (см. раздел о слитоземах) в гидроморфных (супераквальных) почвах субтропических и тропических областей.

Во многих луговых почвах, связанных с более минерализованными водами, содержащими кроме бикарбоната кальция соду или сульфаты и хлориды натрия, наблюдаются в различной степени выраженные процессы засоления, осолонцевания и осолодения. Это ряд переходных образований, связывающий типичные луговые почвы с солончаками, солонцами и солодами.

Морфологический профиль луговых кальций-гумусовых почв (A_o , A_h^{Ca} , BS_{CaCO_3} , B_{mg} , C_g). Профиль типичной луговой почвы представлен следующими генетическими горизонтами.

A_o — горизонт луговой подстилки мощностью 2—5 см, представляет собой побуревшие слаборазложившиеся стебли и листья трав;

A_h^{Ca} — гумусово-аккумулятивный горизонт мощностью 50—70 см, в верхней части (до 20—25 см) темно-серого или черного цвета, густо переплетен тонкими корнями, книзу цвет становится темно-бурым, структурные отдельности укрупняются. В пределах горизонта, особенно в его верхней части, есть мелкие дробовидные железисто-марганцовистые конкреции темно-бурого или черного цвета;

BS_{CaCO_3} — горизонт гидрогенного накопления и иллювиирования карбонатов кальция; бурый или темно-бурый, с белесыми или желтовато-белесыми крупными пятнами, прослоями и рыхлыми стяжениями карбонатов кальция; часто в центре мучнистых карбонатных стяжений наблюдается плотное ядро.

Глубина залегания карбонатного горизонта, степень накопления карбонатов и формы их выделения в луговых почвах существенно варьируют. Луговые почвы, образующиеся во влажных

областях на слабоминерализованных водах, часто не имеют выраженного карбонатного горизонта, хотя в нижней части их профиля реакция щелочная. В более сухих и жарких областях, наоборот, карбонатный горизонт выражен хорошо, достигает большой мощности и карбонатные конкреции и мергелистые прослои образуют род известковой плиты. Микроморфологические исследования карбонатных конкреций из луговых почв показывают, что они имеют метаколлоидальную структуру, в карбонатных конкрециях часто обнаруживаются трещины и полости, образовавшиеся при высыхании тонкодисперсных коллоидальных осадков углекислого кальция (Добровольский, 1966). По наблюдениям Н. С. Красильникова (1955), в подобного рода карбонатных новообразованиях присутствуют клетки бактерий, что заставляет предполагать биохимическую природу осаждения карбонатов кальция из растворов.

В луговых бескарбонатных или малокарбонатных почвах под гумусовым горизонтом иногда наблюдаются прожилки и рыхлые скопления аморфного кремнезема, появление которого связано с грунтовыми водами (Ливеровский, Рубцова, 1956).

B_{mg} — с глубиной уже в карбонатном или гидрогенно-окремнелом горизонте начинают появляться серые и сизые пятна оглеения и охристые или оранжевые пятна многоводных гидратов окислов железа. Совместное присутствие тех и других говорит о переменном окислительно-восстановительном режиме в этой части профиля;

C_g — на глубине 100—120 см от поверхности количество новообразований уменьшается, а признаки оглеения возрастают. Почва все более влажная, общий тон ее становится грязно-серым, сизым или оливковым. Это горизонт постоянного воздействия грунтовых вод, сильно насыщенный капиллярно-подпертой влагой. Уровень грунтовых вод или верховодки колеблется по сезонам, обычно находится в пределах 150—250 см от поверхности.

Почвы семейства луговых кальций-гумусовых и их использования. В рассматриваемое семейство могут быть включены почвы:

1. Дерново-карбонатные глеевые.
2. Черноземовидные луговые мерзлотные и почвы с длительной сезонной мерзлотой.
3. Черноземовидные луговые.
4. Луговые темноцветные (пойменные, палин и лиманов).

Дерново-карбонатные глеевые почвы распространены в таежной и таежно-лесной зонах на слабодренированных пониженных элементах рельефа (речных и озерных террасах, древнеаллювиальных и флювиогляциальных равнинах) в областях развития массивных карбонатных пород (известняков, мергелей) или рыхлых, содержащих карбонаты кальция отложений (карбонатной морены, морских карбонатных отложений).

Черноземовидные луговые мерзлотные почвы распространены по долинам рек и межгорным впадинам в Южной Сибири. Черно-

земовидные луговые с длительной сезонной мерзлотой занимают большие пространства в восточных муссонных областях умеренно холодного пояса азиатского континента. Они были изучены В. А. Ковдой и Ю. А. Ливеровским на древнеаллювиальных равнинах бассейнов рек Уссури, Амура и Сунгари. В Китае эти почвы называют «хету».

В районах распространения этих почв зима холодная, температура января — $20-30^{\circ}$, мерзлота в почвах исчезает лишь в июле, что ухудшает их дренирование. Промывной режим создается во второй половине лета и осенью, когда почвы уже оттаивают. Это теплый и одновременно очень влажный период: 75—80% годовых осадков при общей их сумме 500—800 мм приходится на июль и август. Биологическая активность почв в это время очень велика, все почвенные процессы протекают интенсивно.

Естественная растительность — высокотравные луга — поставляет большое количество органических остатков. В биологический кругооборот вовлекается от 1500 до 3000 кг/га в год зольных элементов (Зимовец, 1966). Содержание гумуса в почвах более высокое, чем в черноземах, — 180—300 ц/га. Емкость поглощения всякая: в гумусовом горизонте — 30—35 мг.экв на 100 г.

Почвы в верхних горизонтах слабокислые и содержат до 10—12% от емкости поглощенного водорода. Для них характерна специфическая «икряная» структура, высокая скважность. В почвенном профиле часто наблюдаются новообразования аморфного кремнезема и железисто-марганцовые конкреции. На более низких террасах нижние горизонты почв оглеены и содержат карбонаты кальция. Черноземовидные луговые почвы Восточной Азии богаты азотом, фосфором, калием, отличаются высоким естественным плодородием. Но все же они очень отзывчивы на внесение азотных и фосфорных удобрений.

Муссонный режим осадков вызывает избыточное поверхностное увлажнение почв в позднелетний и осенний периоды и иссушение весной и ранним летом. Эти явления отрицательно сказываются на урожайности сельскохозяйственных культур. При избыточном увлажнении полей затрудняется уборка зерновых. Для улучшения водного режима рекомендуются мелиоративная глубокая вспашка и устройство мелкой водосборной осушительной сети для перевода части избыточной влаги в глубокие горизонты почв. Зимой эта влага замерзает, а в весенний сухой период при постепенном таянии мерзлоты она — источник дополнительного увлажнения почв.

Черноземовидные луговые почвы с длительной сезонной мерзлотой широко используются под сельскохозяйственные культуры, включая рис.

Черноземовидные луговые почвы широко распространены в Северной Америке (штаты Висконсин, Айова, Миннесота), в зоне высокотравных прерий на слабодренированных равнинах, сложен-

ных водноледниковыми отложениями. Они образуют массивы среди черноземовидных почв прерий (бруниземов) в понижениях рельефа, где грунтовые воды находятся на глубине 1,5—3,0 м от поверхности.

Почти с самой поверхности обнаруживаются признаки оглеения: железисто-марганцовые конкреции, ржавые и сизо-ржавые пятна. Американские почвоведы называют их «гумусовыми глеевыми почвами» (humic gley soils). Местами наряду с оглеением наблюдаются признаки засоления и осолонцевания в виде уплотненного солонцеватого горизонта и небольшого количества поглощенного натрия. Карбонатный горизонт в них обычно отсутствует. По наблюдениям Н. Н. Розова, Е. В. Рубилина и Е. Н. Рудневой (1961), в некоторых разрезах этих почв имеются новообразованные аморфного кремнезема, по форме напоминающие карбонатные трубочки и псевдомицелий.

Черноземовидные луговые почвы североамериканских прерий, подобно бруниземам, широко используются в земледелии, однако требуют искусственного дренирования. Местами устройство дренажной сети затруднено, так как требующие осушения почвы располагаются в замкнутых бессточных депрессиях рельефа.

В южном полушарии наиболее обширные массивы луговых черноземовидных и луговых темноцветных почв имеются в Южной Америке, где занимают значительные пространства низменных внутренних равнин междуречий Параны — Уругвая и Рио-Саладо — Рио-Колорадо (западная часть Аргентинских памп). Значительная часть этих территорий древнеаллювиальные равнины, местами заболоченные, а в более внутренних и несколько более сухих областях засоленные. Здесь выпадает много осадков (1000—1500 мм в год), лето жаркое (22—27°), зима мягкая (—9—16°), но с периодическими резкими похолоданиями.

В почвенном покрове преобладают описанные ранее черноземовидные почвы, приуроченные к лучше дренированным положительным элементам рельефа. Почвы понижений, с близким уровнем грунтовых вод, периодически затопляемые, заняты черноземовидными луговыми оглееными, часто осолоделыми почвами.

В южной, наиболее сухой части памп широко распространены черноземовидные почвы, называемые «таска», или «каliche». Это почвы с плотными сцементированными известковыми горизонтами, находящимися на различной глубине от поверхности, реликтовыми. Они образовались в луговую стадию развития почв, в настоящее время уже вышедших из под влияния грунтовых вод. Многие почвы «таска» при распахивании эродируются и на поверхность в виде брони выходят плотные известковые горизонты. На выходах известковых плит начинают развиваться маломощные каменистые почвы со скудной растительностью, они используются как пастбища. Переувлажненные лугово-черноземные почвы депрессий требуют искусственного дренажа и обвалования.

СЕМЕЙСТВО СОЛОНЧАКОВ

Условия образования и свойства

Солончаки образуются в условиях выпотного режима, при восходящих капиллярных и пленочных токах почвенно-грунтовых вод, достигающих поверхности почв. При испарении вод в верхних горизонтах почвы накапливаются растворимые в воде соли, образующие солевые выцветы и корки. Наиболее благоприятны для образования солончаков — бессточные или малосточные области низкие террасы и дельты рек, террасы озер и низменные морские побережья. Наиболее быстро и ярко процесс засоления протекает в аридных областях, где наблюдается почти повсеместное засоление почв в депрессиях рельефа, с близким уровнем грунтовых вод.

Характер солончаков, их морфологические и химические свойства зависят от минерального состава грунтовых вод, участвующих в засолении, от глубины их залегания и режима. Состав грунтовых вод определяется всей совокупностью процессов выветривания и почвообразования в данной географической зоне. В зависимости от характера засоления в семействе солончаков выделяются разные виды. В областях, где количество осадков относительно велико, а испарение мало, грунтовые воды слабо минерализованы и содержат преимущественно $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$. В результате испарения вод подобного состава образуются луговые карбонатные солончаки: идет образование лугового мергеля — процесс, о котором говорилось выше, при рассмотрении особенностей почв низинных болот. Луговые карбонатные солончаки встречаются преимущественно в относительно влажных областях — зоны степей и лесостепей умеренных широт, где соотношение осадков и испаряемости исключает заметное накопление в грунтовых водах более легкорастворимых солей.

При наличии в грунтовых водах соды образуется широко распространенный подтип содовых солончаков. Содовые солончаки и озера встречаются в степных условиях умеренного пояса (в Якутии, Забайкалье, Западной Сибири, на Украине, в Армении), а также в пустынных областях умеренной и тропической зон.

Условия образования соды в грунтовых водах различны. Сода образуется в процессе выветривания массивно-кристаллических пород при гидролизе содержащих натрий алюмосиликатов. Схема этой реакции: $\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{16} + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 = \text{NaHCO}_3 + \text{NaAl}_2\text{Si}_6\text{O}_{16}$.

Значительно чаще содовые солончаки связаны с толщами осадочных сильнокарбонатных пород. При условии фильтрации через эти карбонатные породы растворов, содержащих небольшое количество хлоридов и сульфатов и растворенную угольную кислоту. Схема обменной реакции: $\text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 + \text{Na}_2\text{SO}_4 = 2\text{NaHCO}_3 + \text{CaSO}_4$. Эта реакция обычно идет лишь при удале-

нии продуктов обмена — при оттоке грунтовых вод, и при наличии значительного количества растворенной в воде углекислоты.

В степной зоне содовые солончаки встречаются обычно в депрессиях рельефа, среди массивов солонцов или солонцеватых почв. В этом случае сода в грунтовые воды поступает из солонцов в результате их рассолонцевания при обменных реакциях поглощенного натрия на находящиеся в растворе бикарбонат кальция или углекислоту:

(поглощающий комплекс) $\text{Na} + \text{H}_2\text{CO}_3 = (\text{погл. комплекс})$
 $\text{H} + \text{NaHCO}_3$ или (погл. комплекс) $2\text{Na} + \text{Ca}(\text{HCO}_3)_2 = (\text{погл. комплекс}) \text{Ca} + 2\text{NaHCO}_3$.

Образующаяся сода вымывается из почвенной толщи поверхностными и грунтовыми водами в бессточные депрессии и при испарении их дает содовые аккумуляции в озерах и окружающих их почвах.

Кроме названных реакций, появление соды в почвах и в илах озер связывают с деятельностью сульфатредуцирующих бактерий, восстанавливающих в почвах и в донных отложениях озер сульфаты натрия в присутствии (дающих углекислоту) органических веществ. Схема реакции: $\text{Na}_2\text{SO}_4 \rightarrow \text{Na}_2\text{S} + 2\text{O}_2$; $\text{Na}_2\text{S} + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} = \text{Na}_2\text{CO}_3 + \text{H}_2\text{S}$. Возможности образования соды этим путем экспериментально исследовали И. Н. Антипов-Каратаев и Г. М. Кадер (1953). Продуктирование некоторыми бактериями и почвенными водорослями соды подтверждаются исследованиями Н. Н. Большева (1953). Возможно, поступление в почвы соды с глубинными подземными водами по тектоническим разломам.

Таким образом, содовое засоление возможно в самых разнообразных географических условиях, так как источники происхождения соды в почвах различны.

Содержание соды в содовых солончаках достигает в некоторых случаях 1—2% от веса почвы.

В особый подтип могут быть выделены распространенные в аридных областях земного шара хлоридно-сульфатные солончаки (преимущественно хлоридно-сульфатно-натриевые и магниевые). Образование их связано с уменьшением сточности, увеличением испарения и повышением степени минерализации грунтовых вод. В этих условиях грунтовые воды и почвенные растворы обогащаются относительно более легкорастворимыми солями натрия и магния, так как углекислые и часть серноокислых солей (гипс) выпадают из растворов по пути их следования.

Источником хлоридов и сульфатов в грунтовых водах и почвах могут быть как первичные процессы выветривания массивно-кристаллических пород, так и древние солевые аккумуляции в осадочных морских, лагунных и озерных отложениях.

В некоторых случаях количество солей в осадочных породах настолько велико, что на выходах их (даже без участия грунтовых вод) лишь в процессе поверхностного перераспределения солей образуются солончаки. Подобные солончаки (и солонцы)

на выходах соленосных древних пород называют «остаточными».

В зависимости от соотношения солей изменяется морфологический облик солончаковых почв. Например, сульфатно-натриевые солончаки — это так называемые «пухлые» солончаки: при кристаллизации и образовании мирабилита на каждую молекулу сернокислого натрия расходуется десять молекул воды ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$), кристаллы раздвигают почвенные частицы и придают верхнему горизонту рыхлое сложение.

При близких грунтовых водах с высокой минерализацией порядка 100 г и более на 1 л идет преимущественно хлоридно-натриевое или хлоридно-натриево-магниевое засоление почв. При выделении хлористого натрия на поверхности почв образуется плотная хрустящая корочка.

В провинциях хлоридного засоления грунтовых вод и почв, в конечных областях стока, часто образуются хлоридно-кальциевые и хлоридно-магниевого солончаки. Их образование связано с высокой степенью растворимости указанных солей и возможностью их миграции в депрессии рельефа, в то время как основная масса остальных солей уже выпала из грунтовых вод и сконцентрировалась в почвах или рыхлых наносах. Хлориды кальция и магния — гигроскопичные соли и поэтому не образуют на поверхности почвы заметной корочки. Эти соли поглощают воду, расплываются и увлажняют почву с поверхности — образуются так называемые мокрые или черные солончаки.

Среди континентальных солончаков могут быть выделены в особый подтип хлоридно-нитратные, или селитряные, солончаки. Они образуются в бессточных внутриконтинентальных экстрааридных областях, с малым количеством осадков и скудным растительным покровом. Нитратные солончаки встречаются в Средней Азии, в дельтах Сырдарьи, Кашкадарьи и Мургаба; в сухих предгорьях Ферганской котловины — в местах древних поселений в большинстве случаев они антропогенного происхождения. Особенно широко распространены нитратные солончаки в пустыне Атаками (Чили), вблизи современных вулканов.

Источниками нитратов в грунтовых водах служат нитраты, освобождающиеся при разложении органических остатков и содержащиеся в атмосферных осадках. Там, где расход нитратов на построение нового органического вещества невелик (при изверженном растительном покрове пустынь) и процессы денитрификации слабы, они свободно мигрируют, попадают в грунтовые воды, выносятся в депрессии рельефа в качестве источника засоления почв. В почвах накапливается преимущественно натронная селитра. Нитраты образуются и при вулканических и поствулканических процессах.

В природе широко распространены также солончаки промежуточного типа засоления, например хлоридно-сульфатно-содовые, хлоридно-сульфатно-нитратные и т. д.

Уровень залегания и режим грунтовых вод определяют характер солевого профиля солончаков, что служит основанием для разделения их на подтипы. Если уровень грунтовых вод в течение года слабо колеблется и капиллярно-поднимающаяся влага достигает поверхности почвы, соли концентрируются в самом верхнем горизонте и на поверхности. Содержание солей в остальной толще почвы относительно небольшое. Образуется корковый солончак (рис. 35, а).

Если уровень грунтовых вод значительно меняется и испарение влаги в различные периоды года идет то на поверхности, то на

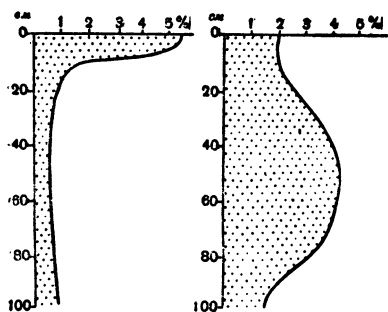


Рис. 35. Распределение легкорастворимых солей по профилю почв:

а — коркового солончака; б — солончаковой почвы

различной глубине от нее, соле-накопление происходит в нескольких горизонтах или во всей толще почвы над грунтовой водой (рис. 35, б).

Внутрипочвенное испарение может быть вызвано также сильным перегревом поверхности почвы. Максимум накопления солей на поверхности, при одновременном высоком содержании солей во всей почвенной толще, характеризует профиль типичного солончака. В орошаемых районах в условиях недостаточного дренажа полив может вы-

зывать подъем грунтовых вод и образование вторичных солончаков.

При относительно глубоком постоянном уровне грунтовых вод, когда капиллярная влага не достигает поверхности, солевые накопления могут обнаруживаться лишь в глубоких горизонтах почвы — здесь образуется солончаковая почва, или глубокий солончак.

Солончаки, связанные в своем генезисе с постоянным уровнем грунтовых вод — луговые солончаки, образующиеся на днищах озер и лагун, где большая часть солей накопилась в процессе испарения поверхностной воды, — соровые, или шоровые, солончаки. По степени засоления почвы делятся на слабо-, средне-, сильносолончаковатые и солончаки. При определении степени засоленности учитывается сумма легкорастворимых солей (в основном хлористых и сернокислых).

Многие галофитные растения обладают специфической солеустойчивостью, и по характеру дикой флоры можно приблизительно судить о величине засоления. Культурные растения плохо переносят присутствие солей. Токсическое действие различных солей, однако, неодинаково. В ряду углекислых солей очень токсична сода, в то время как углекислые кальций и магний безвредны. Среди сернокислых солей наиболее вреден $MgSO_4$, менее —

Na_2SO_4 и безвреден гипс ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$). Хлористые соли — NaCl , MgCl_2 — почти одинаковы по степени вредности.

При сельскохозяйственном использовании солончаковых почв необходимы мелиоративные меры: устройство дренажа для понижения уровня грунтовых вод и предотвращения поступления капиллярной влаги к поверхности; промывка солончаков с последующим удалением и сбросом дренажных вод; посев растений, перехватывающих корнями капиллярный поток влаги (люцерны и других трав); соблюдение норм и сроков полива для предотвращения возможного подъема уровня грунтовых вод и развития процессов вторичного засоления.

СЕМЕЙСТВО СОЛОНЦОВ

Условия образования и генетические особенности

Солонцы встречаются отдельными массивами среди других типов почв в областях, подвергавшихся в прошлом или подвергающихся засолению. Основную роль в образовании солонцов играет поглощенный натрий.

Наиболее быстрое и полное насыщение почвенных коллоидов натрием происходит при воздействии на почвы вод, содержащих соду. При обменных реакциях Na с находящимися в поглощенном комплексе кальцием и магнием образуются нерастворимые соли CaCO_3 и MgCO_3 , в результате ускоряется течение реакции в сторону дальнейшего вытеснения натрия из поглощающего комплекса: (погл. комплекс) $\text{Ca} + \text{Na}_2\text{CO}_3 = (\text{погл. комплекс}) 2\text{Na} + \text{CaCO}_3$.

При засолении почв сернокислыми и особенно хлористыми солями насыщение натрием почвенных коллоидов происходит значительно медленнее, так как образующиеся при обмене растворимые хлористые кальций и магний и сернокислый магний снова могут вступать в поглощающий комплекс: (погл. комплекс) $\text{Ca} + 2\text{NaCl} = (\text{погл. комплекс}) 2\text{Na} + \text{CaCl}_2$. В этом случае необходимо, чтобы избыток образовавшихся хлористых солей периодически удалялся; тогда при многократном чередовании процессов засоления и рассоления поглощающий комплекс постепенно насытится натрием. Солонцы встречаются в большом количестве в областях распространения содовых солончаков, однако есть и среди хлоридных или хлоридно-сульфатно-натриевых солончаков, где наблюдается многократное чередование засоления и рассоления или многократное воздействие на почвы слабоминерализованных натрийсодержащих вод.

При достаточном насыщении поглощающего комплекса натрием, последующем удалении легкорастворимых солей из верхнего горизонта солончака и прекращении коагулирующего действия избытка электролитов органические коллоиды и коллоиды гидратов полуторных окислов и кремнезема, насыщенные натрием, переходят при увлажнении почвы в золь. Они передвигаются вслед за растворимыми солями на большую или меньшую глу-

бину, изменяющуюся в зависимости от глубины залегания растворимых солей и гипса, оказывающих на коллоиды коагулирующее действие.

На границе солевого горизонта коллоиды коагулируют. Здесь формируется иллювиальный солонцовый горизонт, обогащенный коллоидами по сравнению с верхним надсолонцовым или элювиальным горизонтом. Солонцовый горизонт уплотнен, обладает особой призматической или столбчатой структурой, обязанной гидрофильности коллоидов, сильно набухающих при увлажнении и резко уменьшающихся в объеме при высушивании почв. Этот горизонт имеет щелочную реакцию и неблагоприятные физические свойства — малую порозность, плохую водопроницаемость. Щелочная реакция в этом горизонте появляется за счет вытеснения из поглощающего комплекса иона Na водородным ионом растворенной углекислоты, а также ионами Ca бикарбонатов: Na^+ (погл. комплекс) + $\text{H}^+ \cdot \text{HCO}_3 = \text{H}$ (погл. комплекс) + NaHCO_3 ; 2Na (погл. комплекс) + $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2 = \text{Ca}$ (погл. комплекс) + $+2\text{NaHCO}_3$.

Морфологический профиль солонцов, химические и физико-химические свойства. Морфологический профиль солонцов весьма характерен и резко дифференцирован. Он включает следующие генетические горизонты: $A_{hf}\text{Na}$ E, $B_t\text{Na}$, B_{CaCO_3} , $B_{\text{CaSO}_4\text{sol}}$, C_{sol} .

Надсолонцовый гумусово-элювиальный горизонт $A_{hf}\text{NaE}$ различной мощности — от единиц до 20—30 см, светло-серый; рыхлый, слоеватый, иногда — при малой мощности горизонта (2—3 см) — ноздреватый.

Иллювиальный солонцовый горизонт располагается ниже.

$B_t\text{Na}$ — бурый или темно-бурый, плотный, столбчатый или призматической структуры, с хорошо выраженными глянцеви́тыми гранями по структурным отдельностям. Часто столбы или призмы высотой 10—20 см в диаметре и 5—7 см в поперечнике распадаются на крупные ореховатые отдельности. В сухом состоянии горизонт очень плотен, во влажном — вязок и бесструктурен.

Под солонцовым горизонтом, располагается солевой горизонт (S_{sol}). На ранних стадиях рассоления здесь сохраняются хлориды и сульфаты натрия. На более поздних эти легкорастворимые соли обнаруживаются на большой глубине. В подсолонцовом горизонте сохраняется относительно менее растворимый гипс (S_{CaSO_4}); на более поздних стадиях рассоления гипс замещается карбонатом кальция (B_{CaCO_3}), что происходит при поступлении в подсолонцовый горизонт соды, образующейся при обменных реакциях в горизонте осолонцевания по реакции: $\text{CaSO}_4 + \text{Na}_2\text{CO}_3 = \text{CaCO}_3 + \text{Na}_2\text{SO}_4$. Карбонаты кальция выпадают на месте, а более легкорастворимые сульфаты натрия выносятся в глубокие горизонты.

Таким образом, на различных стадиях рассоления солонцов их солевой профиль существенно меняется. Наряду с этим изме-

няются морфологические и химические свойства надсолонцового и солонцового горизонтов.

В зависимости от степени рассоления и проявления солонцового процесса различают несколько стадий развития солонцов. Ранние стадии рассоления, с периодическим сезонным засолением почвы, связанным с подъемом грунтовых вод, характеризуются развитием луговых корково-призматических или корково-столбчатых солончаковых хлоридно-сульфатных солонцов. В корковых солончаковатых солонцах надсолонцовый гумусово-элювиальный горизонт составляет 3—5 см; солонцовый горизонт мощностью 5—10 см имеет короткостолбчатую или короткопризматическую структуру, в нижней части — ореховато-зернистую; ниже располагается солевой горизонт, с максимумом легкорастворимых солей, очень рыхлый, обычно повышенной влажности, которая обусловлена сильной гигроскопичностью солей. Вскипание от HCl начинается еще в солонцовом горизонте, а новообразования карбонатов кальция в форме червеобразных прожилок — непосредственно под ним. В солончаковых солонцах часто наблюдаются несколько горизонтов выделения гипса.

Данные анализов обнаруживают следующие особенности корковых солончаковатых солонцов:

- 1) наличие с поверхности некоторого количества легкорастворимых солей, что, по-видимому, связано с их пленочным передвижением кверху в периоды сильного иссушения поверхности почвы;

- 2) ясный максимум легкорастворимых солей в подсолонцовом горизонте, с преобладанием хлористых солей (на глубине 18—30 см);

- 3) обособление на глубине 30—70 см ясного горизонта накопления гипса;

- 4) невысокая щелочность солонцового горизонта.

По мере отрыва от грунтовых вод и дальнейшего рассоления образуется группа лугово-степных хлоридно-сульфатных и сульфатно-хлоридных, среднестолбчатых солонцов. В этих почвах солонцовый горизонт начинается с глубины 10—15 см, имеет более щелочную реакцию, чем в предыдущей группе. Максимум солей и гипса находится на глубине около 50 см (рис. 36).

При дальнейшем рассолении солонцовый горизонт в своей верхней части разрушается и опускается еще глубже (до 20—25 см). Легкорастворимые хлориды и сульфаты, а также гипс почти полностью удаляются из почвенного профиля; из легкорастворимых солей сохраняется лишь сода.

Образуются глубокостолбчатые, часто с поверхности осолодевшие лугово-степные солонцы, представляющие собой переходную группу к осолоделым почвам и солодам. Подобные же содовые солонцы образуются без предшествующей солончаковой стадии при многократном воздействии на почвы слабоминерализованных содовых вод.

Для устранения щелочности солонцов и вытеснения натрия из поглощающего комплекса производится гипсование солонцов. Реакция вытеснения натрия: (погл. комплекс) $2\text{Na} + \text{CaSO}_4$ (погл. комплекс) $\text{Ca} + \text{Na}_2\text{SO}_4$. Сернокислый натрий — это нейтральная соль, и, таким образом, щелочность солонцов не увеличивается, но тем не менее присутствующая в солонцах сода не уничтожается. Поэтому для мелиорации солонцов высокой щелочности вносят кислые реагенты: сульфат железа, сульфат аммония, серу

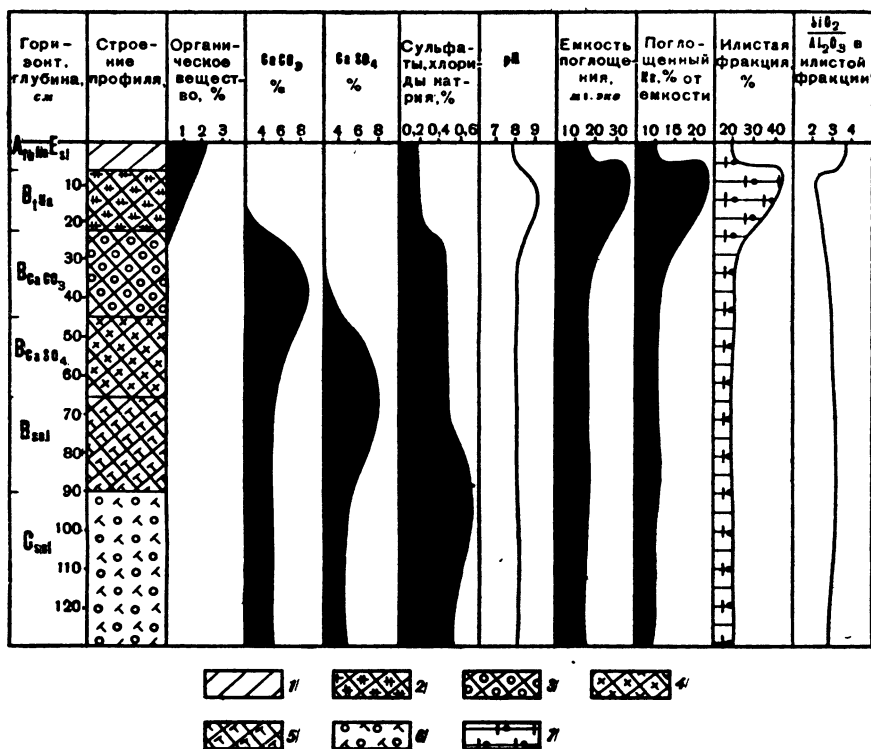


Рис. 36. Профиль солонца.

Генетические горизонты: 1 — надсолонцовый гумусово-элювиальный; 2 — иллювиальный солонцовый; 3 — иллювиальный карбонатный; 4 — иллювиальный гипсовый; 5 — иллювиальный солевой. Почвообразующая порода: 6 — карбонатная, гипсоносная, засоленная

(последняя окисляется в почве сульфуризирующими бактериями до серной кислоты). Гипсование солонцов при умелом применении дает хорошие результаты. Лучший эффект достигается на фоне глубокой пахоты с орошением, когда получающиеся при обмене растворимые соли удаляются из сферы реакции. В солонцах с близким гипсовым горизонтом при глубокой вспашке и орошении происходит самогипсование.

Условия образования и генетические особенности

Солоди, подобно солончакам и солонцам, распространены в умеренно засушливых и сухих областях всех географических поясов Земли. Они приурочены к слабодренированным равнинам, бессточным впадинам, где на глубине 2,0—3,5 м находятся грунтовые воды гидрокарбонатно-натриевого или хлоридно-сульфатно-натриевого состава. Обычно в почвенном покрове подобных областей наблюдается сочетание солончаков, солонцов, солодей и в той или иной мере засоленных болотных почв.

Первый исследователь засоленного ряда почв К. К. Гедройц связывал генезис солодей с деградацией солонцов (1926). Процесс деградации солонцов К. К. Гедройц представлял следующим образом. В депрессиях рельефа (блюдцах, западинах, лиманных понижениях), получающих дополнительное количество воды за счет поверхностного стока, влага застаивается над солонцовым водоупорным горизонтом и длительное время воздействует на верхнюю часть почвенного профиля. Насыщенные натрием органические коллоиды и коллоиды полуторных окислов под воздействием воды диспергируются и по мере просачивания растворов вымываются в глубокие горизонты, что сопровождается обесцвечиванием верхних горизонтов почвы.

Глинные минералы, насыщенные натрием, также диспергируются и частично вымываются, а частично благодаря большой удельной поверхности и дисперсному состоянию подвергаются гидролитическому разложению под действием воды, насыщенной углекислотой. При этом идет вытеснение из поглощающего комплекса натрия и замена его на водородный ион. Ион натрия образует с ионом HCO_3 соду. Последняя при господстве во влажные периоды года нисходящего тока влаги также вымывается из верхних горизонтов и обуславливает осолонцевание нижней части профиля на глубине 50—100 см от поверхности.

При длительном течении процесса весь солонцовый горизонт полностью разрушается. На его месте формируется элювиальный осолоделый горизонт, наиболее обедненный органическими и минеральными коллоидами, обогащенный остаточным кварцем и оставшимся после разложения алюмосиликатов аморфным кремнеземом.

Бывший надсолонцовый гумусово-элювиальный горизонт в своей нижней части также сильно осветлен и разрушен, и лишь его верхняя часть покрашена гумусом.

Наличие солонцов различных степеней осолодения подтверждает рассмотренный путь образования солодей.

Позднее было выяснено существенное значение биогенного фактора в накоплении и удержании в верхних горизонтах солодей аморфного кремнезема. Исследованиями И. В. Тюрина (1937)

было установлено, что значительная часть аморфного кремнезема представлена скелетами диатомовых водорослей и кремневыми фитолитариями. Некоторые почвоведы связывали с деятельностью диатомовых водорослей и сине-зеленых водорослей разрушение алюмосиликатов в солодах (Болышев, Тюрденева, 1953), т. е. сам процесс осолотения рассматривали как явление биохимическое (а не чисто физико-химическое, как предполагал Гедроц).

Необходимо отметить еще один важный признак, разъясняющий существенные моменты процесса осолотения. Во всех горизонтах профиля солодей имеются признаки периодической смены окислительно-восстановительных условий. В гумусово-элювиальном и осолотелом горизонтах обычно присутствуют плотные округлые марганцево-железистые оолитовые конкреции, свидетельствующие о явлениях сегрегации соединений элементов переменной валентности, типичных для почв, испытывающих периодически восстановительный режим.

Ряд исследователей (Ярков, 1956; Кауричев, Ноздрунова, 1958, 1966) считают периодические восстановительные условия и образование подвижных железоорганических закисных соединений — одними из главных факторов осолотения. Согласно этому, солоди могли бы быть отнесены к щелочным поверхностно-глеево-элювиальным почвам (в отличие от кислых поверхностно-глеево-элювиальных оподзоленных почв). Между первыми и вторыми имеется ряд переходов. Часто верхние горизонты солодей в лесостепных областях имеют кислую реакцию, а в нижней части профиля сохраняется щелочная реакция, присутствуют карбонаты кальция и даже легкорастворимые соли.

Во многих солодах признаки оглеения наблюдаются по всему профилю, усиливаясь с глубиной. В этом случае в гор. В появляются сизые и охристые пятна. Количество сизых и зеленоватых пятен увеличивается в гор. ВС и в почвообразующей породе. Это говорит об увлажнении почвы снизу, при периодическом подъеме грунтовых вод. Солоди с периодическим грунтоводным увлажнением распространены весьма широко и могут быть связаны в своем генезисе, как показали исследования Н. И. Базилевич (1967), не с солонцами, а с болотными солонцеватыми и болотными солончаковыми почвами. Исследования Н. И. Базилевич проводились на территории лесостепной и степной зон Западно-Сибирской низменности, представляющей озерно-аллювиальную равнину, находящуюся в стадии обсыхания и расчленения. Изучение почвенного покрова различных уровней поверхности равнины показало, что на самых молодых аллювиальных поверхностях (современных поймах) засоленных и осолотелых почв практически нет. На поверхностях низких террас, вышедших из-под опресняющего влияния паводковых вод, солончаковые и солонцовые почвы приурочены к основным поверхностям равнин, в то время как в старичных депрессиях, занятых болотными

почвами, засоление и осолонцевание наблюдаются лишь в слабой степени. На более древних поверхностях по мере обсыхания аллювиальных равнин и понижения уровня грунтовых вод солонцы и солонцеватые почвы основных поверхностей начинают остепняться. Болотные почвы понижений, сохраняющие периодическую связь со слабозасоленными, но щелочными водами, подвергаются интенсивному осолодению. Здесь часто под слоем торфа наблюдается грязновато-белесый осолоделый горизонт с ржавыми пятнами, ниже которого располагается иллювиальный оглеенный горизонт. Необходимое условие для осолодения почв в данном случае периодическое слабое осолонцевание почвы под воздействием щелочных вод и вынос продуктов распада, образующихся в результате щелочного гидролиза, идущего в восстановительных условиях.

В лесостепной зоне осолодение почв достигает максимума в дальнейшую стадию обсыхания равнин, когда заболоченные западины заселяются лесом (осиной, березой). Поселение леса и усиленная при этом транспирация влаги снижает уровень грунтовых вод, что облегчает вынос продуктов распада из верхних горизонтов почвы в более глубокие и за пределы профиля. Поселение леса приводит к изменению продуктов гумификации, в составе гумуса повышается доля фульвокислот и появляются в растворе низкомолекулярные органические кислоты.

Таким образом, образование солодей возможно несколькими путями: 1) из солонцов и солонцеватых почв депрессий при поступлении щелочных вод поверхностного стока, периодического характера и многократно повторяющегося; 2) из слабосолончаковых или слабосолонцеватых болотных (или луговых) почв при периодическом воздействии на почвенную толщу слабоминерализованных щелочных грунтовых вод, с последующим промыванием почвы и выносом подвижных органических и органо-минеральных соединений.

Морфологический профиль солодей (A_0 , $A_{fh}\overline{E}_{sl}$, E_g , B_{tNaFe} V_{CaSO_4} , C_g). В солодах, образующихся под луговой растительностью, гор. A_0 выражен слабо или отсутствует. В случае нахождения почв под болотной растительностью (травянисто-осоковой) гор. A_0 замещается торфянистым горизонтом. Если солоди находятся под лесной растительностью, то на поверхности их имеется гор. A_0 , представляющий собой темную подстилку из разлагающихся листьев.

$A_{fh}\overline{E}_{sl}$ — гумусово-элювиальный горизонт мощностью 5—10 см, светло-серого цвета, непрочно-комковатой структуры, со структурными отдельностями, распадающимися на плитки и чешуйчи.

E_g — элювиальный осолоделый белесый горизонт мощностью 10—15 см и более, более уплотнен, пылеват, с хорошо выраженной, но непрочной слоевато-листоватой структурой, имеет охристые пятна и марганцево-железистые новообразования в форме

рудяковых зерен диаметром до 3—5 мм; в нижней части горизонта, на границе с иллювиальным, количество рудяковых зерен увеличивается. Отдельными языками осолоделый горизонт заходит в нижележащий.

Микроморфологические особенности осолоделых горизонтов, по данным Е. А. Яриловой (1968), таковы: в горизонте почти полностью отсутствуют глинисто-гумусовые пленки вокруг первичных минералов, полевые шпаты сильно выветрелы, имеется много очень мелких железисто-гумусовых конкреций, встречаются скелеты диатомовых водорослей и фитолиты, однако максимум биогенных кремнеземистых новообразований приурочен к самому верхнему гумусово-элювиальному горизонту.

B_{tNaFe} — иллювиальный глинисто-железистый, часто солонцеватый горизонт большой мощности, начинается с глубины 30—40 см от поверхности и достигает 80—100 см, темно-бурого цвета, хорошо выраженной структуры — от мелкоореховатой до крупноореховатой и призматической. По граням структурных отдельностей в верхней части горизонта часто наблюдается кремнеземистая присыпка, в нижней части грани глянцебиты и, как показывают микроморфологические наблюдения, покрыты оптически ориентированными натечными глинистыми пленками. В случае близкого залегания грунтовых вод в горизонте наблюдаются локализующиеся по граням структурных отдельностей сизые пленки, свидетельствующие о наличии закисных соединений железа $B_{tCaCo,g}$.

$B_{CaCO_3,g}$ — иллювиальный карбонатный горизонт, начинается с глубины 80—100 см и достигает 150—160 см. Цвет этого горизонта светлее предыдущего, грязно-желтый или светло-бурый с желтовато-белесыми мучнистыми стяжениями и прослоями карбонатов кальция. Если грунтовые воды находятся в пределах 2,0—2,5 м, то горизонт сильно оглеен. Структура крупноореховатая.

C_g — на глубине 160—180 см начинается переход к материнской породе, заметный по исчезновению структуры и меньшему содержанию карбонатов.

Во многих солодах в нижней части карбонатного горизонта и в почвообразующей породе появляется гипс и в заметном количестве легкорастворимые соли.

Химические и физико-химические свойства солодей (рис. 37). Для солодей характерно невысокое содержание гумуса (3—4%) в гор. $A_{hf}E$ и быстрое его убывание с глубиной. Отношение гуминовых кислот к фульвокислотам в верхней части гумусового горизонта близко к единице, а с глубиной значительно уменьшается до 0,5—0,3. Значения pH по профилю резко изменяются. В горизонтах $A_{hf}E$ и E_{sl} реакция нейтральная или слабокислая, а начиная с горизонта B_{tNa} — щелочная. Наблюдается резкое перераспределение по профилю илистой фракции: в иллювиальном

горизонте содержание ее в 2—3 раза выше, чем в осолоделом элювиальном. Соответственно распределению илистой фракции изменяется и емкость поглощения. В гумусовом горизонте она составляет 15—20 мг·экв, в элювиальном — 5—7, а в иллювиальном — до 30—35 мг·экв на 100 г почвы. Небольшое количество поглощенного натрия имеется в гумусовом и осолоделом горизонтах, но максимум поглощенного натрия находится в иллювиальном горизонте (50—60 см).

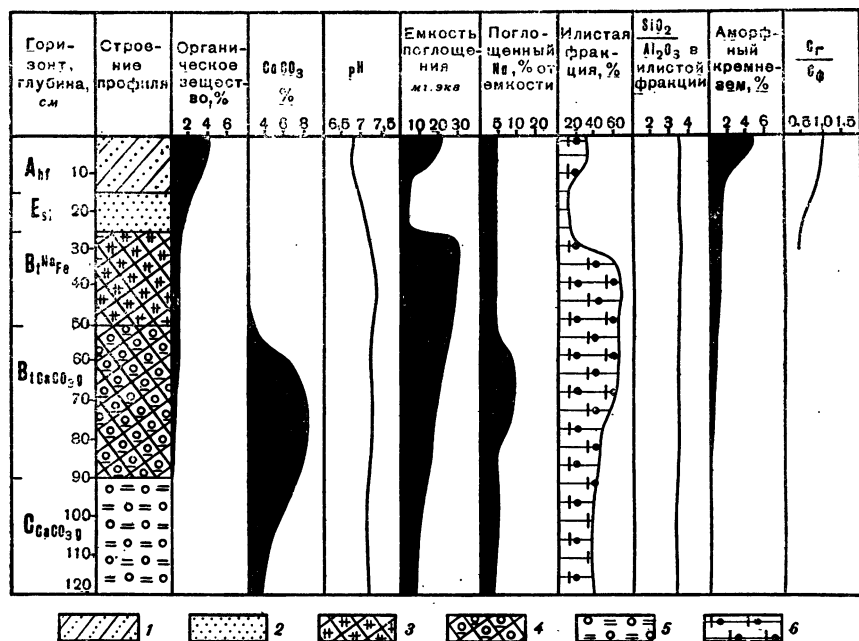


Рис. 37. Профиль солоди.

Генетические горизонты: 1 — гумусово-элювиальный; 2 — элювиальный осолоделый; 3 — иллювиальный глинисто-железистый, солонцеватый; 4 — иллювиальный карбонатный глееватый. Почвообразующая порода: 5 — силлитно-карбонатная с оглеением. Состав илистой фракции: 6 — иллит-монтмориллонитовый

Состав илистой фракции изменяется по горизонтам, в гор. В отношение $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ и $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$ уменьшается. К этому же горизонту приурочен максимум подвижных форм железа и алюминия. Максимальное содержание аморфной кремнекислоты, наоборот, находится в самом верхнем гумусовом горизонте.

Минералогический состав илистой фракции солодей, по дан-ным Н. А. Базилевич (1965), Е. А. Яриловой и Е. И. Парфеновой (1957), — монтмориллонит-гидрослюдистый, с некоторой при-месью каолинита и кварца.

Содержание легкорастворимых солей в профиле солодей изме-ряется сотыми и десятными долями процента.

Выше было сказано, что солоди и в различной степени осоло-

делые почвы встречаются в широком диапазоне географических поясов. Они есть в области распространения вечной мерзлоты близ полюса холода в Якутии, на террасах рек Лены и Вилюя, на низменных древнеаллювиальных равнинах в лесостепной и степной зонах Западной Сибири, Дальнего Востока и Северо-Восточного Китая, в европейской части СССР (в Тамбовской, Днепроградской и Причерноморской низменностях); имеются в Венгрии, столь же широко они распространены в лесостепной зоне на равнинах Северной Америки (в Канаде и в США), где известны под названием солодей и планосолей (planosols). В зоне сухих степей и полупустынь умеренного пояса солоди и осолоделые почвы занимают падьи и лиманы Прикаспийской низменности. В субтропических и тропических поясах они широко распространены в южной и восточной Австралии, на аллювиальных равнинах Параны и Уругвая в Южной Америке. В тропическом поясе северного полушария осолоделые солонцы и солоди изучены в котловине оз. Чад (Vosquier, 1964).

Естественно, что в столь широком диапазоне географических условий почвы, входящие в общее семейство солодей, значительно различаются, и в первую очередь по характеру термического режима, что наряду с другими признаками позволяет выделить в пределах этого семейства ряд типов почв.

Солоди в настоящее время мало используются под посевы культурных растений и представляют собой главным образом сенокосные или лесные угодья. В Австралии они часто используются как культурные сеяные пастбища.

Уровень природного плодородия солодей невысок. Их верхние элювиальные горизонты обеднены элементами питания. Резко дифференцированный по механическому составу профиль и солонцеватость в его нижней части обуславливают неблагоприятные водно-физические и воздушные свойства. Почвы склонны к заплыванию и образованию корки. Часто наблюдается комплексность почвенного покрова. В комплексах наряду с солодями значительные площади заняты еще более неблагоприятными для земледелия почвами: солонцами, солончаками и болотными почвами. Поэтому сельскохозяйственное использование подобных комплексов площадей требует ряда мелиоративных мероприятий: планировка рельефа, осушение, устройство дренажа и промывка засоленных почв. При освоении солодей необходимы глубокая вспашка и внесение органических и минеральных удобрений.

НАИБОЛЕЕ РАСПРОСТРАНЕННЫЕ НАЦИОНАЛЬНЫЕ КЛАССИФИКАЦИИ И НОМЕНКЛАТУРА ПОЧВ

В настоящее время нет единой классификации и номенклатуры почв, принятых во всем мире. В отдельных странах или группах стран действуют различные классификации почв, разработанные национальными школами почвоведов. Приведем наиболее распространенные из них, нашедшие отражение на мировых почвенных картах и картах отдельных континентов или их крупных частей.

В СССР в настоящее время действуют классификация почв мира, разработанная Е. Н. Ивановой и Н. Н. Розовым (1956), и классификация почв СССР, разработанная Почвенным институтом им. В. В. Докучаева (1966). Обе классификации основаны на едином эколого-генетическом принципе: при объединении почв в классификационные группы в равной степени учитываются как свойства почв (в том числе их агропроизводственные свойства), так и условия их образования, т. е. генезис почв.

Центральной группой в названных классификациях является генетический тип почвы; критериями для выделения типов почв — единство происхождения почв и единство миграции и аккумуляции веществ. К одному типу относятся почвы, образовавшиеся в однотипносопряженных биологических, климатических и гидрологических условиях, с ярким проявлением основного почвообразовательного процесса, при возможном сочетании с другими процессами.

Типы почв, принадлежащие одной биоклиматической зоне или провинции, объединяются в классы. Классы почв в пределах одного географического пояса образуют мировые группы почвообразования.

По нисходящей ветви почвенной классификации (ниже типа) выделяются подтипы, роды, виды и разновидности почв. Подтипы — это переходные группы между типами, связанные как с подзональной, так и с фациальной сменой природных условий. Роды почв выделяются в пределах подтипов по качественным особенностям, связанным с почвообразующими породами, химиз-

Схема классификации почв

Группа	Подкласс	Биогенные почвы		
	ряд	атмосферного увлажнения	временного грунтового увлажнения	постоянного грунтового увлажнения
	класс	тип		
Суббореальная и бореальная	тундрово-арктический	арктические, тундровые, дерновые субарктические	— — —	тундрово-болотные
	мерзлотно-таежный	таежные ожелезненные, палевые таежные	палевые таежные глеевые	мерзлотные болотные
	таежно-лесной	подзолистые, серые лесные	подзолисто-болотные, серые лесные глеевые	болотные верховые
Суббореальная	влажный лесной	лесные кислые неоподзоленные, бурые лесные, черноземовидные прерий	лесные кислые глеевые, бурые лесные глеевые, черноземовидные прерий, глеевые	болотные
	степной	черноземы каштановые	лугово-черноземные, лугово-каштановые	лугово-болотные
	пустынный	бурые полупустынные, серо-бурые пустынные	бурые лугово-пустынные	—
Субтропическая	субтропический влажнолесной	желтоземы, красноземы	желтоземы глеевые, красноземы глеевые	болотные субтропические
	субтропический сухолесной и саванный	коричневые, серо-коричневые	лугово-коричневые, лугово-серо-коричневые	лугово-болотные субтропические
	субтропический пустынный	сероземы пустынные субтропические	лугово-сероземные	—
Тропическая	тропический влажнолесной и саванный	латеритные красные высокотравных саванн	латеритные глеевые, красные глеевые	болотные тропические
	тропический сухолесной и саванный	красно-коричневые сухих лесов, красно-бурые сухих саванн	лугово-красно-коричневые, лугово-красно-бурые	лугово-болотные тропические
	тропический пустынный	красновато-бурые опустыненных саванн, пустынные тропические	—	—

(Иганова, Розов, 1956)

Биогалогенные почвы			Биолитогенные почвы		
атмосферного увлажнения	временного грун- тового увлажне- ния	постоянного грунтового увлажнения	атмосферного увлажнения	временного грунтового увлажнения	постоянного грунтового увлажнения
п о ч в					
— — — мерзлотные солоди —	— — — мерзлотные со- лоди глеевые —	тундрово- солонча- ковые — —	— — — — дерново-кар- бонатные	— — — — дерново-кар- бонатные глеевые	— — — — болотные низинные
— солонцы степные солонцы пустын- ные	— солоди, солон- цы луговые солонцы луго- во-пустын- ные	— солончаки солончаки пустын- ные	гумусно-кар- бонатные — —	гумусно-кар- бонатные глеевые — —	— — —
— солонцовые субтропи- ческие	— лугово-солон- цовые суб- тропические	— — солончаки	— — —	— сморщины —	— — —
— — —	— лугово-солон- цовые тропи- ческие —	— — солончаки тропичес- кие	— — черные тропи- ческие —	— — черные гле- евые —	— — —

мом грунтовых вод или признаками предшествующих фаз почвообразования. Виды почв выделяются в пределах родов по степени развития почвообразовательных процессов, а разновидности — по механическому составу (табл. 18).

В Западной Европе приняты классификации немецких почвоведов В. Кубиены (Kubiëna, 1953, 1958) и Е. Мюкенхаузена (Mückenhausen, 1962) и французских почвоведов Ж. Обера и Ф. Дюшофура (Aubert, Duchaufour, 1956, 1965). Эти классификации можно назвать морфогенетическими.

Классификация Кубиены охватывает не только наземные почвы, но и почвы водоемов. Он выделяет отряды почв: подводных, полуназемных и наземных. В пределах отрядов выделяются классы и типы почв по нарастанию или убыванию определенных свойств: обогащенности органическим веществом, карбонатности, степени дифференциации профиля почв, степени засоления, заболачивания и т. д. В классификации Кубиены и Мюкенхаузена, касающейся наземных почв Западной Европы, значительное место уделяется почвообразующим породам — «фильтрующей основе». Выделяется четыре группы почв, отличающихся физическими и химическими свойствами пород: это почвы на глинах, на известняках и мергелях, на лёссах и на силикатных (бескарбонатных породах). В каждой группе выделяются ряды почв от молодых слабо развитых (авторы их называют «сироземами») до полноразвитых профилей бурых лесных и подзолистых (первичных и вторичных) почв, далее к поверхностно-глеевым, или, как их назвал Кубиена, к псевдоглеевым, и, наконец, к почвам с общим естественное развитие почв в Центральной Европе, согласно схеме, отчетливо выражена идея переходов одних почв в другие. Однако естественное развитие почв в Центральной Европе, согласно схеме идет лишь в одном направлении: в сторону оподзоливания и заболачивания. Такое однонаправленное развитие почв возможно лишь в некоторых ограниченных условиях: неизменных в течение длительного времени рельефе, климате и растительности. Реальная обстановка четвертичного периода в Западной Европе — это значительные изменения климата, трансгрессии и регрессии морей, активные новейшие тектонические поднятия и вулканизм.

Классификация почв французских почвоведов Обера и Дюшофура охватывает все почвы мира и использована при составлении почвенных карт Южной Европы и Африки.

СХЕМА КЛАССИФИКАЦИИ ПОЧВ ПО Ж. ОБЕРУ И Ф. ДЮШОФУРУ (1956—1965 гг.)

Класс I. Грубые минеральные почвы

Подкласс 1. Грубые минеральные климатогенные. Группы: а) полигональные холодных стран; б) грубые минеральные пустынь.

Подкласс 2. Грубые минеральные неклиматогенные. Группы: а) эродированные скелетные; б) на свежих наносах.

Класс II. Слаборазвитые почвы

Подкласс 1. Слаборазвитые климатогенные. Группы: а) тундровые; б) ранкеры; в) полупустынные.

Подкласс 2. Грубые минеральные неклиматогенные. Группы: а) слаборазвитые эродированные; б) слаборазвитые на наносах; в) андосоли.

Класс III. Кальций-магниевоморфные

Подкласс 1. Рендзиновые. Группы: а) настоящие рендзины; б) рендзины с дифференцированными горизонтами; в) аллювиальные кальциевоморфные.

Класс IV. Вертисоли и паравертисоли

Подкласс 1. Вертисоли и паравертисоли тополитоморфные. Группы: а) грумосольные; б) негрумосольные.

Подкласс 2. Вертисоли и паравертисоли литоморфные. Группы: а) грумосольные; б) негрумосольные.

Класс V. Изогумусовые почвы

Подкласс 1. Изогумусовые почвы, частично ненасыщенные основаниями. Группа: бруниземы.

Подкласс 2. Изогумусовые почвы, насыщенные основаниями. Группы: а) черноземы; б) каштановые почвы; в) бурые изогумусовые.

Подкласс 3. Изогумусовые почвы, насыщенные основаниями, развивающиеся в прохладный влажный сезон. Группы: а) каштановые субтропические; б) бурые субтропические; в) сероземы субтропические.

Подкласс 4. Изогумусовые почвы, насыщенные основаниями, развивающиеся во влажный жаркий сезон. Группы: бурые субаридные (тропические).

Класс VI. Муллевые почвы

Подкласс 1. Муллевые почвы умеренных стран. Группы: а) лессиве; б) буроземы.

Подкласс 2. Муллевые почвы тропических стран. Группа: бурые эутрофные тропические.

Класс VII. Подзолы и подзолистые почвы

Подкласс 1. Почвы грубогумусовые (моор), обогащенные полуторными окислами, неоглеенные. Группы: а) подзолы; б) под-

золистые почвы; в) охристо-подзолистые почвы; г) крипто-подзолистые почвы.

Подкласс 2. Почвы грубогумусовые, обогащенные полуторными окислами, с оглеением в глубокой части профиля. Группы: а) подзолы оглеенные; б) псевдоподзолы грунтового увлажнения; в) подзолистые глеевые.

Класс VIII. Почвы, богатые полуторными окислами, с быстро минерализующимся органическим веществом

Подкласс 1. Почвы красные и коричневые средиземноморские. Группы: а) красные средиземноморские нелессивированные; б) красные средиземноморские лессивированные.

Подкласс 2. Ожелезненные тропические почвы. Группы: а) ожелезненные тропические нелессивированные; ожелезненные тропические лессивированные.

Подкласс 3. Ферраллитные почвы. Группы: а) почвы слабоферраллитизированные; б) ферраллитные типичные; в) ферраллитные лессивированные; г) гумусовые ферраллитные; д) гумусовые ферраллитные высокогорные.

Класс IX. Галоморфные почвы

Подкласс 1. Галоморфные с недеградированной структурой. Группа: солончаки.

Подкласс 2. Галоморфные с деградированной структурой. Группы: а) щелочные недифференцированные; б) щелочные дифференцированные (солонцы); в) щелочные с разрушенным илом (осолоделые солонцы, солоди).

Класс X. Гидроморфные почвы

Подкласс 1. Гидроморфные органические. Группа: торфяные почвы.

Подкласс 2. Гидроморфные органо-минеральные. Группа: гумусовые глеевые.

Подкласс 3. Гидроморфные минеральные. Группы: а) глеевые малогумусные; б) малогумусные псевдоглеевые; в) малогумусные с карбонатами и гипсом.

В Северной Америке первая общая классификация почв континента была разработана Марбутом (Marbut, 1935), крупнейшим американским почвоведом, воспринявшим идеи генетического докучаевского почвоведения.

В 1927 г. Марбут представил на Первом почвенном конгрессе, происходившем в Вашингтоне, разработанную им классификацию почв. В дальнейшем он ее дополнял, уточнял и завершил в 1935 г.

Эта классификация включала шесть таксономических рангов,

или, как их называют американские почвоведы, категорий. Первая категория— это почвенные индивидуумы — типы почв, различающиеся по механическому составу верхнего горизонта.

Вторая категория — почвенные серии — почвы, развивающиеся в одной местности и имеющие сходные черты (главным образом сходные почвообразующие породы). Третья категория объединяет группы почв по степени развития почвенного профиля: зрелые почвы, незрелые почвы, почвы склонов.

Четвертая категория — это большие группы почв, объединяющие почвы с одинаковым строением профиля.

Пятая категория еще более высокого таксономического ранга объединяла почвы, развитые на различных корках выветривания: на продуктах механического раздробления, на силикатной и аллитной корках выветривания.

Самая высокая — шестая категория имела всего лишь два крупных подразделения: педальфёров — почв, в которых наблюдается передвижение и накопление окислов железа, и педокалов — почв с передвижением и накоплением извести.

После Марбута почвенные исследования в США возглавил проф. Ч. Келлог. В 1938 г. М. Болдуин, Ч. Келлог и Д. Торп опубликовали схему классификации почв, в которой в группировке высших таксономических единиц географо-генетический принцип выступает весьма отчетливо (табл. 19). Высшая таксономическая единица в этой классификации — это разряды почв: зональных, интразональных и аazonальных. Разряды делятся на подразряды, объединяющие близкие по характеру почвообразования почвы той или иной географической зоны или фации.

Разряды делятся на большие группы, подобные тем, которые были выделены Марбутом, но с большим количеством подразделений. Всего было выделено 27 больших групп, отвечающих и по названиям (подзол, черозем, серозем, каштановые почвы, солончак, солонец, солодь и др.) и по существу понятий — «генетическим типам» почв, принятым в докучаевской почвенной классификации и последующих классификациях русских и советских почвоведов.

В соответствии с новой, более дробной системой «больших групп» почв, Келлогом была составлена обзорная почвенная карта США и очерк к ней, опубликованные в сборнике «Почвы и люди» (1938).

Однако вся эта система генетических подразделений опять коснулась лишь единиц высоких таксономических рангов и на среднемасштабных картах по-прежнему выделялись типы (по механическому составу верхнего горизонта) и серии. Такой разрыв между системой высших таксономических единиц (выделяемых по генетическому признаку) и низших (выделяемых по старым агро-геологическим представлениям: характер пахотного горизонта и характер породы) сохраняется и по настоящее время.

На более строгих генетических принципах выделения не толь-

ко крупных, но и мелких таксонов построена классификация почв канадских почвоведов (табл. 20).

В последние 15 лет государственной почвенной службой США (Ч. Келлог, Г. Смит, М. Клайн) последовательно разрабатывается совершенно новая классификация и номенклатура почв, нашедшая в настоящее время применение при картировании почв в США и в некоторых других странах.

Классификация построена на свойствах почв, а именно: на наличии или отсутствии определенных диагностических горизонтов поверхностных и внутрипочвенных и на характере температурного и водного режимов. Выделяются следующие таксономические единицы: порядки, подпорядки, большие группы, подгруппы, семейства, серии и типы. Диагностика разработана до уровня семейств. Принципы объединения почв в высшие таксономические группы — порядки — неясны. Особенно сборные группы представляют порядки инсептисолей и алфисолей.

Генетический подход к классификации почв предполагает: 1) сопряженный анализ свойств всех генетических горизонтов почв, т. е. всего почвенного профиля в целом; 2) сопряженный анализ наблюдаемых состава и свойств почв с современными условиями почвообразования и с палеогеографией данной территории.

Только такой всесторонний и сопряженный анализ позволяет отделить главные существенные свойства от случайных, объяснить причины появления тех и других и найти правильное место данной почве в классификационной системе.

Несоблюдение всех этих условий, формальный подход привели к тому, что, согласно ограничительным критериям новой американской системы, почвы, генетически близкие и сходные по большому числу признаков, попадают в разные классификационные группы, а почвы весьма различные, но имеющие один сходный горизонт, оказываются в одной группе, что показано С. Д. Стефенсом (1963) для Австралии, Н. Н. Розовым, Н. А. Соколовым и В. О. Таргульяном для СССР (1964).

В новой американской классификации предлагается совершенно новая номенклатура почв с использованием греческих и латинских корней. Так, вместо общепринятых терминов «подзолы» и «оподзоленные почвы» предлагаются термины «сподосолы» и «алфисолы», вместо термина «чернозем» — «моллисолы», красноземы и желтоземы влажных субтропиков названы «ултисолами», ферраллитные почвы влажных тропиков — «оксисолами» и т. д. (табл. 21, 22, 23).

Идея упрощения и унификации почвенной номенклатуры весьма своевременна.

Однако международная номенклатура почв может быть разработана на основании использования коротких традиционных названий, принятых в разных странах, под которыми эти почвы известны в мировой литературе.

Именно по этому пути пошел Р. Дюдаль, главный почвовед

Схема классификации почв М. Болдуина, Ч. Келлога, Ж. Торпа (1938)

Категория IV	Категория V	Категория VI
разряды	подразряды	большие группы почв
П е д а л ф ё р ы	почвы холодной зоны светлоокрашенные почвы аридных (сухих) областей	тундровые жустынные красные пустынные сероземы бурые красно-бурые каштановые красновато-каштановые черноземные почвы прерий
	темноокрашенные семиаридных, субгумидных и гумидных (влажных) травянистых местностей	красноватые почвы прерий черноземы деградированные некарбонатные бурые шантунские бурые
	почвы переходных лесистотравянистых местностей	подзолистые бурые подзолистые серо-бурые подзолистые
	светлоокрашенные почвы умеренного пояса	желто-подзолистые красно-подзолистые (и терра-росса) желтовато-бурые латериты красновато-бурые латериты
	латеритные почвы лесных умеренно жарких и тропических областей	латериты
П е д о к а л и	галоморфные почвы	солончаки солонцовые солонди
	гидроморфные почвы	луговые альпийские луговые болотные полуболотные планозолы (с уплотненным горизонтом) подзолистые с грунтовым увлажнением латеритные грунтового увлажнения
	известкоморфные почвы	бурые лесные рендзины почвы на плотных породах аллювиальные на рыхлых незакрепленных породах, включая сухие пески

Примечание. Отсутствующие здесь категория III обозначает семейство, II — серию, I — тип. Семейства объединяют серии и генетической связи с большими группами не имеют.

почвенного отдела ФАО, осуществляющий координацию работ по составлению международной почвенной карты мира.

**Порядки, большие группы и подгруппы в классификации почв Канады
(Лихей, 1966)**

Порядок	Большая группа	Подгруппа
Черноземный	1. Каштановые 2. Темно-каштановые 3. Черноземы	типичные, песчаные, карбонатные, выщелоченные, солонцеватые, осолоделые, солончаковатые, слитые, оглеенные
Солонцовый	1. Солонцы 2. Солоди	каштановые, черноземные, серо-бурые, лесные, оглеенные
Подзолистый	1. Серо-бурые оподзоленные 2. Темно-серые облесенные 3. Серые облесенные 4. Гумусовые подзолы 5. Подзолы	типичные, брунисольные, двучленные, оглеенные типичные, осолоделые, оглеенные типичные, брунисольные, двучленные, осолоделые, оглеенные типичные, многогумусные, железисто-гумусные, оглеенные типичные, ортштейновые, двучленные, оглеенные, конкреционные, мерзлотные, оглеенные
Брунисольный (буроземный)	1. Бурые лесные 2. Бурые облесенные 3. Кислые бурые облесенные 4. Кислые бурые лесные 5. Конкреционные бурые	типичные, деградированные, оглеенные типичные, деградированные, мерзлотные, оглеенные типичные, деградированные, мерзлотные, глеевые типичные, оглеенные типичные, оглеенные
Регосольный	1. Регосоли 2. Подзорегосоли	типичные, солончаковатые, мерзлотные, оглеенные песчаные, мерзлотные, оглеенные
Глеесольный	1. Гумусовые глеевые 2. Глеевые 3. Глеевые выщелоченные	типичные, песчаные, ожелезненные, карбонатные, засоленные, мерзлотные гумусные, малогумусные
Органический	1. Фибросоли 2. Мезосоли 3. Гумосоли	по степени разложения торфа и его составу

Ключ к нозым названиям подпорядков и больших групп почв

В названиях подпорядков			В названиях больших групп		
I			II		
элемент	происхождение	значение	элемент	происхождение	значение
1	2	3	1	2	3
Акр	acros (греч.) — выс- ший	сильновывет- релый	агр	ager (лат.) — пояс	пахотный гори- зонт
Алб	albus (лат.) — белый	присутствие ос- ветленного горизонта	антр	anthropus (греч.) — чело- век	окультуренный слой
Алт	altus (лат.) — высо- кий	большая высо- та или север- ное располо- жение	брун	brunes (лат.) — бурый	темно-бурая ок- раска
Анд	ando	похожий на	кальц	calcium	известковый го- ризонт
Акв	aqua (лат.) — вода	влажный			
Арг	argilla (лат.) — глина	оглинивание	камб	cambiare (лат.) — обме- нивать	обменный гори- зонт (с высо- ким содержа- нием ила)
Ферр	ferrum (лат.) — железо	наличие желе- за			
Гум	humus (лат.) — кора	присутствие гу- муса	круст	crust (лат.) — кора	образование ко- ры
Охр	ochros (греч.) — блед- ный	светлая окрас- ка верхней части	кри	kryos (греч.) — холод	холод
Орт	orthos (греч.) — под- линный	основной (об- щий)	крипт	kryptus (греч.) — скры- тый	скрытое
Псамм	psammus (греч.) — песок	песчаный			
Ренд	рендзина	подобная ренд- зине	дур	durus (лат.) — твер- дый	твердый
			еутр	eutrophis (лат.) — плодo- родный	высокая насы- щенность
Уд	udus (лат.)	во влажных климатах	фраг	fragilis (лат.) — хруп- кий	хрупкость

В названиях подпорядков			В названиях больших групп		
I			II		
элемент	происхождение	значение	элемент	происхождение	значение
1	2	3	1	2	3
Умбр	umbra (лат.) — тень	темноокрашенный, верхняя часть	глосс	glossa (греч.) — язык	языковатый
Уст	ustus (лат.) — горелый	климат сухой, жаркий	грум	grumus (лат.) — крошка	зернистый
			натр	natrium — натрий	присутствие натрия
			верм	vermes (лат.) — червь	червеобразный
			плакс	plax (греч.) — плоский камень	твердый грунт
			плаг	plaggen (нем.) — дерн	дерновый горизонт
			плинт	plinthus (греч.) — кирпич	присутствие плоских включений
			род	rhodon (греч.) — роза	красная окраска
			сал	sal (лат.) — соль	засоленность
			терм	thermus (греч.) — горячий	теплый
			ульт	ultimus (лат.) — последний	сильновыветренный

Таблица 22

Новая американская классификация почв (систематические единицы высшего ранга — порядки, подпорядки и большие группы почв)*

1. Энтисоли

1.1. Аквент	1.2. Псаммент	1.3. Устент	1.4. Удент
1.1.1. Криаквент	1.2.1. Кварцопсаммент	1.3.1. Псаммус-тент	1.4.1. Криудент
1.1.2. Псаммаквент		1.3.2. Ортустент	1.4.2. Агрудент
1.1.3. Гидраквент			1.4.3. Гаплудент
1.1.4. Гаплаквент			1.1.4. Плаггудент

* Цифры, стоящие впереди названий почв, обозначают номера порядков, подпорядков и больших групп, например: 3.2.2. Дурандепт, где цифра 3. — порядок «Инсептисоли», 3.2. — подпорядок «Андепт», 3.2.2. — большая группа «Дурандепт».

2. Вертисоли

2.1. Акверт	2.2. Устерт
2.1.1. Грумакверт	2.2.1. Грумустер
2.1.2. Мазакверт	2.2.2. Мазустерт

3. Инсептисоли

3.1. Аквепт	3.2. Андепт	3.3. Умбрепт	3.4. Охрепт
3.1.1. Галаквепт	3.2.1. Криандепт	3.3.1. Криумбрепт	3.4.3. Эйтрохрепт
3.1.2. Умбраквепт	3.2.2. Дурандепт	3.3.2. Гаплумбрепт	3.4.4. Вистрохрепт
3.1.3. Фрагаквепт	3.2.3. Охрандепт	3.3.3. Антрумбрепт	3.4.5. Устрохрепт
3.1.4. Криаквепт	3.2.4. Умбрандепт		3.4.6. Фрагохрепт
3.1.5. Охраквепт	3.2.5. Гидрандепт		

4. Аридисоли

4.1. Ортид	4.2. Аргид
4.1.1. Камбортид	4.2.1. Гапларгид
4.1.2. Дурортид	4.2.2. Дуаргид
4.1.3. Калсортид	4.2.3. Натраргид
4.1.4. Салортид	4.2.4. Надурагигид

5. Моллисоли

5.1. Рендол	5.2. Амболл	5.3. Акволл
	5.2.1. Аргалболл	5.3.1. Гаплакволл
	5.2.2. Натралболл	5.3.2. Аргакволл
		5.3.3. Калцакволл
		5.3.4. Дуракволл
5.4. Алтолл	5.5. Удолл	5.3.5. Натракволл
5.4.1. Вермалтолл	5.5.1. Вермудолл	5.6. Устолл
5.4.2. Гаплалтолл	5.5.2. Гаплудолл	5.6.1. Вермустолл
5.4.3. Аргалтолл	5.5.3. Аргудолл	5.6.2. Гаплустолл
5.4.4. Калуалтолл		5.6.3. Аргустолл
5.4.5. Натралтолл		5.6.4. Дурустолл
		5.6.5. Калцуустолл
		5.6.6. Натрустолл

6. Сподсоли

6.1. Аквод	6.2. Гумод	6.3. Ортод	6.4. Феррод
6.1.1. Криаквод	6.2.1. Оргумод	6.3.1. Криортод	
6.1.2. Гумаковод	6.2.2. Термгумод	6.3.2. Плакортод	
6.1.3. Ферраковод		6.3.3. Типортод	
6.1.4. Плакаковод			
6.1.5. Термаковод			
6.1.6. Дураковод			

7. Алфисоли

7.1. Аквальф	7.2. Алтальф	7.3. Удальф	7.4. Устальф
7.1.1. Альмаквальф	7.2.1. Криалтальф	7.3.1. Аргудальф	7.4.1. Дурустальф
7.1.2. Глоссаквальф	7.2.2. Типалтальф	7.3.2. Типудальф	7.4.2. Натрустальф
7.1.3. Охраквальф	7.2.3. Натралтальф	7.3.3. Фрагудальф	7.4.3. Родустальф
7.1.4. Умбраквальф	7.2.4. Фрагалтальф	7.3.4. Глоссудальф	7.4.4. Ультустальф
7.1.5. Фрагаквальф		7.3.5. Фраглоссудальф	7.4.5. Типустальф

8. Ултисоли

8.1. Аквулт	8.2. Охрулт	8.3. Умбрулт
8.1.1. Плинтаквулт	8.2.1. Плинтохрулт	8.3.1. Плинтумбрулт
8.1.2. Охраквулт	8.2.2. Родохрулт	8.3.2. Типумбрулт
8.1.3. Умбраквулт	8.2.3. Типохрулт	
8.1.4. Фрагаквулт	8.2.4. Фрагохрулт	

9. Оксисоли

10. Гистосоли

Таблица 23

Названия почв в классификации «Седьмого приближения» американских почвоведов (Келлог, Смит, 1961)

Порядок	Словообразующий элемент	Происхождение словообразующего элемента	Приблизительный эквивалент (по классификации Болдуина, Келлога и Торпа)
Энтисоли	Энт	не ясно	азональные почвы и некоторые гумусово-глеевые почвы
Вертисоли	Ерт	(лат.)—превращать	гумусоли
Инсептисоли	Епт	(лат.) — начало	андо, кислые бурые, некоторые бурые лесные, некоторые гумусово-глеевые пустынные, красновато-пустынные сероземы, солончаки, некоторые бурые и красновато-бурые и связанные с ними
Аридисоли	Ид	(лат.) — сухой	каштановые, черноземы, бруниземы (почвы прерий), рендзины, бурые, лесные и связанные с ними солонцы и гумусово-глеевые почвы
Моллисоли	Олл	(лат.) — мягкий	подзолы, бурые подзолистые почвы, грунтовопроводные подзолы
Сподсоли	Од	(лат.) — древесная зола	серо-бурые подзолистые, серые лесные почвы, бескарбонатные бурые почвы, деградированные черноземы и связанные с ними планосоли и некоторые полуболотные почвы
Алфисоли	Алф	не ясно	красно-желтые подзолистые почвы, красновато-бурые латеритные почвы США и связанные с ними планосоли и полуболотные почвы
Ултисоли	Улт	(лат.) — последний	латеритные почвы, латосоли
Оксисоли	Окс	(фр.) — окись	болотные почвы
Гистосоли	Ист	(лат.) — ткань	

ПОЧВЕННАЯ КАРТА МИРА ФАО—ЮНЕСКО

С 1960 г. начаты работы в системе ФАО — ЮНЕСКО по созданию Почвенной карты мира м-ба 1 : 500 000. Эта работа, проводимая Службой мировых почвенных ресурсов Отдела вод и земель ФАО, приобрела международный характер. Программы и результаты работ по созданию карты подвергались обсуждению на ряде конгрессов Международного общества почвоведов. Был создан консультативный комитет, в него вошли почвоведы разных стран и службы ФАО.

В задачу Комитета входило рассмотрение вопросов корреляции почв различных регионов мира, номенклатуры почв, легенды карты и ее окончательного содержания и оформления.

За прошедшие 10 лет более чем в 40 странах мира были проведены экскурсии и совещания для целей уточнения диагностических признаков, корреляции и идентификации национальных классификаций и национальной номенклатуры почв и создания единой номенклатуры и системы обозначения почв на карте.

Карта составляется по отдельным континентам мира группами ученых — представителей различных стран.

В проекте легенды карты, обсуждавшемся на Международном почвенном конгрессе в 1968 г. в Австралии, выделено около 100 почвенных единиц, объединенных в 25 групп.

Таксономический уровень главных 25 групп почв несколько различен: в одних случаях это семейства или даже группы семейств, в других — типы почв.

Номенклатура почвенных групп и более drobных подразделений построена на смешанном принципе — использованы отдельные национальные названия почв, употребляемые во многих странах мира и вошедшие в мировую литературу, такие, как чернозем, солончак и др.

Для идентичных почв, называемых в разных странах по-разному, предложено или какое-либо одно название из существующих, или новое.

Для разных почв, называемых в различных странах одинаково, например бурые (лесные) и бурые (пустынно-степные), предложены новые названия, образованные в большинстве случаев (как в американской новой системе) из латинских или греческих корней и слова *sol* (почва), например, Cambisol (от лат. *cambiar* — изменение) или Xerosol (от греч. *xeros* — сухой).

Приведем названия главных групп почв, выделяемых на Почвенной карте мира:

Флювисоли (Fluvisols) — аллювиальные;

Глеесоли (Gleysols) — различные оглеенные и болотные;

Регосоли (Rhegosols) — различные почвы на рыхлом суглинистом или хрящевато-щебневатом материале с несформированным профилем;

Ареносоли (Arenosols) — песчаные, с несформированным профилем;

Рендзины (Rendzinas) — почвы с хорошо развитым гумусовым профилем на продуктах выветривания известняков, лежащих глубже 25 см;

Ранкеры (Rankers) — почвы с хорошо развитым гумусовым горизонтом на продуктах выветривания силикатных пород (горно-луговые почвы), лежащих глубже 25 см;

Андосоли (Andosols) — почвы, образовавшиеся на вулканических пеплах, с мощными гумусовыми горизонтами, с низким объемным весом и большим количеством аллофанового материала;

Вертисоли (Vertisols) — образовавшиеся на монтмориллонитовых глинах, с глубокими трещинами, низким содержанием гумуса, признаками вертикального перемещения почвенных масс при набухании — зеркалами скольжения или «slickensides» — (смолницы, черные тропические почвы);

Ермосоли (Jermosols) — пустынные;

Ксеросоли (Xerosols) — почвы субаридных областей (бурые пустынно-степные);

Солончаки (Solonchaks) — засоленные;

Солонцы (Solonetz) — солонцовые;

Каштаноземы (Kastanozems) — каштановые;

Черноземы (Chernozems);

Фэоземы (Phaeozems) — черноземовидные почвы прерий;

Камбисоли (Cambisols) — почвы с оглиненным метаморфическим горизонтом: бурые лесные;

Подзолы (Podzols) — иллювиально-железистые и иллювиально-гумусовые подзолы;

Подзолувисоли, или глоссисоли (Podzoluvisols, или Glossisols) — подзолистые суглинистые, в том числе подзолистые с языковатым гор. $A_2(E)$;

Лювисоли (Luvisols) — почвы с иллювиальным, глинистым и илимеризованным горизонтом (почвы лессиве);

Планосоли (Planosols) — оглеенные, с маломощным гор. А, белесым элювиальным гор. Е и илимеризованным, оглиненным гор. B_{tm} . К планосолям относятся солоды, луговые осолодевшие почвы и другие грунтово-глеево-элювиальные почвы;

Акрисоли (Acrisols) — красноземы, желтоземы;

Нитосоли (Nitосols) — темно-красные ферраллитные, ферсалитно-аллитные и альферитные почвы на основных породах;

Ферральсоли (Ferralsols) — красно-желтые и красные ферраллитные;

Гистосоли (Histosols) — торфяные;

Литосоли (Lithosols) — маломощные каменистые, с глубиной залегания массивных пород в пределах 25 см от поверхности.

На карте показываются не только преобладающие почвы и их механический состав, но и сочетания их с другими почвами в различных условиях рельефа; равнинного, холмистого и горного.

1. Семейства кислых дерновых и кислых дерново-глеевых почв. Дерновые арктические и дерновые субарктические почвы (СССР), Rankers (фр.), Protoranker (нем.), Arctic Brown Soils (США), Cryumbrepts (США 8). Альпийские и субальпийские почвы (СССР), Rankers alpines, Rankers atlantiques (фр.), Müllartige Ranker, Müllranker (нем.), Humussilikatböden (австр.), Alpine Brown Soils (канад.), Lithosols (США), Umbrepts (США 8). Пойменные дерновые почвы (СССР), Sols sur alluvion fluviales acides (фр.), Vega-Paternia (нем.), Alluvial Soils (США), Fluvents (США 8). Дерново-глеевые, пойменные дерново-глеевые (СССР), Sols humiques à gley à anmor acide (фр.), Wiesenböden, Auenböden (нем.), Humic Gley Soils (США), Ochraquepts, Umbaquepts (США 8).

2. Семейство тундрово-глеевых почв. Тундровые, тундрово-глеевые почвы (СССР), Sols hydromorphes minéraux (фр.), Syrogley, Oligotrophe Eugley (нем.), Cryic Gley Soils (канад.), Meadow Tundra, Tundra Gley Soils (США), Cryaquepts, Pergleic cryaquepts (США 8).

3. Семейство альфегумусовых почв. Подбуры, буротаежные потечно-гумусовые, таежно-мерзлотные ожелезненные, кислые таежные неоподзоленные, буротаежные, кислые темно-бурые лесные почвы (СССР), Sols crypto-podzoliques (фр.), Sauer (basenarme) Braunerde, Oligotrophe Braunerde (нем.), Brown Wooded Soils, Acid Brown Wooded Soils (канад.), Subarctic Brown Forrest Soils (США), Cryochrepts, Ochrepts (США 8). Высокогорные лесные и лугово-лесные гумусово-иллювиальные (субтропиков и тропиков) (СССР), Acid Humic Soils, High Humic Latosols (Лат. Амер., США), Andepts (часть их), Hydrandepts, Plagandepts (США 8).

4. Семейство аллофаново-гумусовых пеплово-вулканических почв. Охристые пеплово-вулканические почвы, темноцветные, вулканические почвы (СССР), Humic Allophane Soils, «куробоку», «куротсюши» (яп.), Ando Black Volcanic Dust Soils, Andosoils, «трумао», Volcanic Ash Soils (Лат. Амер.), Alvisols (Нов. Зел.), Andepts (США 8).

5. Семейство альфегумусовых подзолов. Иллювиально-гумусовые, гумусово-железистые и железистые подзолы (СССР), Podzols humiques, humo-ferrugineux, ferrugineux, Sols ocres podzoliques, Sols podzoliques (фр.), Humuspodsol, Humuseisenpodsol,

¹ Принятые сокращения для обозначения стран, в которых употребляется та или иная почвенная терминология: (СССР), (фр.) — Франция, (нем.) — ГДР и ФРГ, (яп.) — Япония, (гол.) — Голландия, (англ.) — Англия, (канад.) — Канада, (США) — номенклатура в соответствии с классификациями 1938, 1952 гг., (США 8) — номенклатура в соответствии с новой американской классификацией почв: 7-е и 8-е приближения.

Eisenpodsol, Ortsteinpodsol (нем.), Orthic Humic Podzol, Humuc Podzol, Ironpan Humic Podzol (канад.), Podzol (США), Humods, Orthods, Ferrods (США 8).

6. Семейство буроземов. Бурые лесные, горные бурые лесные почвы (СССР), Sols bruns (фр.), Braunerden (нем.), Brown Forest Soils (канад., США), Ochrepts (США 8).

7. Семейство фульвоферраллитов. Красноземы и желтоземы влажных субтропических лесов (СССР), Sols fersiallitiques, sols faiblement ferrallitiques (фр.), Rot Lehme, Rot Plastosole, Braunlehme, Braunplastosole (нем.), Reddish-brown Lateritic Soils (США), Rhodochrults (США 8). Красно-желтые латеритные (аллитные, ферраллитные, альферритные) постоянно влажных тропических лесов (СССР), Sols ferrallitiques jaunes, Sols a horizons jaunes sur horizons rouges (фр.), Roterde (нем.), Brown-jellow Latosols, Jellow Latosols (США, Лат. Амер.), Udox (США 8). Красные латеритные (ферраллитные, альферритные, ферритные) (СССР), Sols ferrallitiques rouges (фр.), Red Latosols (США). Темно-красные ферраллитные (СССР), Sols ferrallitiques bruns rouges (фр.), Dark Red Latosols (США, Лат. Амер.), Eutrortox (США 8).

8. Семейство элювиземно-подзолистых почв. Типичные подзолистые почвы, дерново-подзолистые почвы, светло-серые лесные оподзоленные, лессивированные и оподзоленные бурые лесные почвы (СССР), Sols bruns lessives, Sols lessives modaux, Sols lessives, Sols faiblement podzoliques, Sols gris forestieres (фр.), Parabraunerden Fahlerden (нем.), Grey-brown Wooded Soils, Grey Wooded Soils, Grey-brown Podzolic Soils, Textural Podzol (канад.), Grey-brown Podzolic Soils (США), Orthic, Mollic, Glossudalfic Typaltalfs (США 8). Оподзоленные красноземы и желтоземы, оподзоленные латеритные почвы, ферраллитные почвы с дифференцированным профилем (СССР), Sols faiblement ferrallitiques lessivés, Sols rouges méditerranéens lessivés, Sols ferrugineux tropicaux lessivés (фр.), Red-jellow Podzolic Soils (США), Typochrults (США 8).

9. Семейство кислых поверхностно-глеево-элювиальных почв. Глееподзолистые, подзолистые контактно-глеевые, подбелы, «псевдоподзолистые», «псевдоподзолы» (СССР), Sols lessivés à pseudogley, Sols podzoliques à pseudogley (фр.), Pseudogley, Podsol-Pseudogley (нем.), Eluviated Gleysol (канад.), Albaqualfs (США 8). «Псевдоподзолистые» красноземы и желтоземы, «псевдоподзолистые» латеритные почвы (СССР), Sols fersiallitiques à pseudogley, Sols ferrallitiques à pseudogley (фр.), Albaqualfs (США 8).

10. Семейство кислых квасцовых почв. Засоленные почвы маршей и мангровых болот (СССР), Knickmarschböden Säure Salzböden (нем.), Tyonic Soils (США).

11. Семейство кислых гидрогенно-ожелезненных почв. Луговые ожелезненные, торфянистые ожелезненные (СССР), Gleyböden mit Raseneisenstein (нем.), Fera Gleysol (канад.). Латеритные

почвы, латериты (СССР), Sols a carapace ou cuirasse (фр.), Ground Water Laterit (США), Plinthaqueox (США 8).

12. Семейства кислых торфяно-глеевых и иловато-глеевых почв. Торфяно-глеевые, иловато-глеевые (СССР), Sols hydromorphes organiques (фр.), Turboux forestieres, Sols des gley a moder (фр.), Anmoor, Moorerden, Muldengley, Stagnogley (нем.), Fibrisol, Mesisol, Humisol (канад.), Organic Soils, Peat Swamp Soils, Gley Soils (США), Histosols, Humaquepts (США 8).

13. Семейства дерновых кальций-гумусовых и дерновых кальций-гумусовых глеевых почв. Выщелоченные черноземы, черноземовидные почвы прерий, красновато-черные почвы прерий (СССР), Brunzems (фр.), Eluviated Black, Grumic Black (канад.), Brunizems (США, Лат. Амер.), Agrudolls, Agriaquolls (США 8). Дерново-карбонатные почвы, перегнойно-карбонатные почвы (СССР), Rendzines (фр.), Rendzinen (нем.), Rendzinas (США), Rendolls (США 8). Черноземовидные луговые почвы (СССР), Sols humic à gley à anmoor calcique (фр.), Gleyed Black Soils (канад.), Humic Gley Soils (США), Naplaquolls (США 8).

14. Семейство элювиземно-гумусовых почв. Оподзоленные черноземы, серые лесные почвы (СССР), Sols gris forestiers (фр.), Dark Grey Wooded, Grey Wooded (канад.), Albolls, Albolic Agrudolls (США 8).

15. Семейство ферроземов. Красные почвы саванн, красно-бурые почвы саванн, коричнево-красные латеритизованные почвы ксерофитных лесов и кустарников (СССР), Sols ferrugineux tropicaux non ou peu lessivés (фр.), Ustalfs (США 8).

16. Семейство кальций-гумусовых оглиненных почв. Коричневые почвы ксерофитных субтропических лесов и кустарников (СССР), Sols rouges et bruns méditerranées (фр.), Non Calcic Brown Soils, Reddish-brown Soils (США), Argixerolls (США 8).

17. Семейство слитоземов. Смолницы, черные субтропические почвы, черные и серые тропические почвы (СССР), Vertisols et paravertisols, Tirs de steppe (фр.), смоница (Югосл.), Regurs (Индия), Black Tropical Soils, Black Cotton Soils (англ.), Margalitic Soils (гол.), Grumosols (США), Vertisols (США 8).

18. Семейство кальций-гумусовых степных почв. Черноземы, каштановые почвы (СССР), Chernozems, Sols chatain, Sols chatain subtropicaux (фр.), Black Soils, Brown Soils (канад., США), Chestnut Soils (США), Naplborolls, Naplustolls, Argiborolls, Argiustolls (США 8).

19. Семейство фульватно-ксеро-карбонатных почв. Бурые пустынно-степные (несолонцеватые), сероземы (СССР), Sols brun isohumiques, Sols brun subarides, Sierozems (фр.), Brown Arid Soils (США), Calcixerolls, Calciustolls, Aridic Naplborolls (США 8).

20. Семейство карбонатно-гипсовых ксеро-солонцовых почв. Бурые пустынно-степные солонцеватые, серо-бурые пустынные

(СССР), Sols brunes subarides faiblement alcalises (фр.), Argids, Cambortids, Nadurargids, Durorthods (США 8).

21. Семейство солодей. Солоди (СССР), Solods (фр.), Solods, Planosols (канад., США), Albolls, Natralbolls (США 8).

22. Семейство солонцов. Солонцы (СССР), Solonetz (фр.), Solonetz (канад., США), Natraguolls Natrxerolls (США 8).

23. Семейство солончаков. Солончаки (СССР), Sols salines (фр.), Alcalisoils (канад., США), Solorthids (США 8).

ОСНОВНАЯ ЛИТЕРАТУРА

- Александрова Л. Н. Современные представления о природе гумусовых веществ и их органо-минеральных производных. В сб.: «Проблемы почвоведения». М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Аристовская Т. В. Микробиология подзолистых почв. М., «Наука», 1965.
- Афанасьева Е. А. Черноземы Средне-Русской возвышенности. М., «Наука», 1966.
- Базилевич Н. И. Геохимия почв содового засоления. М., «Наука», 1965.
- Ганссен Р. География почв. М., ИЛ, 1962.
- Герасимов И. П. Почвы Центральной Европы и связанные с ними вопросы физической географии. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Герасимов И. П., Глазовская М. А. Основы почвоведения и география почв. М., Географиз, 1960.
- Глазовская М. А. Принципы классификации почв мира. «Почвоведение», 1966, № 8.
- Глинка К. Д. Деградация и подзолистый процесс. «Почвоведение», 1924, № 3—4.
- Зонн С. В. Горно-лесные почвы хвойных и буковых лесов Болгарии. Опыт сопряженного изучения почв с типами леса. София, 1962.
- Зонн С. В. Высокогорные лесные почвы Восточного Тибета. М., «Наука», 1964.
- Кауричев И. С., Ноздрунова Е. М. Общие черты генезиса почв временного избыточного увлажнения. М., «Наука», 1964.
- Кирице К., Пэунеску К. Бурые и подзолистые почвы на территории РНР. В кн.: «Cercetări de Pedologie», Bucuresti, 1958.
- Ковда В. А. Очерки природы и почв Китая. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Ковда В. А. Общность и различия в истории почвенного покрова континентов. «Почвоведение», 1965, № 1.
- Кононова М. М. Органическое вещество почвы. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Ливеровский Ю. А. Почвы тундр Северного края. «Тр. Полярной комис. АН СССР», вып. 19, 1934.
- Ливеровский Ю. А., Пустовойтов Н. Д. Луговые черноземовидные почвы и генезис ландшафтов Амурских прерий. «Вестн. Моск. ун-та», сер. геогр., 1966, № 3.
- Лобова Е. В. Почвы пустынной зоны СССР. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Ногина Н. А. Почвы Забайкалья. М., «Наука», 1964.
- Перельман А. И. Процессы миграции солей на равнинах Восточной Туркмении и Западного Узбекистана в неогене. (Древние почвы пустынь Средней Азии). М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Полынов Б. Б. Красноземная кора выветривания и ее почвы. В кн.: «Избр. труды». М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Полынов Б. Б. Учение о ландшафтах. Избр. тр. М., Изд-во АН СССР, 1956.

- Пономарева В. В. Теория подзолообразовательного процесса. М., «Наука», 1964.
- Прасолов Л. И. Горнолесные почвы Кавказа. «Тр. Почв. ин-та им. В. В. Докучаева», 1947, т. 25.
- Роде А. А. Подзолообразовательный процесс. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1937.
- Родин Л. Е., Базилевич Н. И. Динамика органического вещества и биологический круговорот веществ в основных типах растительности. М.—Л., «Наука», 1965.
- Розанов А. Н. Сероземы Средней Азии. М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Рубилин Е. В. Почвы предгорий и подгорных равнин Северной Осетии. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Соколов И. А. Вулканизм и почвообразование. Автореф. дисс. на соиск. уч. степени канд. сельхоз. наук. М., 1968.
- Стебут А. И. Смолницы Сербии и черные почвы южных областей. «Почвоведение», 1946, № 3.
- Таргульян В. О. Почвообразование и выветривание в холодных гумидных областях. М., «Наука», 1971.
- Физико-географический Атлас Мира. М., Изд-во АН СССР и ГУГК, 1964.
- Фридланд В. М. Почвы и коры выветривания влажных тропиков. М., «Наука», 1964.
- Ярков М. Н. Образование подзолистых почв. Докл. V Междунар. конгр. почвоведов. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Aubert G., Duchaufour Ph. Projet de classification des sols. VI-e Congres intern. Sc. du Sol. Paris, 1956, vol. 97 E.
- Bloomfield C. B. A Study of Podzolisation «Y. Soil Sci.», 1953, 4—5.
- Chirita C., Paunescu C. Solurile brune podzolice din RPR. Cercetari de Pedologie Bucuresti, Ed. Acad. Resp. Pop. Romine, 1958.
- Cline M. G. Profile Studies of Normal Soils of New York. «Soil Sci.», 1949, vol. 68, N 3.
- Coninck Fr. de, Herbillon A. J. a. oth. Weathering of Clay Minerals and Formation of Amorphous Material during the Degradation of a Bt Horizon and Podzolisation in Belgium. 9th Intern. Congress of Soil Sci. Transaction, vol. 4, Adelaide, Australia, 1968.
- Duchaufour Ph. Lessivage et podzolisation. «Revue Forestiere Francaise», 1951, 12 oct.
- Duchaufour Ph. Précis de Pedologie. Paris, 1960.
- Dudal R. Dark Clay Soils of Tropical and Subtropical Regions. «Soil Sci.», 1963, vol. 95, N 4.
- Durand J. H. Les croutes calcaires sl. Afrique du Nord étudiées a la lumiere de la Bio-Rhexistase. «Serv. des étude scientif. Peodol. et Agrologie», 1956, 2.
- Hooore I. d. L'accumulat, on des sesquioxides libres dans les sols tropicaux. «Publ. Inst. Nat. Etudes Agr.». Congo Belge, 1954, 62.
- Kanno J. Genesis and Classification of Main Genetic Soil Types of Japan. 1. Introduction on Humic Allophane Soils. «The Bull. of the Kyushu Agr. Exp. st.», 1961, vol. 7.
- Kellö C. E., Nygard I. Y. Exploratory Stady of the Principal Soil Groups of Alaska. «Agr. Monograph.», N 7, U. S., Dept. Agric. Washington, 1951.
- Kubiens W. The Soils of Europe. London, Murby, 1953.
- Laatsch W. Dynamik der mitteleuropäischen Mineralboden. 4 Aufgabe. Dresden und Leipzig, 1957.
- Maignien R. Les sols ferrugineux tropicaux. C. R. du VII Congr. Intern. Sci Sol. Bucharest, 1964.
- Mohr C. G., Van-Baren F. A. Tropical Soils. London, N. Y., 1954.
- Mückenhausen E. Pseudogley. «Sci. Soil. Univ.», Bonn, 1963.
- Oakes H., Thorp I. Dark Clay Soils of Warm Regions, Variously Colled: Rendzina, Black Cotton Soil, Regur and Tirs. «Proc. Sci. Soc. America», 1950, vol. 15.
- Ohmass M. Genesis and Morfology of Volcanic Ash. Soils. Meeting on the Classific. and Correlat. of Soils from Volcanic Ash. «World Soil Res. Rep.», FAO Tokyo, 1964.

- Stephens G. Manual of Australian Soils. Melbourne, 1953.
- Stobbe, P. C. The Morphology and Genesis of the Grey-Brown Podzolic and Related Soils of Eastern Canada. «Proc. Soil Sci. Amer.», 1952, 16, 4.
- Tedrow J. C. F., Drew J. V., Hills D. E., Douglas L. A. Major Genetic Soils of the Arctic Slope of Alaska. «The Journ. of Soil Sci.», 1952, vol. 9, 1.
- Van der Merwe C. R. Morphology of the South African Black Clays. Transactions of the 3-d Intern. Congress of Soil Sci., vol. 1. Oxford, England, 1935.
- Villar del E. H. The Tirs of Morocco. «Soil Sci.», 1944, vol. 57, 5.
-

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
Глава I. Почвообразовательные процессы и генетический профиль почв	5
Общая схема почвообразования	5
Циклический и поступательный характер почвообразовательных процессов	6
Значение в формировании почвенного профиля положения почвы в геохимическом ландшафте	8
Геохимическая история ландшафтов и почв и реликтовые черты в почвенном профиле	10
Генетический профиль почв, генетические горизонты, их индексация	11
Глава II. Основные направления и типы почвообразования, ассоциации, генерации, семейства и типы почв	15
Взаимодействие факторов почвообразования	15
Развитие понятия «типы почвообразования» или «основные направления почвообразовательного процесса»	17
Основные направления почвообразования. Биогеохимические и гидро-геохимические ассоциации почв	18
Генерации и семейства почв	19
Динамика современных почвенных процессов. Энергетические уровни почвообразования. Типы почв	21
Глава III. Субэзральные кислые ульматно-фульватные почвы	29
Семейство кислых дерновых почв	29
Семейство альфегумусовых почв	36
Семейство пеплово-вулканических кислых гумусово-аллофановых почв	43
Семейство иллювиально-гумусовых подзолов	46
Семейство буроземов (ульматно-сиаллитных оглиненных почв)	55
Семейство фульвоферраллитов (фульватно-каолининовых ферраллитных, аллитных, феррсиаллитно-аллитных почв)	66
Семейство элювиземно-подзолистых почв (подзолоземов)	80
Глава IV. Кислые глеевые почвы с окислительно-восстановительным и восстановительным режимом	98
Восстановительные условия в почвах и связанные с ними процессы оглеения	98
Семейство кислых поверхностно-глеево-элювиальных почв	101

Семейство кислых грунтово-глеево-элювиальных почв	107
Семейство тундрово-глеевых почв	108
Семейство кислых дерново-глеевых почв	111
Торфонакопление и семейства кислых торфяно-глеевых и торфяных почв	111
Семейство кислых гидрогенно-ожелезненных почв	115
Семейство кислых глеевых квасцовых почв (кислых тионовых)	117
Глава V. Субэральные фульватно-гуматные слабокислые почвы	121
Семейство элювиземно-кальций-гумусовых почв	121
Семейство дерновых кальций-гумусовых почв	128
Семейство ферроземов — элювиземных ожелезненных почв (красные сиаллитно-ферритные почвы саванн и сухих тропических редколесий)	131
Глава VI. Субэральные гуматно-кальциевые нейтральные и слабощелочные почвы	138
Генерации и семейства почв	138
Семейство кальций-гумусовых оглиненных почв (коричневые, красно-коричневые и серо-коричневые почвы субтропических и тропических переменно влажных областей)	138
Семейство слитоземов (монтмориллонитовых слитых почв переменно влажных субтропических и тропических областей)	144
Семейство кальций-гумусовых степных почв	154
Глава VII. Субэральные фульватно-карбонатные почвы	167
Семейство субэральных фульватно-ксеро-карбонатных почв	167
Семейство субэральных карбонатно-гипсовых ксеро-солонцовых почв	175
Глава VIII. Щелочные и засоленные глеевые почвы с окислительно-восстановительным и восстановительным режимом	184
Состав и режим грунтовых вод	184
Семейства торфяно-болотных карбонатных и иловато-болотных карбонатных почв	185
Семейство луговых кальций-гумусовых почв	187
Семейство солончаков	193
Семейство солонцов	197
Семейство солодей	201
Глава IX. Наиболее распространенные национальные классификации и номенклатура почв	207
Основная литература	227

Мария Альфредовна Глазовская

ПОЧВЫ МИРА

Тематический план 1972 г. № 153

Редактор *Л. И. Лопатина*

Переплет художника *И. С. Клейнарда*

Технический редактор *Г. И. Георгиева*

Корректоры *Н. Я. Корнеева, А. С. Аполчина*

Сдано в набор 6.XII 1971 г.

Подписано к печати 10.V 1972 г.

Л-111408

Формат 60×90¹/₁₆

Физ. печ. л. 14.5+1 вклейка (0.25)

Уч.-изд. л. 16.11

Изд. № 1163

Зак. 748

Тираж 5.810 экз.

Цена 70 коп.

Издательство Московского университета

Москва, К-9, ул. Герцена, 5/7.

Типография Изд-ва МГУ. Москва, Ленинские горы