

А. Дж. Джеррард

---

# ПОЧВЫ

и формы рельефа



A. J. Gerrard  
SOILS AND LANDFORMS

А. Дж. Джеррард  
ПОЧВЫ И ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

---



---

# SOILS AND LANDFORMS

An Integration of Geomorphology  
and Pedology

**A. J. Gerrard**

Department of Geography,  
University of Birmingham

LONDON  
GEORGE ALLEN & UNWIN  
BOSTON SYDNEY

А. Дж. Джеррард

---

# ПОЧВЫ И ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

Комплексное геоморфолого-почвенное  
исследование

Перевод с английского Р. В. ФУРСЕНКО и Е. М. ВИДРЕ

Под редакцией доктора геолого-минералогических наук  
Ю. П. СЕЛИВЕРСТОВА

4473

ЛЕНИНГРАД  
«НЕДРА» ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
1984



Джеррард А. Дж. Почвы и формы рельефа. Комплексное геоморфолого-почвенное исследование: Пер. с англ.—Л.: Недра, 1984.—208 с.—Пер. изд. Великобритании, 1981.

Изложены представления о связи процессов почвообразования с развитием и формированием рельефа. Взаимосвязь геоморфологических и почвообразующих процессов проанализирована с учетом движения почвы и воды. Рассмотрено взаимоотношение почв в пределах водосборных бассейнов, на эрозионных поверхностях, в поймах и на речных террасах, на гляциальных и флювиогляциальных формах рельефа. Показано стратиграфическое значение почв. Оценена роль почвенной съемки и картирования форм рельефа в рациональном использовании земель.

Для геологов, геоморфологов, почвоведов.  
Табл. 23, ил. 56, список лит. 60 назв.

А. Дж. Джеррард

## ПОЧВЫ И ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

### Комплексное геоморфолого-почвенное исследование

---

Редактор издательства Л. Г. Ермолаева  
Переплет художника В. Т. Левченко  
Технический редактор И. Г. Сидорова  
Корректор В. Н. Малахова

ИБ № 5669

Сдано в набор 28.03.84. Подписано в печать 25.05.84. Формат 60×90<sup>1/16</sup>. Бумага тип. № 2. Гарнитура «Литературная». Печать высокая. Усл. печ. л. 13,0. Усл. кр.-отт. 13,0. Уч.-изд. л. 14,0. Тираж 2800 экз. Заказ № 122/680. Цена 2 р. 40 к.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра», Ленинградское отделение, 193171, Ленинград, С-171, ул. Фарфоровская, 12.

Ленинградская типография № 8 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли, 190000, Ленинград, Прачечный переулок, 6.

Д  $\frac{1905030000-333}{043(01)-84}$  134—84

© А. J. Gerrard, 1981  
© Перевод на русский язык.  
Издательство «Недра», 1984

## ОТ РЕДАКТОРА

Предлагаемая читателю книга представляет собой перевод монографии английского ученого А. Джона Джеррарда, работающего на географическом факультете Бирмингемского университета. В Англии она была опубликована в 1981 г. под названием «Почвы и формы рельефа. Интеграция геоморфологии и педологии». Монография содержит новейшие сведения по затрагиваемым проблемам. Перевод этой работы обусловлен тем, что она посвящена очень важному, но мало изученному и практически не отраженному в печати (в том числе в советской научной литературе) вопросу взаимодействия и совместного проявления и развития геоморфологических и педологических (почвенных) процессов и явлений. По этим проблемам фактически нет специальной литературы, за исключением нескольких журнальных статей. Что же касается географо-геоморфологической, литолого-геологической или почвоведческой литературы, то даже при наличии соответствующих глав или разделов в них, как правило, содержатся только общие сведения, но с непременным подчеркиванием важной роли взаимоотношений почв и рельефа, геоморфологических и педологических процессов, относящихся к пограничным рубежам двух ведущих наук о земной поверхности, изучающих контакт литосферы с атмосферой и гидросферой на фоне возрастающего значения биосферы и техносферы.

Книга А. Дж. Джеррарда восполняет этот пробел, хотя только в определенной степени. Это прежде всего обусловлено тем, что автор излагает малоизвестный советскому читателю фактический материал, а приводимые в доказательство примеры не всегда могут быть проверены по первоисточникам. Кроме того, А. Дж. Джеррард весьма редко использует работы советских авторов по рассматриваемым проблемам. Ссылки на исследования русских и советских ученых немногочисленны и в основном касаются теоретических разработок. В то же время в СССР есть немало исследователей, весьма глубоко изучивших отдельные стороны затрагиваемых проблем. Среди них необходимо назвать Б. Б. Польшова, И. П. Герасимова, В. П. Петрова, М. А. Глазовскую, В. М. Фридланда, Г. Н. Высоцкого, В. П. Казаринова, Ю. П. Казанского.

При подготовке к изданию перевода книги А. Дж. Джеррарда был сохранен полный текст всех 12 глав. Прилагаемый список литературы существенно сокращен, главным образом за счет узкоспециализированной, но ссылки в тексте сохранены. Английские единицы измерения заменены на принятые в СССР, в связи с чем в некоторых формулах изменились числовые коэффициенты.

Работа с книгой А. Дж. Джеррарда еще раз с большой убедительностью показала огромное значение взаимопроникающих процессов и явлений, а также выводов и заключений обеих рассматриваемых наук (геоморфологии и почвоведения) в развитии земной поверхности — основной арены жизнедеятельности людей. Приходилось уже неоднократно подчеркивать, что покровные образования, куда входят и почвы, по существу, являются одновременно дневной поверхностью рельефа. Они должны рассматриваться не просто в порядке существующих связей и оказываемых воздействий, а обязательно как необходимая составляющая строения и развития рельефа. В этом смысле представляется, что подавляющее большинство затронутых А. Дж. Джеррардом проблем являются геоморфологическими.

Огромная роль формирования почв в процессах преобразования земной поверхности подчеркивалась неоднократно; наиболее полно она исследована с литолого-геологической точки зрения, особенно при анализе элювиогенеза и корообразования, а отсюда — и осадконакопления вообще. И тем не менее столь тесно связанным явлениям практически не нашлось места в отечественных

учебниках по геоморфологии и общей геологии. Справедливости ради заметим, что этим страдают и фундаментальные геоморфологические пособия за рубежом, о чем можно судить по недавно опубликованной книге Р. Дж. Райса «Основы геоморфологии» (М., Прогресс, 1980), отдельные общие положения которой достаточно близко разработкам А. Дж. Джеррарда.

Важное, но не полностью пока осознанное значение педологических исследований для геоморфологии раскрывается при проведении крупномасштабных детальных работ и при переходе к количественным оценкам процессов и явлений в природе. В этом случае часто все геоморфологические наблюдения, их анализ и истолкование не выходят за пределы влияния почвенных проявлений. Несомненно, что комплексный тип исследований имеет большое будущее, и дело части геоморфологов — взять на вооружение все лучшее, что есть у почвоведов и специалистов другого профиля. Видимо, особое значение все это приобретает в гумидных условиях, в обстановках значительных температур, когда почвообразовательные процессы проникают на многие единицы и даже десятки метров в покровные образования, охватывая, по существу, всю сферу действия экзогенных процессов, в определенной степени направляя и регулируя их.

Монография А. Дж. Джеррарда интересна и трудна еще и тем, что в ней часто внимание акцентируется на вопросах, которые мало обсуждаются в отечественной литературе. С этим связана и специфическая терминология. Сюда можно отнести понятия почвенной катены, педонов и полипедонов, реголита, террасетт, линий стекания (seepage lines), прослоек камней (stone lines), стока через трубки (pipeflow), сквозного стока (throughflow), геосолов, гумонов. Поскольку эти термины достаточно широко применяются автором и, судя по приводимым литературным ссылкам, другими зарубежными специалистами, обратим внимание на некоторые из них.

Понятие катены позволяет установить связь почв с рельефом через их положение и угол наклона, а отсюда — зависимость от водного режима и геолого-геоморфологических процессов. Это своеобразное динамическое явление определенной временной продолжительности — специфическая педоморфическая поверхность, которая может быть определена следующим образом. Катена — это закономерно построенная группировка различных почв, объединенных в своем формировании, развитии и распространении определенным рельефом и формирующими его процессами и регулярно повторяющаяся в сходных геоморфологических обстановках. Чаще всего катены выделяются на однородных материнских горных породах. Катены являются единицами специального картирования, они способствуют выяснению педогеоморфологических закономерностей и эволюции дневной поверхности Земли. Как видно, выделение катен имеет явный геоморфологический смысл.

Конкретные элементарные почвенные разрезы являются педонами, которые по сходству ряда признаков объединяются в полипедоны. Совокупность полипедонов формирует элементы земной поверхности, имеющие определенные катены, закономерные группировки которых характеризуют водосборные бассейны. Такова общая картина последовательного усложнения и соответственно изучения почв и рельефа.

Деятиэлементная модель земной поверхности, которую кратко описывает А. Дж. Джеррард, представляет собой условный профиль гипотетического рельефа от междуречья до прилегающего понижения, где отмечены все важнейшие показатели земной поверхности, т. е. рельефа. Они охарактеризованы с точки зрения уклонов, местоположения, морфологии и отчасти генезиса, одновременно отражены также типичные экзогенные геоморфологические процессы и особенности почвообразования. Таким образом, эта модель представляет собой условный комплексный геоморфологический (ландшафтно-геоморфологический) профиль. Подобные модели позволяют энергичнее применять в геоморфологии системный анализ и математические методы обработки с участием ЭВМ.

Из числа редких хотелось бы обратить внимание на термины, связанные с подпочвенными перемещениями вод и осадков. Прежде всего это так называемые линии стекания, трудноуловимые визуально на земной поверхности, но довольно хорошо дешифрируемые на аэрофотоснимках. Они свидетельствуют о постоянно происходящих малозаметных экзогенных процессах, суммарный

эффект которых впоследствии, вероятно, проявляется в эрозивных и суффозионных формах. К этим формам относятся ложбины-делли и разнообразные рытвины на поверхности, многоликие трубообразные полости и микротуннели под землей (piping), по которым осуществляется значительная часть стока атмосферных осадков.

Со сложным комплексом движений грунтов, почв и воды связано формирование прослоек (или линий) камней, широко развитых в районах с гумидным климатом. Они свидетельствуют об экзогенных проявлениях, требующих определенных энергетических затрат и конкретных агентов воздействия. Сюда относится и более широкая проблема о так называемых внутрiformационных размывах, эрозивных несогласиях, скоростях тех или иных природных процессов разрушения, транспортировки и созидания.

Некоторые термины привлекают своей краткостью и точностью понятий, например: реголит — для элювиальной выветрелой массы; плазма — для перемещаемой части почвенного вещества; геосол — для почвенно-стратиграфического подразделения, которое может быть выделено, охарактеризовано и закартировано на значительных площадях (типа выделяемых в СССР погребенных почв с собственными названиями). Некоторые же термины (например, определения различных стоков) еще недостаточно ясны и требуют дополнительных уточнений.

Интересен один из разделов книги, где рассматриваются земельные системы. Речь идет о подразделениях и классификациях земель с точки зрения соотношения особенностей рельефа, почв и растительности с геологией, геоморфологией и климатом, т. е. делается попытка выделять районы с определенным сочетанием этих признаков. Отсюда следует возможное практическое использование территорий, установление ценности их земельного фонда, определение целесообразности проведения тех или иных работ и т. п. Подобные исследования представляются важными в связи с проблемами рационального природопользования и оптимизации окружающей среды.

Автор книги проводит идею о том, что современная физическая география — это наука, целью которой является изучение функционирования окружающей среды на границах раздела в нижних слоях атмосферы. В сущности речь идет о педогеоморфологической границе с растительностью, где взаимодействуют природные и активно развивающиеся антропогенные системы.

Нет сомнений в том, что книга А. Дж. Джеррарда не только будет с удовлетворением воспринята специалистами, но и окажет существенное положительное влияние на укрепление связей и взаимное обогащение родственных научных дисциплин.

*Ю. П. Селиверстов*

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Геоморфология и почвоведение являются двумя важнейшими отраслями наук о Земле. Геоморфология изучает характер и разнообразные формы рельефа, а также процессы, приводящие к их формированию. Почвоведение рассматривает процессы, участвующие в образовании почв. В течение многих лет развитие каждой из этих научных дисциплин шло своим путем. Почвы и формы рельефа рассматривались отдельно, и их взаимное влияние только подразумевалось.

Геоморфология занималась главным образом разработкой моделей развития ландшафта во времени; примером такого подхода может служить книга В. М. Дэвиса «Географический цикл эволюции ландшафта». Основное внимание в подобных исследованиях уделялось формам рельефа, а процессы, в результате которых образовались эти формы, не получали должного освещения; мало уделялось внимания почвам и покровным отложениям. Были, конечно, и исключения. В конце XIX в. К. Дж. Гилберт обратил внимание на зависимость между формами рельефа, почвами и склоновыми процессами. В Европе В. Пенк, разрабатывая общую схему развития форм земной поверхности, связывал эволюцию почвообразования со склоновыми процессами.

Изменение подхода в геоморфологии в 1960-х—1970-х годах привело к более тщательному изучению поверхностных процессов и кратковременных изменений в рельефе. Изучение водосборных бассейнов и гидрологических графиков показало, какое влияние на эти явления оказывает почвенный и растительный покров. Установлено, что многие процессы, протекающие в почвах, являются также геоморфологическими и что грани между геоморфологией и почвоведением не очень четкие.

В то же время в почвоведении все большее значение приобретали геоморфологические методы изучения. Рельеф всегда считался важным фактором генезиса почв, но еще большее значение стали придавать ему после введения Дж. Мильном понятия катены в 1930-х—1940-х годах. В 50-х—60-х годах исследования таких ученых, как Р. В. Рю, П. Уолкер, Б. Батлер, способствовали сближению этих двух дисциплин. Современные исследования, свидетельствующие о тесной зависимости между почвами и формами рельефа, вызвали появление новой отрасли науки — геоморфологии почв, или педогеоморфологии [11], соединяющей в себе традиционный подход к почвам с современными методами их изучения. Это было отмечено изданием новых журналов „Geoderma“

и „Catena“. Такое направление развития предсказывалось С. Робинсоном еще в 1949 г., когда в предисловии в книге «Почвы, их образование, состав и классификация» он писал, что «почвоведение может поглотить значительную часть динамической геологии». В нашем исследовании мы пользовались подходом, основанным на тесной зависимости между почвами, формами рельефа и геоморфологическими процессами.

Связь между геоморфологией и почвоведением проявляется по-разному. Геоморфологические и педологические процессы взаимодействуют на склонах холмов и гор, особенно если учесть движение почвы и воды. Геоморфологические процессы могут привести к образованию таких характерных форм рельефа, как эрозионные поверхности, значительно влияющие на тип почв и их распространение. Однако особенно важно взаимодействие при формировании типа рельефа и его поверхностного материала. Классическим примером может служить своеобразный комплекс форм рельефа и гляциальных и флювиогляциальных отложений. Определенные формы рельефа почти всегда сочетаются с конкретным типом почв. Флювиальные и морские процессы также приводят к образованию типичной группы форм рельефа с характерными для них типами почв.

Почвоведение и геоморфология в сочетании с другими дисциплинами важны для изучения стадий развития в четвертичном периоде. Сложную историю этого периода можно постичь только при комплексном его исследовании.

Следует также подчеркнуть прикладное значение этих двух дисциплин. Геоморфология быстро становится важной для практики дисциплиной, как это показала книга Р. Кука и Дж. Дорн-кемпа «Геоморфология и охрана окружающей среды». Почву же следует рассматривать как природное богатство. Совместное изучение почв и форм рельефа важно для решения многих вопросов землеустройства.

Целью нашего исследования является попытка проиллюстрировать разные стороны названной проблемы. Количество вопросов, подлежащих рассмотрению, было столь велико, литература столь обширна, что исследование приобрело избирательный характер. Данная книга является только ступенью в разработке проблемы, и автор надеется, что она послужит стимулом к дальнейшему сближению геоморфологии и почвоведения.

*А. Дж. Джеррард*  
Декабрь 1980 г.

## МОДЕЛИ ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ И ГЕОМОРФОЛОГИИ

Почва представляет собой природное тело, образовавшееся путем накопления органического и неорганического материала на поверхности Земли. Почва формируется в результате взаимодействия различных процессов, как геоморфологических, так и почвообразовательных, и поэтому тело почвы должно рассматриваться как динамическая среда. Рулан разделил ученых, занимающихся изучением почв, на аллохтонистов и автохтонистов. Первые придают большое значение геоморфологическим процессам эрозии и отложения, в то время как вторым наиболее важными представляются почвообразовательные процессы. Однако почва является результатом взаимодействия этих двух типов процессов, и более правильно было бы рассматривать почвы и ландшафты как открытые системы и пользоваться понятиями, которые выработались с развитием системного анализа.

### ПОЧВЫ КАК ОТКРЫТЫЕ СИСТЕМЫ

Почвы являются открытыми системами, т. е. они теряют или получают материал и энергию на своих границах. Это важно как для теоретического рассмотрения свойств почв, так и для выбора параметров почв при измерениях в полевых условиях с целью определения состояния системы. Анализ почв как открытых систем направляет наше внимание на основные понятия, связанные с общей теорией систем. Свойства систем были перечислены Страла-рами [52] в следующем порядке.

1. Системы имеют истинные или произвольные границы.
2. Энергия и вещество вводятся в системы и выводятся из них через границы систем.
3. Системы располагают путями для переноса и преобразования энергии, которые связаны с их вещественным составом.
4. В пределах систем вещество может перемещаться с места на место, а его физические свойства могут изменяться в результате химических реакций или в связи с изменением состояния.
5. Открытые системы стремятся сохранить динамическое равновесие или устойчивое состояние, при котором скорость материальных и энергетических поступлений равна скорости их потерь, а уже накопленные энергия и вещество остаются постоянными.
6. Когда скорости материальных и энергетических поступлений и потерь открытой системы меняются, система стремится достичь нового динамического равновесия. Период изменения, необходи-

мый для установления нового состояния равновесия, является переходным состоянием; период времени, необходимый для достижения нового динамического равновесия, зависит от чувствительности системы.

7. Накопление энергии и вещества увеличивается (уменьшается), когда скорость потока энергии и материала в системе увеличивается (уменьшается).

8. Чем выше способность к накоплению в пределах системы при данном поступлении, тем ниже чувствительность системы.

Далеко не все исследователи соглашались с тем, что динамическое равновесие и устойчивое состояние являются полностью взаимозаменяемыми понятиями, но в целом данная схема пригодна для оценки взаимоотношений между почвами или в пределах почв, а также между почвами и другими факторами. Хотя ранние модели почвообразовательных процессов не использовали общую теорию систем в чистом виде, многие из перечисленных свойств подразумевались. Это особенно касается первого и второго пунктов, которые обычно привлекаются при попытках представить образование почв на основе факторов состояния и их уравнений.

#### УРАВНЕНИЯ ФАКТОРА СОСТОЯНИЯ

Общезвестно, что В. В. Докучаев был первым, кто еще в 1898 г. предложил следующее уравнение почвообразующего фактора:

$$s = f(cl, o, p) t_0,$$

где  $s$  — почва;  $cl$  — климат;  $o$  — организмы;  $p$  — исходный материал;  $t_0$  — относительный возраст (юность, зрелость, старость).

Эту формулу следует рассматривать как символическое выражение или как умозрительную модель, а не как математическое уравнение, которое надо решить. Хотя рельеф или топография не входит в уравнение, Докучаев признавал значение рельефа, но главным образом для формирования «аномальных» почв. Позже Гилгард [Jenny, 1961 г.] и Шоу [Shaw, 1930 г.] модифицировали уравнение Докучаева и ввели в него рельеф как один из почвообразующих факторов. Это привело к следующему уравнению фактора состояния Дженни [Jenny, 1941 г.]:

$$s = f(cl, o, r, p, t, \dots),$$

где  $r$  — рельеф;  $t$  — время с начала образования почвы.

Важно отметить, что все факторы являются переменными и этим определяется состояние почвенной системы. В 1961 г. Дженни модифицировал это уравнение и сделал его более пригодным для современного представления об экосистеме. Уравнение приобрело следующий вид:

$$l, s, v, a = f(L_0, p_x, t),$$

где  $l$  — любое свойство экосистемы в целом;  $s$  — свойства почвы;  $v$  — растительность;  $a$  — живые организмы;  $L_0$  — совокупность

свойств в исходное (нулевое) время;  $p_x$  — потенциалы потока;  $t$  — возраст системы.

Конфигурация системы (например, склон, экспозиция и топография) входит в подгруппу  $L_0$ , так же как и представление о минеральной и органической основе почвы; климат входит в подгруппу потенциалов потока  $p_x$ .

В соответствии с пятью факторами состояния предлагаются пять следующих групп факторов:

$$l, s, v, a = \begin{cases} f(cl, o, r, p, t, \dots) & \text{— климофункция;} \\ f(o, cl, r, p, t, \dots) & \text{— биофункция;} \\ f(r, cl, o, p, t, \dots) & \text{— топофункция;} \\ f(p, cl, o, r, t, \dots) & \text{— литофункция;} \\ f(t, cl, o, r, p, \dots) & \text{— хронофункция.} \end{cases}$$

Первым стоит доминирующий фактор. Для удобства Джени [Jenny, 1961 г.] предложил записывать это выражение следующим образом:

$$l, s, v, a = f(r)_{cl, o, p, t} \text{ — топофункция.}$$

При этом возникает трудность при переходе на современный количественный метод. Эта модель, хотя она и выражена математически, является качественной в том смысле, в каком это слово понимал Дижкерман [16]. Попытки решения этих уравнений фактора состояния были рассмотрены Яалоном [Yaalon, 1975 г.]. Из-за трудности определения числовых характеристик первичного материала возникают проблемы при решении литофункций, но они могут быть преодолены путем использования бинарных значений. Легче решать топофункции; применялось немало графических и числовых способов связать свойства почв с такими элементами рельефа, как угол склона и положение (см. гл. 5). Одна из проблем при подборе линейных или криволинейных зависимостей к этому типу данных связана с тем, что угол склона и свойства почв сильно коррелируются между собой. Это может сделать недействительными многие статистические данные.

Было проведено много качественных исследований воздействия климата на почвы и сделано немало выводов, которые в будущем можно будет выразить количественно. Многие графические решения связаны с хронофункциями. Быстро растет число исследований, цель которых — определить количественно скорость изменения конкретных свойств почвы. Одним из важных выводов является тот факт, что не только варьирует скорость изменения от одного свойства почвы к другому, но меняется и форма математической функции. Это важно при рассмотрении такой насущной проблемы, как зрелость почв; кроме того, встает вопрос, можно ли вообще такое понятие, как динамическое равновесие, применить к почвам. Численные решения истинных биофункций редки, но сведения об общей роли растительности весьма важны.

Таким образом, в количественном определении факторов состояния наблюдается прогресс, хотя и довольно медленный; гораздо большее понимание может быть достигнуто при допущении аналогии между открытыми системами и отдельными частями почвы, рассматриваемой в качестве особой системы.

## ТИПЫ СИСТЕМ

Шорлей и Кеннеди [10] различают морфологические и каскадные системы. Морфологические системы представляют формальные физические свойства, характерные для данного момента. Каскадные системы состоят из цепи подсистем, которые динамически связаны потоком массы или энергии. В почвах эквивалентным понятием может быть различие, установленное Кубиеной [Kubienna, 1938 г.] между скелетом почвы и ее плазмой (массой). Скелет состоит из относительно стабильных, трудно перемещаемых минеральных зерен и прочных органических тел, превышающих по размерам коллоиды. Плазма представляет собой ту часть почвы, которая может быть перемещена, переформирована и сконцентрирована в почве. Плазма является активной частью почвы, она включает в себя весь минеральный и органический материал коллоидных размеров и сравнительно растворимый материал, который не связывается в скелете.

В более крупном масштабе гидрология склона холма объединяет морфологические (склон, форма, длина, угол, мощность почвы и т. д.) и каскадные (движение воды и отложений) компоненты. Соединение морфологических и каскадных элементов приводит к образованию чувствительных к различным процессам систем, которые существуют во всех пространственных масштабах.

Анализ почвенных систем можно проводить с различной степенью детальности. На уровне «черного ящика» вся система рассматривается как целое без учета внутреннего строения. Такой подход влечет за собой измерение поступающих осадков и вод, появляющихся у основания почвы, и их потерь без учета путей перемещения влаги, ее запасов или остатков. На уровне «серого ящика» внутреннее строение системы учитывается частично. Этот подход позволяет считать, что тело почвы может как регулировать движение воды, так и сохранять ее. Уровень «белого ящика» является наиболее реальным и, следовательно, наиболее сложным; здесь уже предпринимается попытка выявить и изучить как можно большее число регуляторов, запасов и течений. На данном уровне изучения принимается во внимание перемещение воды в отдельных слоях почвы. Все три уровня анализа применительно к перемещению воды по склонам рассматриваются в гл. 2.

Примером подхода на уровне «белого ящика» является математическое моделирование развития профиля почвы на первично недифференцированном тилле [Kline, 1973 г.]. Почвенный разрез рассматривается как ряд ячеек, через которые происходит постоянное перемещение материала. Материал выносятся из системы

путем поглощения растительностью, эрозией и водостоками, а приносится в почву через атмосферные поступления, а также в результате деятельности растений и животных. В этой модели горизонтально расположенные смежные ячейки представляют перенос по направлениям, а не вообще в пространстве, а вертикальное размещение ячеек подразумевает перенос материала в пространстве. Результатом этой модели может быть ряд кривых, по одной на каждую ячейку, показывающих содержание материала в ячейке в зависимости от времени.

## ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ СОСТОЯНИЕ ПОЧВЕННЫХ СИСТЕМ

В энергетическом состоянии почвенных систем можно выделить три фактора. Это химический распад, при котором энергетическое состояние постепенно ухудшается, и в конечном итоге система может быть доведена до фактического истощения. В таком состоянии и находятся почвы, располагающиеся на очень ровных древних эрозионных поверхностях. Сглаженность рельефа означает, что потенциальная энергия доведена до минимума и вода в почве может перемещаться только вертикально. Мощный почвенный слой и, возможно, мощный выветрелый реголит затрудняют химическое действие на границе раздела или на фронте выветривания между реголитом и породой (см. гл. 6). Эти почвы все же будут обладать циклическим (или ритмическим) строением, при котором поступление энергии и, возможно, материала увеличивается или уменьшается ритмически (например, суточные и сезонные климатические циклы). Следует учитывать и случайный фактор (например, сильные дожди), когда энергетические и материальные поступления происходят нерегулярно. Эти три фактора обуславливают развитие почвенных систем. Энергия может перемещаться в почвенных системах различными путями, и проблема заключается в том, как определить энергетическое состояние тела почвы. Рунге [47] предпринял смелую попытку решить эту проблему.

Одним из главных недостатков заключений Дженини является то, что факторы состояния представляют собой дискретные, неперекрывающиеся элементы, которые почти не дают возможности получить данные, необходимые для определения дифференциальных скоростей изменения, важных для понимания эволюции почв. Рунге доказывал, что для контроля развития почв одни векторы важнее других. Согласно разработанной им модели энергетическим источником является гравитационная или потенциальная энергия, которая возникает в почвенной системе, когда вода сбегает с поверхности почвы или просачивается сквозь профиль почвы. Для развития почвы в этом случае важна зависимость между количеством воды, стекающей по поверхности почвы и не действующей ее развитию, и количеством воды, впитывающейся в почву, т. е. участвующей в ее формировании. Именно поэтому столь важна геоморфология площади при изучении изменения развития почвы между профилями, особенно при наличии одина-

кового почвенного материала и при однотипной устойчивости в ландшафте. Ландшафты и профили почвы показывают, как внутренние и внешние потоки энергии распределяются во времени.

В энергетической модели используются понятия сходства систем и термодинамики. Первый закон термодинамики утверждает, что общее количество энергии остается постоянным. Второй закон гласит, что со временем развитие системы достигает состояния максимальной энтропии. Энтропия есть мера степени осуществления энергией определенной работы. Состояние наименьшей свободной энергии и максимальной неупорядоченности наступает тогда, когда энтропия достигает максимума; для снижения энтропии и увеличения упорядоченности необходима энергия от другого источника. Рунге [47] показывал, что исходный материал лёссовой почвы находится на стадии максимальной неупорядоченности (т. е. развития профиля не происходит), и наоборот, хорошо развитый профиль почвы с дифференциацией горизонтов значительно более упорядочен. Это приводит к мысли, что движение воды через профиль почвы является основным фактором увеличения порядка и уменьшения энтропии тела почвы.

Сущность модели, разработанной Рунге [47] и Смеком и Рунге [Smeck, Runge, 1971 г.], заключается в том, что развитие почвы рассматривается в зависимости от образования органического вещества, количества воды, необходимой для выщелачивания, и от времени. В качестве основы для образования органического вещества использовался фосфор, так как в естественных условиях он поставляется только исходным материалом почв. Кроме того, считается, что фосфор в почвах в основном неподвижен, но перераспределение все же происходит во время вовлечения его в формирование почвы. По мере того, как показатель рН падает, доля растворимых форм фосфора уменьшается, а доля связанных форм возрастает. Поэтому относительное количество различных форм фосфора может служить показателем развития почвы.

### СИСТЕМЫ ПОЧВА—ЛАНДШАФТ

Дижкерман [16] писал, что научное объяснение должно дать удовлетворительный ответ на вопросы «почему» и «как». Требуется общее объяснение, как возникла и развивалась система; должна быть обоснована последовательность процессов, приведших к данному положению. Кроме того, необходимо объяснить, как функционирует система, т. е. требуется оценка состояния и роли многих сил и факторов, действующих в системе. При ответе на эти вопросы, когда они касаются почвы, необходимо принимать во внимание роль рельефа и местоположения. При ответе на первый вопрос следует учитывать геоморфологическую эволюцию ландшафта, а для удовлетворительного ответа на второй вопрос важна оценка взаимодействия геоморфологических и почвообразовательных процессов.

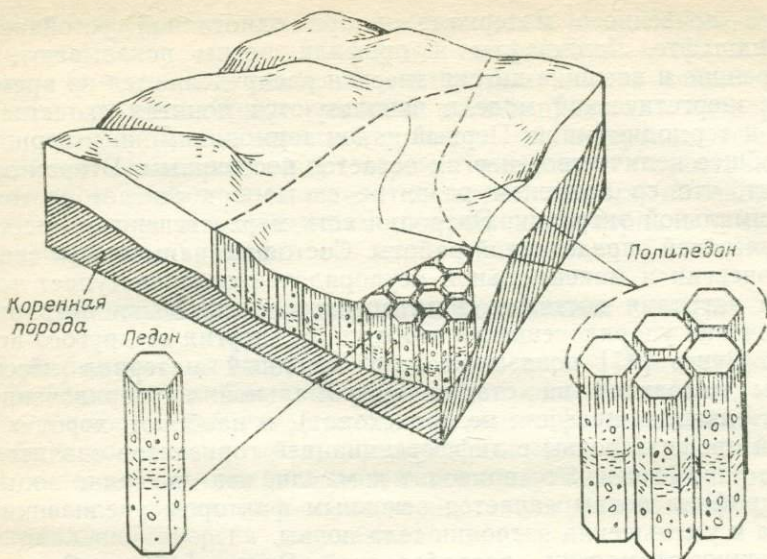


Рис. 1.1. Связь между педонами и полипедонами.

Почвы существуют не изолированно, а формируются в ландшафте. Это положение находит воплощение в концепции педонов и полипедонов [49]. Педон представляет собой небольшой объем почвы, начинающийся с земной поверхности и включающий в себя все горизонты. Педон должен быть достаточно емким, чтобы объединять весь ряд горизонтов и дать возможность наблюдать границы между горизонтами. Более крупные комплексы, состоящие из нескольких сходных смежных педонов, называются полипедонами. Зависимость между педонами и полипедонами показана на рис. 1.1.

Связь между почвами и рельефом (между почвоведением и геоморфологией) может изучаться на разных уровнях. В модели фактора состояния эту связь можно истолковать как функцию рельефа и литофункцию, на которые в какой-то момент воздействуют климатический и биотический факторы. Такой подход мало что дает для оценки активности различных процессов, т. е. это подход на уровне «черного ящика». При более реалистическом подходе следует учитывать поток материала и энергии в системе, а это зависит не только от рельефа и угла склона, но и от местоположения. Такой подход требует изучать баланс между поступлением и потерей, т. е. состояние равновесия.

### ДЕНУДАЦИОННЫЙ БАЛАНС

Мощность почвы и реголита в любой точке зависит от относительных скоростей удаления почвы и ее накопления. На одних участках снос минимальный, и там образуются мощные почвы и

реголит, а на других, более активных в эрозионном отношении, почвы остаются маломощными и постоянно молодыми. Эти состояния находят свое выражение в различии между аккумулятивными и неаккумулятивными почвами. В геоморфологии это положение сформулировано Дженом [32] на основе денудационного баланса. В своем построении Джен использовал три фактора: аккумуляцию материала путем образования *in situ* рыхлого покрова; поступление материала вниз по склону и вынос его при размыве склона; дефляцию поверхности и движение масс. Возможны три варианта соотношений этих факторов:

$$A = S + M; A < S + M; A > S + M,$$

где  $A$  — накопление склонового материала;  $S$  — размыв склонов и поверхностная дефляция;  $M$  — движение масс.

4473  
Мощность почвы, таким образом, остается постоянной, увеличивается или уменьшается в зависимости от интенсивности соответствующих процессов. Более интенсивные по сравнению с выветриванием процессы переноса приводят к образованию маломощного почвенного покрова, так как материал быстро уносится по мере его разрыхления. Можно сказать, что развитие такого участка контролируется выветриванием. Если скорость выветривания выше, чем скорость переноса, то образуется мощный почвенный покров; развитие такого участка контролируется переносом.

Развитие склона и почвы в условиях, контролируемых выветриванием, зависит от изменения скорости выветривания; скорость переноса здесь определяется скоростью выветривания свежей породы. На участках, где главным контролирующим фактором является перенос, развитие почвы и склона зависит от возможностей транспортирующих процессов, а скорость выветривания снижается до значения равновесия, причем эта скорость ниже ее возможного максимума из-за увеличенной мощности почвы. В маломощных почвах плохо сохраняется вода, скорости выветривания здесь низкие. В очень мощных почвах вода движется к фронту выветривания так медленно, что скорость выветривания также ниже потенциального максимума. Таким образом, процессы выветривания и образования почв достигают максимума при умеренных мощностях почвы. В действительности скорость формирования почвы колеблется в пределах средних значений, когда изменяется относительная интенсивность процессов переноса.

Карсон и Киркби [Carson, Kirkby, 1972 г.] считают, что различные контролирующие факторы приводят к образованию разных склонов и к разной последовательности их развития. Склоны, контролируемые выветриванием и, следовательно, накапливающие маломощные почвы, имеют ярко выраженные прямые профили со значительными пороговыми углами наклона и развиваются путем параллельного отступления. Склоны, контролируемые процессами переноса и имеющие мощный почвенный покров, являются в ос-

новном выпукло-вогнутыми и со временем становятся менее крутыми. Это весьма характерный пример взаимодействия между почвами и длительным развитием ландшафта.

### ДВУМЕРНЫЕ СИСТЕМЫ ПОЧВА—ЛАНДШАФТ

Для анализа почвы в ландшафте следует допустить, что почва представляет собой двумерное образование, существующее в какой-то точке на топографическом разрезе. Чаще всего, но не всегда, топографический разрез имеет вид профиля склона долины. Это положение нашло свое выражение в понятии катены. Для приведения в соответствие топофункций почвам принята модель, описанная Ялоном [59]. Для анализа процессов, принимающих участие в развитии системы, может возникнуть необходимость разделить эту «линейную» систему на отдельные действующие подсистемы.

Для оценки поступлений, пропускной способности и выноса, а также внутренней работы системы принимаются системы различной степени сложности. Это положение можно проиллюстрировать движением воды через верхние горизонты почвы на отдельном склоне (рис. 1.2).

В простейшем случае (рис. 1.2, а) предполагается, что вся вода попадает в почвенную систему наверху склона и выносится у его основания. Это крайне редкая ситуация, но она удобна для простого анализа. Более реальной представляется ситуация, когда поступление и вынос осуществляются на отдельных

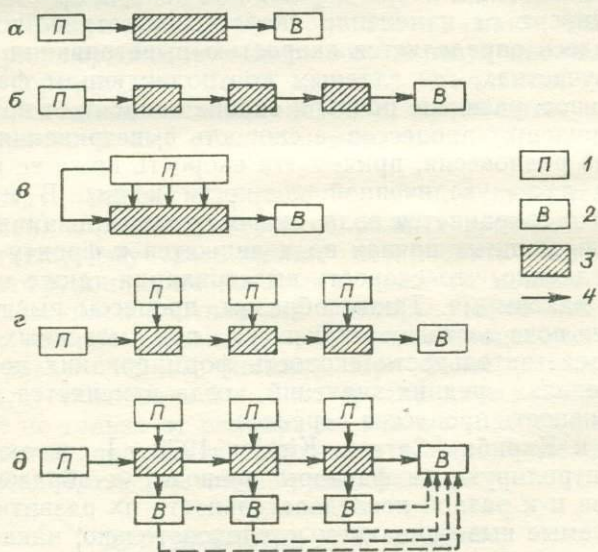


Рис. 1.2. Различные способы организации поступления, пропуска и выноса воды в системах [10].

1 — поступление дождевой воды; 2 — вынос воды; 3 — система склон—почва; 4 — путь движения воды.

участках, а почвенная система разделена на подэлементы и рассматривается перенос между этими подэлементами (рис. 1.2, б). Это равносильно подразделению почв на основе их положения и формы склона (т. е. гребня, основного склона и склона подножия). В третьем случае (рис. 1.2, в) предполагается, что поступление идет по всей длине склона, но склон не делится на отдельные подэлементы. В более сложной ситуации (рис. 1.2, г) поступление и перемещение в почве осуществляется дискретно, хотя эти компоненты и связаны между собой в различных зонах склона. В наиболее реальной ситуации (рис. 1.2, д) поступление, прохождение и вынос являются дискретными. В этом случае учитываются просачивание в нижние горизонты почвы, а также промыв, глубинное просачивание и течение подземных вод. Это положение можно рассматривать как несколько по-иному сформулированное понятие катены (см. гл. 4).

Глазовская связывает геохимические ландшафты и геохимические почвенные ряды. Ландшафты и почвы, расположенные рядом, но на разной высоте, объединяются латеральной миграцией химических элементов в единый геохимический ландшафт. Рассматриваемые принципы иллюстрируются двумя примерами: Центрального Тянь-Шаня и Норвегии (рис. 1.3).

В Центральном Тянь-Шане граниты обнажаются на вершинах склонов, а нижняя часть склонов состоит из переработанных выветрелых гранитных обломков. Зона 1 представляет собой элювиальный ландшафт гранитов с пустынным загаром, зона 2 — трансэлювиальный ландшафт поверхностной денудации со слабокарбонатными полигональными почвами. Зона 3 является преимущественно аккумулятивным ландшафтом моренных склонов холмов с сильнокарбонатными такыроподобными пустынными почвами. Зоны 4 и 5 менее дренированы, поэтому луговые засоленные почвы чередуются здесь с влажными солончаками. Содержание наиболее растворимых солей, таких как хлориды кальция и магния, достигают в зоне 4 самого низкого значения. Сульфаты натрия частично сохраняются в нижней части склонов.

В Норвегии почвы другие, но принципы их расположения те же самые. Благодаря солифлюксии мощность почв увеличивается по направлению к нижней части склонов, так же как и мощность горизонтов А и Вh. Химический состав почв меняется, так как происходит межпочвенная миграция алюмофульватов с последующей аккумуляцией в нижней части склона. Следует отметить соответствие этого анализа энергетическим моделям Смека и Рунге.

Десятиэлементная модель земной поверхности, разработанная Дальримплом и его коллегами [12], является в основном двумерной, хотя она может быть расширена до такой степени, чтобы включать в себя целые водосборные бассейны. Эта модель построена с учетом как форм, так и современных геоморфологических и почвообразовательных процессов. Попытаемся разделить профили склонов и в то же время объединить выделенные компоненты с учетом материала склонов и течения воды. Модель представлена на рис. 1.4.

В элементах 1 и 2 преобладают почвообразовательные процессы, вертикальное и латеральное движение воды. Выпуклый склон оползания (элемент 3) характеризуется как почвообразовательными, так и геоморфологическими процессами. Элементы 4 и 5 (обнаженный обрыв и средняя часть склона транзитного переноса) контролируются процессами выветривания и движения масс. На коллювиальном склоне подножия (элемент 6) действуют как геоморфологические, так и почвообразовательные процессы. Аллювиальный склон подножия (элемент 7) контролируется движением подповерхностных вод и периодическим

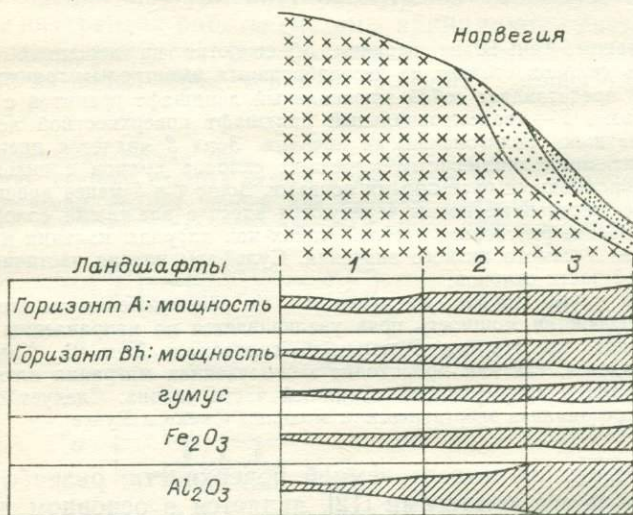
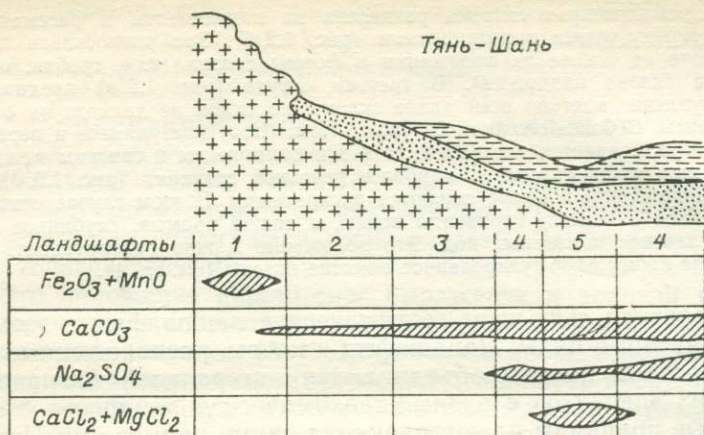
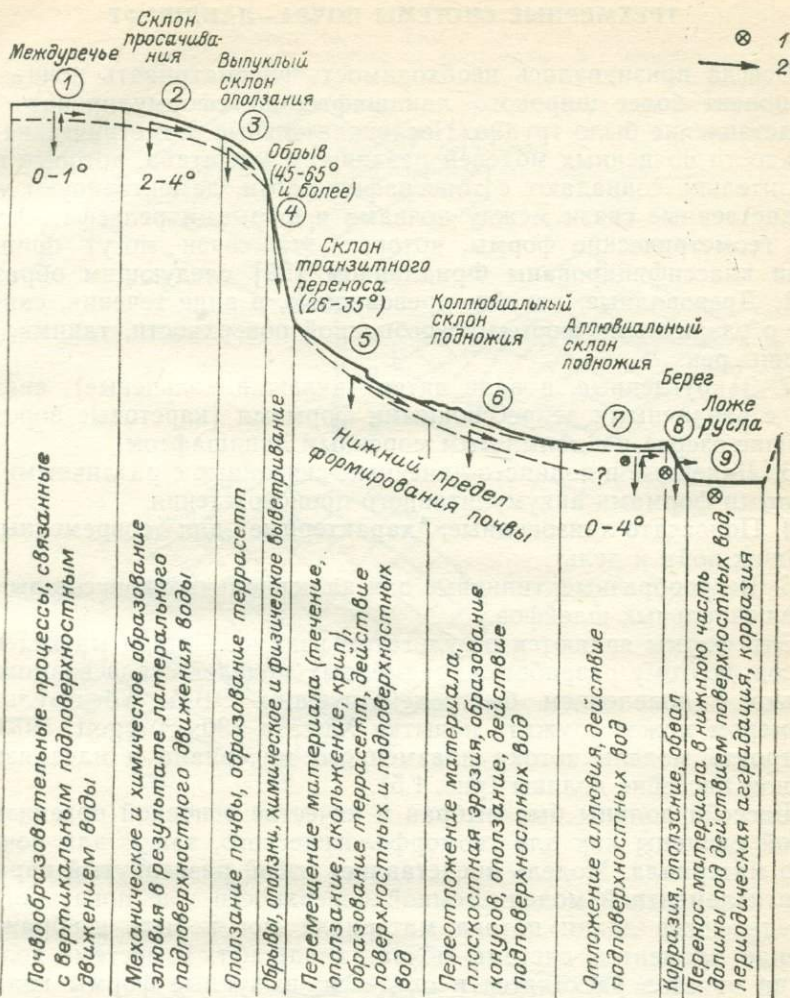


Рис. 1.3. Геохимические почвенные ряды Тянь-Шаня и Норвегии [Glazovskaya, 1968 г.].

вторжением реки во время паводка. Элементы 8 и 9 определяются действием реки. Модель впервые была представлена в 1969 г.; в более позднем издании (1977 г.) она была несколько модифицирована до настоящего вида.

Различные элементы или компоненты самостоятельно реагируют на процессы системы в том смысле, в котором мы пользовались этим понятием выше. В некоторых случаях объединяющими факторами служат мобилизация, перемещение и переотложение материала поверхностным стоком. Для других элементов более важным представляется подповерхностное движение воды. Так,



Преобладающие современные геоморфологические процессы

Рис. 1.4. Гипотетическая девятиэлементная модель земной поверхности [12].

1 — движение в направлении нижней части долины; 2 — направление и относительная интенсивность движения выветрелой породы и почвенного материала под влиянием преобладающих геоморфологических процессов.

элемент 2 выделяется как площадь, где реакция на механическое и химическое образование элювия при движении подповерхностных почвенных вод вниз по склону отличает эту площадь от других частей ландшафта, а элемент 5 определяется по реакции на перенос большого количества почвенного материала относительно других элементов. Эти реагирующие на процессы педогеоморфологические элементы могут картироваться с различной детальностью.

## ТРЕХМЕРНЫЕ СИСТЕМЫ ПОЧВА—ЛАНДШАФТ

Всегда признавалась необходимость рассматривать почву как компонент более широкого ландшафта, но сформулировать это представление было трудно. Последовательные геометрические поверхности почвенных моделей различного масштаба, которые приблизительно совпадают с топографическими, демонстрируют пространственные связи между почвами и формами рельефа. Основные геометрические формы, которые эти связи могут принять, были классифицированы Фридландом [20] следующим образом.

1. Древовидные, линейно-древовидные, в виде течения, связанные с различными формами эрозионной поверхности, такими, как долины рек.

2. Закругленные, в виде пятен (включая кольцевые), связанные с различными депрессионными формами (карстовые воронки, бывшие озера) и с холмистым моренным ландшафтом.

3. Линейные и волнисто-линейные, связанные с различными линейными формами аккумулятивного происхождения.

4. Полосчато-линзовидные, характерные для современных и древних пойм и дельт.

5. Веерообразные, типичные для аллювиальных конусов выноса и делювиальных шлейфов.

Эти формы являются результатом взаимодействия многих процессов, поэтому разработка трехмерных моделей стала возможной только с появлением быстродействующих ЭВМ. Убедительным примером может служить попытка Хаггета [30; Huggett, 1973 г.] построить модель потока плазменного материала в идеализированном бассейне долины (рис. 1.5).

Бассейн долины был выбран в качестве основной организационной единицы как для геоморфологического, так и для почвенного материала. Модель представляет собой развернутый вариант девятиэлементной модели земной поверхности, где показано, что определенные линии потока материала могут быть изображены в виде элементов системы почва—ландшафт. В системе долины линии потоков расходятся и сходятся; выпуклые формы контура указывают на дивергентный поток, а вогнутые — на конвергентный. Распространение модели в третье измерение дает возможность изучить теоретическое направление, по которому следует инфильтрационная вода. Заславски и Роговский [Zaslavsky, Rogowski, 1969 г.] обнаружили, что выпуклые склоны приводят к дивергентной инфильтрации, а вогнутые — к конвергентной. Таким образом, дивергентный сквозной ток на отрогах усиливается дивергентным вертикальным промывом.

На рис. 1.5, а и 1.5, б представлена разработанная с помощью ЭВМ модель изменения концентрации плазменного компонента в идеализированной долине. Рис. 1.5, а показывает характер концентраций при одинаковом приращении глубины под поверхностью почвы для временных моментов  $t=2$  и 4. Очевидно накопление материала в лощинах. Рис. 1.5, б демонстрирует изменение концентраций материала в теле почвы того же бассейна по двум боковым отрогам и

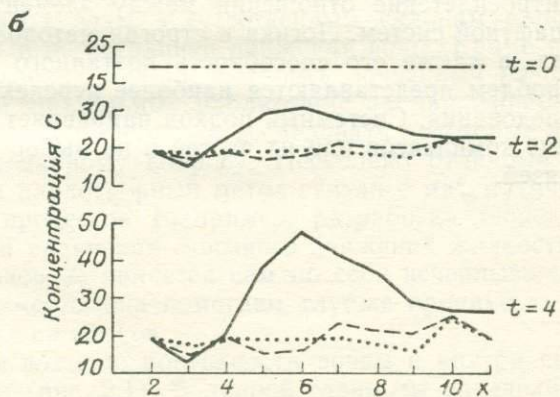
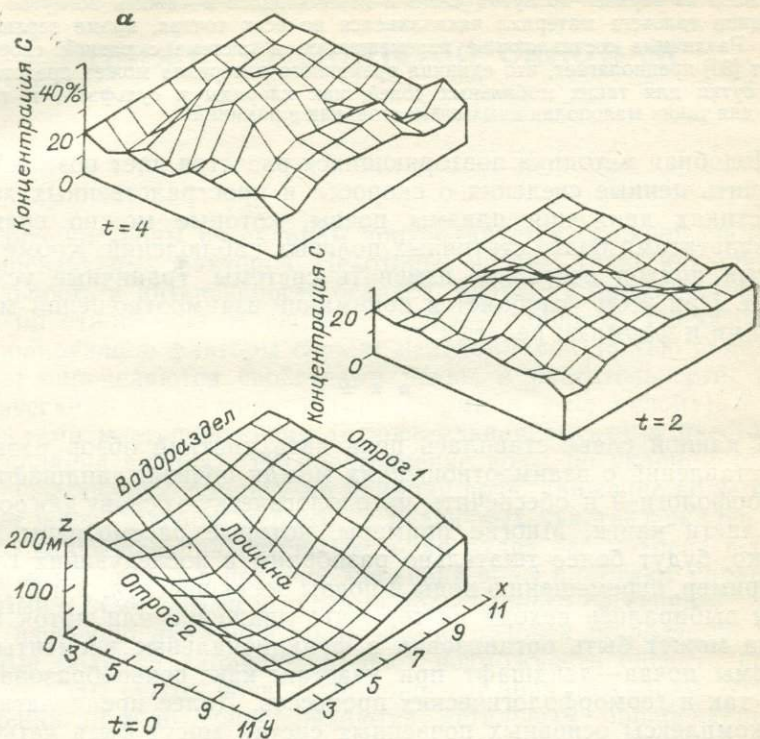


Рис. 1.5. Рассчитанная на ЭВМ модель потока плазменного материала в идеализированном бассейне долины [30].

по тальвегу лощины. На всех склонах материал перемещался вниз, но отрог 1 терял материал на протяжении большей части долины, а в отроге 2 материал выносился из верхней вогнутой части и накапливался в нижней вогнутой части. На линии тальвега материал накапливался во всех точках, кроме верхней долины. Различные составляющие перемещаются в системе с разной скоростью. Хаггет [30] предполагает, что единица временного интервала может представлять одни сутки для таких мобильных солей, как хлориды и сульфаты, и тысячелетие для таких малоподвижных элементов, как алюминий.

Подобная методика повторяющихся расчетов дает возможность получить ценные сведения о скорости и пространственных характеристиках движения плазмы почвы, которые можно сравнить с результатами более статичных полевых наблюдений. Кроме того, данный подход позволяет изменять системы, граничные условия и т. д. При этом углубляется понимание взаимоотношений между почвами и формами рельефа.

\* \* \*

В данной главе ставилась цель дать краткий обзор развития представлений о взаимоотношениях между почвой, ландшафтом и геоморфологией и обеспечить методологическую основу для остальной части книги. Многие примеры, которые рассмотрены здесь кратко, будут более тщательно разобраны в последующих главах (например, перемещению воды и почвы посвящены гл. 2 и 3). Примеры выбирались исходя из того, что движение или поток материала может быть организован в функциональные элементы или системы почва—ландшафт при участии как почвообразовательных, так и геоморфологических процессов. Далее предполагалось, что комплексы основных почвенных систем могут быть четко определены и что существует сложное, но тем не менее поддающееся изучению хитросплетение отношений между элементами почвенной и ландшафтной систем. Логика и строгая методология системного подхода, а также его способность поэтапного решения тех или иных проблем представляются наиболее перспективными для данного исследования. Системный подход направляет внимание на разграничение комплексов или их частей и на выбор наиболее интересных связей.

## ДВИЖЕНИЕ ВОДЫ ПО СКЛОНАМ

Движение воды по склонам контролируется сложной системой взаимосвязанных факторов. Некоторые из них, такие как продолжительность и интенсивность осадков, являются внешними факторами по отношению к системе почва—ландшафт. Но основные контролирующие факторы служат неотъемлемой частью самих систем и определяются свойствами почвы и растительности, топографическими характеристиками (форма и угол склона) и особенностями местоположения (относительная высота и расстояние от основания склона). Распространение воды по склонам оказывает существенное влияние на природу почв, движение воды объединяет почвы, расположенные на различных участках склона. Это важно для концепции катены, которая будет рассмотрена в гл. 4. Данные о скорости и времени движения воды помогают управлять водными и земельными ресурсами водосборного бассейна.

К изучению движения воды можно подойти по-разному. Тщательные полевые наблюдения дают возможность оценить прохождение воды сквозь почвенный покров и вниз по склону. Эти наблюдения обычно сопровождаются детальным опробованием и анализом свойств почвы. Второй подход, представляющий собой несколько модифицированный вариант первого, требует искусственного подвода воды к естественным склонам с последующим наблюдением и регистрацией движения воды. Кроме того, в лабораторных условиях можно построить почвенный разрез или профиль и вести тщательные наблюдения за движением воды. Этот подход позволяет выделить и исследовать некоторые факторы, относящиеся к данному вопросу. Несколько отличный, но тем не менее весьма плодотворный метод связан с математическим моделированием процессов (например, разработка теоретической инфльтрации и уравнения сквозного движения жидкости). Ни один из этих методов не является сам по себе исчерпывающим, но используемые вместе, они помогают глубже проникнуть в суть рассматриваемых процессов.

Движение воды по поверхности почвы и внутри почвы весьма многообразно (рис. 2.1). В данной главе мы определяем эти пути и изучаем их характеристики. Не представляется возможным проанализировать детально все процессы, принимающие участие в движении воды по склону. Здесь делается попытка осветить только те факторы, которые являются фундаментальными для понимания распространения почвы и ее свойств. Более подробные

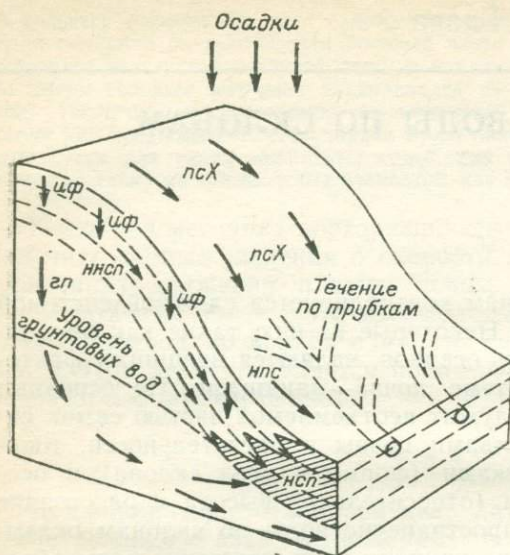


Рис. 2.1. Различные пути перемещения воды по склонам.

*псХ* — поверхностный сток Хортона;  
*нпс* — насыщенный поверхностный сток;  
*иф* — инфильтрация;  
*ннсп* — ненасыщенный сквозной поток;  
*нсп* — насыщенный сквозной поток;  
*гп* — глубинное просачивание.

сведения даны в превосходной книге по гидрологии склонов под редакцией Киркби [33]. Перемещение почвы по склонам под действием воды рассматривается в следующей главе.

## ИНФИЛЬТРАЦИЯ

Инфильтрацию можно определить как процесс проникновения воды в почву. В этом отношении его не следует путать с гидравлической проводимостью почвы, которая является только одним из факторов, влияющих на скорость инфильтрации. Инфильтрационная способность есть максимальный поток воды через поверхность почвы. Обычно термины «инфильтрационная способность» и «скорость инфильтрации» применяют как синонимы. Но подчеркивалось [Кларр, 1978 г.], что скорость инфильтрации означает объемный поток через поверхность и что этот показатель обычно меньше, чем максимальное возможное его значение — инфильтрационная способность.

Типичная кривая инфильтрации указывает на большую начальную скорость инфильтрации, которая вскоре падает до какого-то постоянного значения. Скорость инфильтрации уменьшается со временем по ряду причин, две наиболее важные из которых объясняются следующим образом.

1. По мере того как влажность почвы увеличивается, насыщение приводит к снижению гидравлического градиента вблизи поверхности. Этот процесс ускоряется наличием почвенного горизонта низкой проницаемости под более проницаемыми поверхностными горизонтами и сквозным потоком вниз по склону.

2. Изменения поверхности почвы, такие, например, как уменьшение размеров пор при разбухании минералов глин или при намывании мелких частиц, затрудняют инфильтрацию.

Пока способность почвы впитывать воду не превышена, количество инфильтруемой воды зависит от интенсивности осадков, т. е. можно сказать, что эта способность контролируется потоком. Если осадки превышают скорость инфильтрации, она становится затрудненной — контролируемой профилем. Рубин [Rubin, 1966 г.] выделил три вида дождевой инфильтрации исходя из относительной интенсивности осадков: незапруженная, предзапруженная и запруженная. Незапруженная инфильтрация имеет место в том случае, когда количество осадков меньше, чем инфильтрационная способность. По мере того как интенсивность осадков возрастает, содержание влаги в поверхностном слое почвы увеличивается и начинает превышать инфильтрационную способность, что приводит к предзапруженному, а затем и к запруженному виду инфильтрации.

Форма кривой инфильтрационной способности определяется рядом факторов. Внешние факторы, такие как интенсивность и продолжительность осадков, а также размеры капель, играют, конечно, немаловажную роль, но наиболее существенными представляются такие свойства почвы, как структура, текстура, мощность, тип, содержание минералов глин, растительность и приемы земледользования. На процесс инфильтрации влияет и механический состав почвы (рис. 2.2). Дан [17] приводит достаточно полный обзор литературы по этому вопросу.

Было выполнено исследование [Free e. a., 1940 г.] 54 типов почв на 68 участках, что дало возможность осветить некоторые особенности процесса инфильтрации. Трубки из оцинкованной стали диаметром 20 см вводились в почву, причем напор воды поддерживался на уровне 6 мм. Вначале измерялось содержание воды в почве на трех глубинах, а затем определялись скорости инфильтрации. Вторая серия измерений инфильтрации проводилась спустя 24 ч, когда почва была еще влажной после первых измерений (табл. 2.1). Данные свидетельствуют о спаде скорости ин-

Рис. 2.2. Типичные кривые запруженной инфильтрации в различных породах.

1 — песок и гравий; 2 — мелкий песок; 3 — песчаный мергель; 4 — мергель.

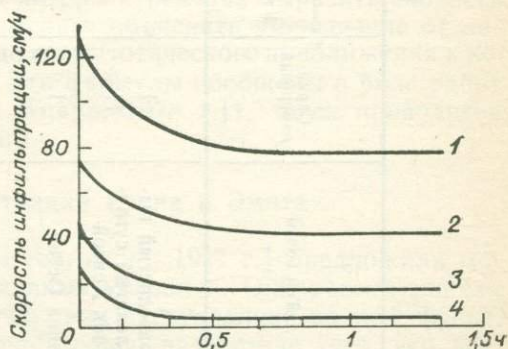


ТАБЛИЦА 2.1

**Скорость инфильтрации в различных типах почв США**  
 [Free, Browning, Musgrave, 1940 г.; Mohr, Van Baren, 1954 г.]

Тип почвы	Серия измерений	Скорость инфильтрации, мм/ч					Начальное содержание (%) влаги в почве на разной глубине, см		
		1-я четверть часа	2-я четверть часа	3-я и 4-я четверть часа	2-й час	3-й час	9	28	51
Гравелистый пылеватый суглинок Хонсой	I	478	306	224	170	146	15	15	14
	II	230	177	163	145	121	32	24	22
Глина Остин	I	208	85	69	63	61	17	18	18
	II	134	48	45	45	45	20	22	21
Пылеватый суглинок Фейетт	I	139	28	13	7	6	10	10	11
	II	18	7	6	6	6	30	23	16
Иловатый суглинок Булл	I	150	45	22	12	10	15	16	19
	II	30	6	4	4	3	24	22	21
Светлая глина Краун	I	106	30	14	4	2	16	12	8
	II	0	0	0	0	0	34	24	16
Иловато-пылеватый суглинок Уэстморленд	I	2	1	0,5	0	0,5	30	32	32
	II	0	0	0	0	0	29	30	31

фильтрации со временем; вторая серия измерений подчеркивает важную роль первоначального содержания влаги в почве. Большое значение имеет текстура почвы.

Прохождение воды сквозь почву в значительной степени зависит от размера и расположения частиц и пустот. Относительно крупные минеральные частицы образуют скелет почвы, а мелко-текстурный материал (например, глинистые минералы, окислы железа и органические продукты) заполняют скелет или соединяют его. Сочетание этих элементов формирует макрообъекты, которые и сообщают почве ту или иную структуру. Составляющие структуру почвы макрообъекты называются педрами; вода проходит между педрами так же, как и между частицами.

Хорошо развитая комковатая структура имеет многочисленные, соединяющиеся между собой пустоты, которые обеспечивают перемещение воды во всех направлениях. Блоковая структура содержит много пор, но ее упорядоченность обуславливает малый размер пор; движение воды в этом случае также возможно во всех направлениях. Призматическая структура характеризуется крупными педрами с ярко выраженными пустотами, ориентированными в основном вертикально; вода при этом движется главным образом сверху вниз. Для пластинчатых структур типичны крупные педы с нечетко очерченными пустотами, в них преобладает латеральное движение воды.

По мере того как вода просачивается сквозь почву, она смещает воду, ранее удержанную почвой. При незначительных осадках большая часть этого движения происходит через мелкие поры, и только когда почва насыщена или близка к насыщению, заметное количество воды начинает двигаться через более крупные поры, такие как пустоты от корней. Хортон и Хокинс [Horton, Hawkins, 1965 г.] показали экспериментально, что значительная часть воды, которая попадает в крупные пустоты, втягивается капиллярными силами в более мелкие окружающие поры.

## УРАВНЕНИЯ И МЕХАНИКА ИНФИЛЬТРАЦИИ

Для инфильтрационных процессов было предложено несколько различных уравнений. Все их авторы стремятся выразить скорость инфильтрации в функции времени и объяснить уменьшение от начальных высоких значений до асимптотического приближения к конечной постоянной величине. Эти формулы обобщены в ряде работ (например, [Childs, 1969 г.; Knapp, 1978 г.]), здесь приводится только краткая справка по ним.

### Закон инфильтрации Грина и Эмпта

В 1911 г. Грин и Эмпт [Green, Ampt, 1911 г.] предложили модель инфильтрации в запруженных условиях. Они рассматривали воду, движущуюся сквозь почву, как наступающий водный фронт, на котором давление  $H_f$  отрицательно вследствие того, что вса-

сывание является постоянной характеристикой почвы. Уравнение выражено следующим образом:

$$i = k_n (H_0 + l - H_\phi) / l,$$

где  $i$  — скорость инфильтрации;  $k_n$  — насыщенная гидравлическая проводимость;  $H_0$  — глубина запруженной воды;  $l$  — мощность насыщенной зоны;  $H_\phi$  — капиллярное давление на фронте увлажнения.

Когда формула была впервые предложена, некоторые факторы было трудно определить, но позже значения этих параметров были вычислены. Грин и Эмпт высказали предположение о резком понижении влажности на фронте увлажнения, однако более современные исследования свидетельствуют о постепенном ее уменьшении [Morel-Seytoux, Khanji, 1974 г.].

### Закон инфильтрации Костякова

В 1932 г. Костяков ввел эмпирическую формулу следующего вида:

$$f = f_0 t^{-\theta},$$

где  $f$  — мгновенная скорость инфильтрации в момент времени  $t$ ;  $f_0$  — минимальная инфильтрационная способность при  $t=0$ ;  $\theta$  — постоянная.

Отсюда следует, что скорость инфильтрации  $f$  должна равняться нулю после определенного промежутка времени, а это противоречит опыту и теории, основанной на физических законах.

### Закон инфильтрации Хортона

Формула, сходная с уравнением Костякова, была предложена Хортоном [29; Horton, 1933 г.]; следует отметить, что ранее предлагалась еще одна аналогичная формула [Gardner, Widtsoe, 1921 г.]. Формула Хортона такова:

$$f = f_\infty + (f_0 - f_\infty) e^{-ct},$$

где  $f$  — мгновенная скорость инфильтрации в момент времени  $t$ ;  $f_\infty$  и  $f_0$  — минимальная инфильтрационная способность при  $t \rightarrow \infty$  и  $t=0$ ;  $c$  — постоянная почвы.

Это уравнение было разработано как часть более широкой умозрительной модели поверхностного стока и поверхностной эрозии и предполагает беспрепятственное проникновение воды в почву. Однако оно дает слабые результаты при кратковременной инфильтрации.

### Закон инфильтрации Филипа

Бейвер [Baver, 1937 г.] отмечал, что вода проникает в почву и движется в ней под действием гравитационных и капиллярных сил, причем капиллярные силы обусловлены молекулярными си-

лами, которые действуют между частицами почвы и водой и заставляют воду очень медленно перемещаться от более толстых капиллярных пленок к более тонким. Лабораторные модели, разработанные Бодманом и Колманом [Bodman, Coleman, 1943 г.], показали, что область инфильтрации разделяется на три части.

1. Водопропускная зона, занимающая верхнюю часть увлажненной почвы; когда эта зона стабилизируется, она уже не поглощает воду, а просто проводит ее с поверхности.

2. Водоносная зона под водопропускной зоной; здесь градиент влажности возрастает с глубиной.

3. Фронт фильтрации, который имеет вид крайне неправильной поверхности с очень высоким потенциальным градиентом.

Эти открытия были синтезированы в классическом труде Филипа [44], основным выводом которого явилась формула

$$i = A + (1/2) Bt^{-1/2},$$

где  $i$  — скорость инфильтрации;  $A$  — постоянная, близкая к значению гидравлической проводимости у поверхности почвы в момент  $t=0$ ;  $B$  — значение сорбтивности, полученное исходя из скорости проникновения фронта инфильтрации.

Предполагается, что фактор  $A$  представляет поток беспрепятственного ламинарного течения через непрерывную сеть крупных пор под действием силы тяжести. Составляющая  $B$  есть диффузионный член, описывающий заполнение мелких пор при медленной диффузии от одного порового пространства к другому.

Уравнение Хортонa, вероятно, занижает скорость инфильтрации при  $t=0$  и приближает минимум инфильтрационной способности при  $t=\infty$  более резко, чем наблюдаемые кривые инфильтрации. Уравнение Филипа завышает начальные скорости инфильтрации, но во всем остальном достаточно верно. Как только инфильтрационная способность почвы превышена, происходит запруживание поверхности и вода может начать двигаться вниз по склону в виде поверхностного потока. Хортон был первым (1945 г.), кто сделал серьезную попытку объяснить поверхностный сток.

### ПОВЕРХНОСТНЫЙ СТОК ХОРТОНА

Сущность модели Хортонa представлена на рис. 2.3. Из него видно, что продолжительный дождь, падающий на склоны водосборного бассейна, имеющего относительно одинаковую инфильтрационную способность, вызовет, если интенсивность дождя превысит инфильтрационную способность, поверхностный сток по всему бассейну приблизительно одновременно. Предполагается, что все понижения должны быть заполнены водой до того, как произойдет поверхностный сток. Хортон рассчитал, что на умеренных склонах может удерживаться от 6,35 до 12,70 мм воды, но Чау [Chow, 1964 г.] позже определил, что оголенные гладкие по-

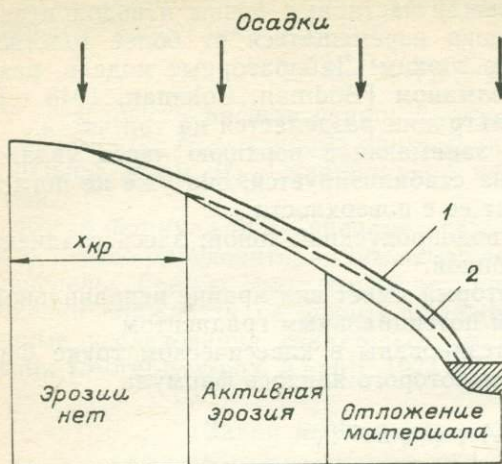


Рис. 2.3. Формирование поверхностного стока на холме согласно модели Хортон [29].

1 — профиль поверхностного стока;  
2 — материал во взвешенном состоянии.

верхности сохраняют от 5,1 до 2,5 мм воды (соответственно для песка и глины). Хортон считал, что только поверхностный сток может привести к гидрографическому пику прямого стока и вызвать поверхностную водную эрозию. На каком-то критическом расстоянии  $x_{кр}$  от водораздела вниз по склону поверхностный сток достигает такой глубины, что может вызвать сдвиговое напряжение, достаточное для того, чтобы увлечь частицы с поверхности почвы и образовать промоины. Эти промоины могут в конечном счете привести к образованию новых русел. Последовательность явлений, принимающих участие в этом процессе, описывается Куком [Сook, 1946 г.] следующим образом.

1. Тонкий слой воды накапливается на поверхности, что приводит к возникновению поверхностного стока вниз по склону.
2. Текущая вода накапливается в понижениях.
3. Когда эти понижения наполняются, вода начинает переливаться через их край.
4. Поверхностный сток входит в микрорусла, которые сливаются и образуют ручьи, текущие в небольшие овраги; так продолжается до тех пор, пока не произойдет сток в основное русло.
5. Вдоль каждого микрорусла происходит латеральный приток с земной поверхности.

Форма склона оказывает существенное влияние на эти процессы. Хэк и Гудлетт [Haxk, Goodlett, 1960 г.] классифицировали склоны в пределах водосборных бассейнов (рис. 2.4) и обратили внимание на зависимость поверхностного стока от участка склона. Сток на носовых склонах или отрогах гор пропорционален радиусу кривизны контуров. На боковых склонах сток линейно зависит от длины склона; в лощинах сток является степенной функцией длины склона. На склоне подножия линейный сток также пропорционален степенной функции длины склона, если он расположен между боковым склоном и основным руслом.

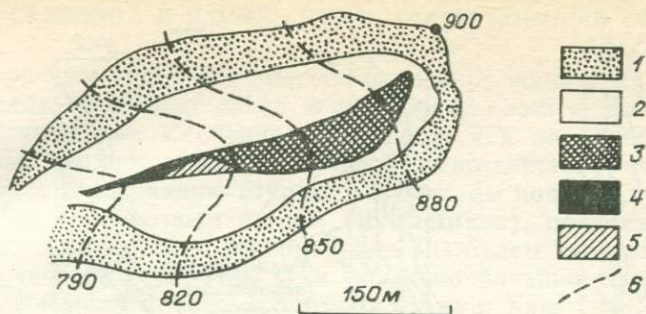


Рис. 2.4. Классификация склонов в горах Крофорд, Центральные Аппалачи [Hack, Goodlett, 1960 г.].

1 — выступающий гребень горы; 2 — боковой склон; 3 — лощина; 4 — русло; 5 — подножие склона; 6 — горизонталь, м.

Поверхностный сток можно довольно легко воспроизвести искусственно в полевых условиях. Эмметт [18] провел в Северной Америке классическую серию опытов. Над полевыми участками был устроен искусственный дождь (200 мм/ч), который вызвал сток около 100 мм/ч. Сток редко наблюдался в форме равномерного слоя; большая часть воды стекала вниз по склону, образуя несколько латеральных концентраций. Но эти концентрации не представляют собой промоинного стока; принято считать, что они обладают характеристиками ламинарного потока.

В зависимости от физических характеристик склона каждому участку свойственна определенная форма стока. Барьерные перемычки из органических обломков препятствуют стоку с некоторых участков, что приводит к задержанию воды и образованию луж. Поверхностный сток частично изменяется при разрушении этих барьеров. Три таких участка изображены на рис. 2.5, где показаны только главные концентрации потока, а не весь поток.

На участке 1 р. Пол почти нет топографических неровностей и поверхностный сток происходит главным образом вниз по склону, причем форма потока в нижней половине участка определяется кривизной контуров. Склон долины участка 1 р. Нью-Форк достаточно плоский, выделяются лишь незначительные формы микрорельефа, которые отражаются на полученных характеристиках течения. В основании участка микрорельеф такой, что вызвал запруду нижних 0,6 м склона. Отложение осадков здесь указывает на то, что осуществляется размыв и перенос материала. Осадки эродированы в результате плоскостного смыва, так как промоин не наблюдалось. Участок 2 р. Нью-Форк наиболее пологий, но его склоны имеют значительный микрорельеф, обусловленный скоплением растительности; течения обгибают эти возвышения. Запруживание в нижней части также сопровождается отложением осадков.

Полученные результаты показывают, что поверхностный сток Хортон может иметь большое значение при соответствующем количестве осадков и определенных характеристиках земной поверхности. Но позже Шорлей [Chorley, 1978 г.] высказал мнение

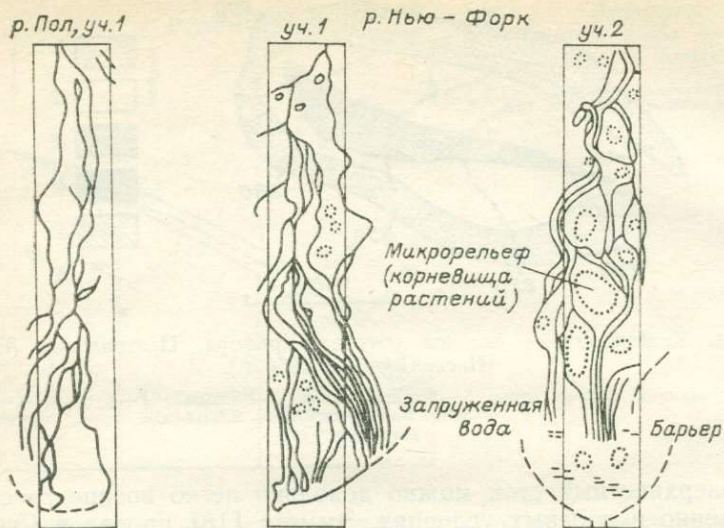


Рис. 2.5. Формы поверхностных стоков на трех экспериментальных участках [Emmett, 1970 г.].

о том, что по чистой случайности некоторые наиболее авторитетные исследования, выполненные под влиянием статьи Хортон 1945 г., проводились на небольших водосборных бассейнах, лишенных растительности, с низкими склонами, маломощным почвенным покровом и слабыми инфильтрационными способностями (например, [Schumm, 1956 г.]). Еще в 1947 г. Киркэм [Kirkham, 1947 г.] предположил, что во время интенсивных осадков вода инфильтруется вниз в почву у вершины холма, горизонтально по направлению к дневной поверхности — в средней части склона, вертикально вверх — у основания склона холма в связи с просачиванием воды вниз в более высоких частях склона. В этом случае отмечается, что поверхностное перемещение воды происходит в нижней части склонов.

Затем было установлено, что в бассейнах, имеющих существенный почвенный и растительный покров, поверхностный сток Хортон незначителен. В 1967 и 1968 г. регистрировались наблюдения над 55 ливнями в юго-восточной части Пидмонта, здесь поверхностного стока вообще не было отмечено [Tischendorf, 1969 г.]; полученные в Пидмонте результаты были подтверждены наблюдениями в Пенсильвании [Rawitz e. a., 1970 г.]. Довольно кратковременный поверхностный сток Хортон характерен только для небольших бассейнов и только в том случае, если бассейны имеют однотипные почвы (влажность, задержание и накопление в понижениях, условия инфильтрации). Гораздо более важным представляется диффузное перемещение воды вниз по склону сквозь слои почвы.

## СКВОЗНОЙ И НАСЫЩЕННЫЙ ПОВЕРХНОСТНЫЙ СТОК

Теперь уже общепризнано, что движение воды вниз по склону в пределах почвенных слоев играет более важную роль, чем поверхностный сток. Особенно это относится к наиболее влажным регионам, где поступление перегона и воздействие микрофауны приводят к образованию открытой структуры почвы. Такое движение называют сквозным стоком (throughflow), подповерхностным ливневым или боковым стоком. Здесь мы будем пользоваться термином сквозной сток. При этом довольно большое значение придается свойствам почвы; например, Хувер и Хаш [Hoover, Hursh, 1943 г.] пришли к выводу, что характеристики почвы более важны для контроля стока, чем морфология бассейна.

Для образования подповерхностного стока наиболее существенными контролирующими факторами представляются физические свойства и мощность почвы. Вертикальный сток обычно преобладает в почвах с грубыми текстурами. Мелкотекстурные илы и глины препятствуют вертикальному стоку, что приводит к подповерхностному сквозному стоку вниз по склону. Большое значение имеет и структура почвы. Расселины, трещины и борозды не играют важной роли в груботекстурных почвах, но в мелкотекстурных они могут заменить текстурные пустоты и служить главными путями стока. Значение трещин и борозд еще более возрастает, если они проникают в различные почвенные слои и текстурные несогласия.

Сквозной сток значительно возрастает при разной проницаемости на глубине. Эти гидравлические изменения обычно связываются с особыми почвенными горизонтами, иллювиальными твердыми прослоями, зонами частично выветрелой коренной породы и, возможно, со слоями неветрелой породы. Рукстон и Бэрри [Ruxton, Berry, 1961 г.] обратили внимание на гидрологическое значение базальной поверхности выветривания гранитных пород на территории Гонконга. На многих площадях поднятий запада Британских островов основным задерживающим горизонтом является железистая корка, свойственная многим подзолистым почвам. Характерной областью в этом отношении является Дартмур, где слой железистой корки, хотя и прерывистой, существенно влияет на распределение влаги и вызывает сквозной сток. Даже если в почве нет явных изменений, всегда имеются незначительные различия в относительном содержании твердого вещества и воды, которых может быть достаточно для того, чтобы вызвать движение воды вниз по склону.

Действие сквозного стока было детально изучено различными методами. Один из методов связан с полевыми наблюдениями склонов при естественных и искусственных осадках. Уипки [55] определил сток в почве, вызванный имитированным дождем интенсивностью 5,1 см/ч в течение 2 ч на склоне крутизной 16° (29%). Полученные результаты представлены на рис. 2.6. Небольшой поверхностный сток Хортона наблюдался при низкой началь-

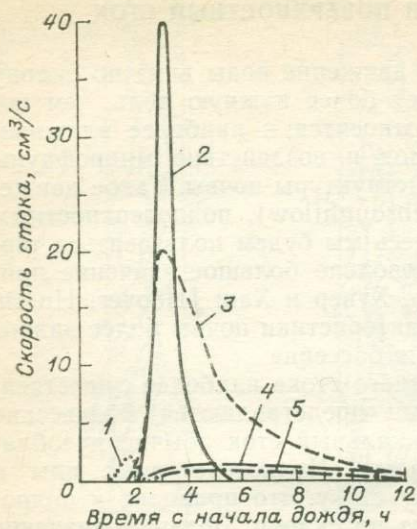


Рис. 2.6. Пример гидрографической разгрузки стока в почве [Whipkey, 1965 г.].

1 — поверхностный сток; сквозной сток в слоях почвы разной глубины, см: 2 — 0—56, 3 — 56—90, 4 — 90—120, 5 — 120—150.

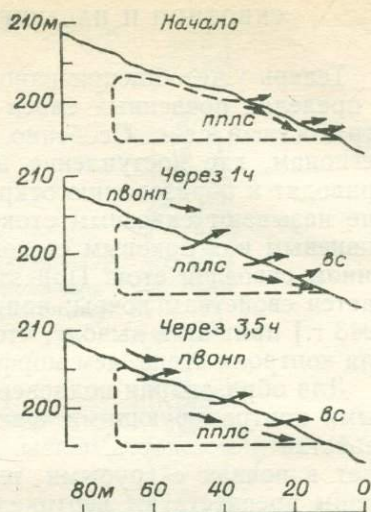


Рис. 2.7. Стоковые процессы в бассейне р. Слипс, Вермонт [17].

пллс — подповерхностный ливневый сток; пвонп — прямое выпадение осадков на насыщенную почву; вс — возвратный сток.

ной инфильтрационной способности сухого верхнего слоя почвы, которая, однако, быстро возрастала по мере увлажнения. На глубине примерно 90 см в почве располагалась менее проницаемая зона; задержка наступления сквозного стока определялась временем, которое потребовалось воде для инфильтрации этого слоя.

Этот метод исследования был расширен, в него были включены целые водосборные бассейны; результаты исследований, проведенных в трех крупных бассейнах, обобщены в 1978 г. Шорлеем. Исследования выполнялись в бассейне Уайтхолл — покрытом лесом водосборе площадью 0,24 км<sup>2</sup>, расположенном в южной части Пидмонта, США [Tischendorf, 1969 г.]; в экспериментальном бассейне р. Слипс в Вермонте [Dunne, Black, 1970 г.]; в бассейне руч. Ист-Туин-Брук площадью 0,21 км<sup>2</sup> в Сомерсете [Weyman, 1970 г.]. В бассейне Уайтхолл только 19 из 55 ливневых дождей привели к максимальному прямому стоку. Изменение влажности почвы отмечалось в верхнем метровом слое почвы вблизи речного русла. Максимальные пики сквозного стока в бассейне руч. Ист-Туин-Брук наблюдались в горизонте В.

Стоковые процессы имитировались в бассейне р. Слипс; на рис. 2.7 представлена последовательность событий во время дождя, длившегося 3,5 ч, в результате которого выпало 54 мм осадков. Из рисунка видно, что движение воды по поверхности склона связано с ростом насыщенного клина у его основания. В начале дождя площадь насыщения близка к дневной поверх-

ности и сквозной сток (или подповерхностный ливневый сток) только зарождается. Со временем площадь насыщения начинает пересекать дневную поверхность в нижней части склона и образуется возвратный сток. Поверхностный сток усиливается прямым выпадением осадков на площадь насыщения, охватывающую почву. Если дождь продолжается, насыщенный клин распространяется вверх по склону и поверхностный сток возрастает. Когда дождь прекращается, резко падает прямое поступление воды в поверхностный сток; возвратный сток также очень быстро сокращается, но подповерхностный сток продолжается еще довольно долго.

Изменения площадей, способствующих стоку, зависят от рельефа, почв, antecedentной (первоначальной) влажности и характеристик осадков таким образом, что для разных частей склонов и бассейнов необходима разная интенсивность дождя, чтобы довести уровень грунтовых вод до дневной поверхности.

**Приблизительные интервалы повторения ливней, вызывающих сток с различных частей бассейна площадью 3,9 га в Вермонте [17]**

Дно долины		
Нижняя часть		3,5 сут
Верхняя часть		36 сут
Мелкая болотистая низина		
Нижняя часть		36 сут
Верхняя часть		1 год
Хорошо дренируемый склон холма		
Нижняя вогнутая часть		10—100 лет
Прямая часть		100—1000 лет

Очевидно, что в этих процессах значительную роль играют пространственные изменения содержания почвенной влаги. Было высказано предположение [Kirkby, Chorley, 1967 г.], что максимальный водный сток характерен для четырех участков: основания склонов, лощин, углублений на профиле склона и для участков, где почвы маломощные или менее проницаемые. Это предположение было подтверждено исследованием Андерсона и Берта [Anderson, Burt, 1978 г.], в результате которого была показана ведущая роль лощин по сравнению с отрогами в разгрузке стока со склона холма.

Одним из основных факторов являются колебания мощности почвы на склонах. На многих примерах показано, что существует зависимость между свойствами почвы, местоположением склона и такими факторами, как инфильтрационная способность и накопление влаги (табл. 2.2). Более конкретная зависимость отмечена между мощностью почвы и изменениями расхода воды, выраженными русловыми гидрологическими графиками [26] (рис. 2.8). Исследовано четыре типа почвенного покрова.

Тип *a* представляет бассейн Кимакиа, Кения; почвы здесь располагаются на мощном слое вулканического пепла; наблюдалась реакция на дождь продолжительностью 24 ч, когда выпало 61 мм осадков. Тип *б* относится к бассейну

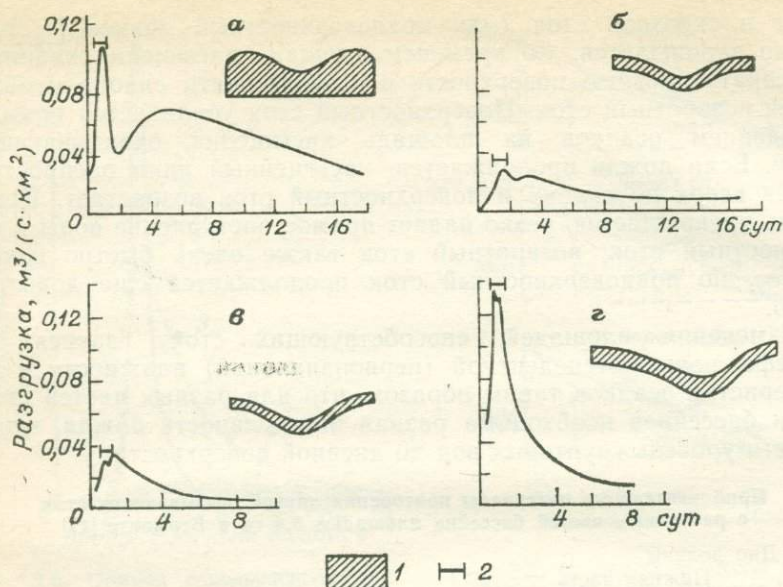


Рис. 2.8. Характер гидрологических профилей, связанных с различными типами почвенного покрова [26; Chorley, 1978 г.].

1 — проницаемая почва; 2 — продолжительность дождя.

Уагон-Уил-Гэп, Колорадо; ливень продолжался 24 ч, выпало 80 мм осадков. Почвы этого бассейна, видимо, довольно мощные на водоразделе, но маломощные на склонах долины. Тип *в* принадлежит бассейну Уайтхолл, Джорджия; почвы маломощные. В этих почвах на глубине 1—2 м располагается зона ограниченной проницаемости; гидрологический график отражает реакцию на дождь продолжительностью 8 ч, когда выпало 27 мм осадков. Тип *г* характеризует мощные почвы на водоразделах и на дне долин, но довольно маломощные на склонах главной долины, какой является бассейн Кауита-17 в Северной Каролине. В течение 6-часового ливня выпало 32 мм осадков; это вызвало хорошо видимый начальный максимум, обусловленный русловым потоком и нехортонским стоком с расширенной области питания. Если бы дождь был более продолжительным и менее интенсивным, его роль была бы снивелирована основной возрастающей частью стока. Незначительная доля дождя, участвующая в быстром стоке, и то, что сток произошел уже после прекращения дождя, показывают,

ТАБЛИЦА 2.2

Соотношение между компонентами ландшафта и характеристиками влажности почв [England, Holtan, 1969 г.]

Почвы	Площадь водосбора, %	Средняя крутизна склона, %	Потенциальное накопление влаги, см	Скорость инфильтрации, см/ч	
				Начальная	Конечная
Возвышенностей	44,4	35,6	8,6	14,66	0,58
Склонов	46,7	12,7	3,8	5,03	0,25
Низменностей	8,9	61,0	14,2	28,88	0,58

что большая часть прямого стока не связана с простым поверхностным стоком. Отметим, что мощность почвы обычно меняется быстро и часто, и даже если эти изменения поддаются определению, установить зависимость от них распределения и движения воды на склонах весьма сложно.

Результаты этих исследований имеют существенное значение для изучения эволюции как почв, так и ландшафта. От пространственных колебаний поверхностного стока зависят перемещение почв и зарождение оврагов. Дифференциальная концентрация влаги в почве делает определенные части склонов более восприимчивыми к движению масс, например таких, как потоки обломков и вращающиеся оползни. Поэтому сведения о поверхностном и подповерхностном стоке важны для установления зависимостей между почвами и склонами.

На основе рассмотренных и других сходных исследований, проведенных в умеренных зонах, были сделаны следующие выводы [17].

1. Большинство дождей не сопровождается поверхностным стоком Хортон.

2. Основными процессами, вызывающими прямой сток, являются подповерхностный прямой сток, обратный сток и непосредственное выпадение осадков на площадь насыщения.

3. Относительное значение этих процессов меняется в зависимости от почвы и рельефа. Незаполненная емкость почвы равна нулю в русловых понижениях, мала в мелких болотистых низинах и весьма значительна на крутых хорошо дренируемых склонах холма.

4. Во время кратковременных дождей большая часть прямого стока связана с непосредственным выпадением осадков на площади насыщения вокруг русла. Эти площади меняются в зависимости от времени года.

5. В течение длительных дождей подповерхностный прямой сток возрастает и его можно наблюдать в глубоких хорошо дренируемых почвах на крутых склонах. Насыщенные площади значительно расширяются, особенно в лощинах.

### **СОСРЕДОТОЧЕННЫЙ СКВОЗНОЙ СТОК (СТОК ЧЕРЕЗ ТРУБКИ)**

Подземная денудация, или суффозия, наблюдается во многих областях Земли. Она приводит к развитию сети макропор, объединяющихся в серии трубок или туннелей и обеспечивающих быстрое пропускание сквозного стока. Сеть трубок обычно прерывистая и может выходить на тот же участок склона, что и входные отверстия трубок (рис. 2.9). Джонс [Jones, 1971 г.] отметил несколько площадей на Британских островах, где подземная денудация играет важную роль. Одна из этих площадей расположена на возвышенности Уэльса; детальные исследования здесь сети трубок дали ценную информацию [Gilman, Newson, 1980 г.]. Ширина некоторых трубок достигает 0,6 м; средняя площадь поперечного

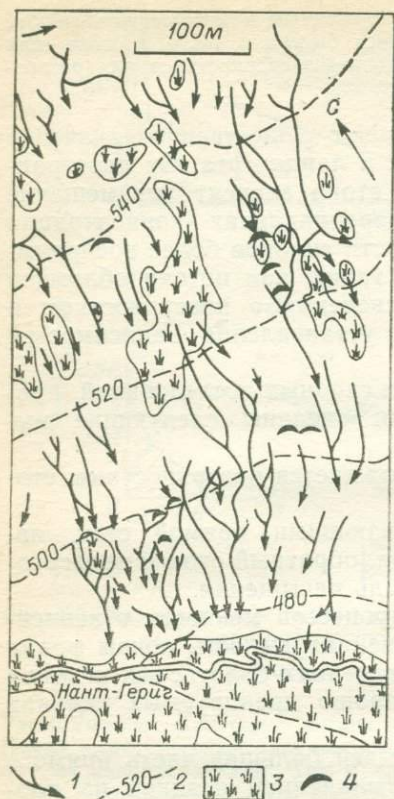


Рис. 2.9. Сеть трубок в нижней части долины Нант-Гериз, центральный Уэльс [Gilman, Newson, 1980 г.].

1 — трубка; 2 — горизонталь земной поверхности, м; 3 — камыши; 4 — серповидное оползание.

ния глины и илов там, где трубки выходят на поверхность. Но формирование элювия, достаточное для того, чтобы привести к развитию трубок, может происходить только в почвах первично ослабленных, с низкой плотностью, необычным гранулометрическим составом или со структурой, претерпевшей изменения под влиянием химических процессов. Кроме того, значительную роль играет, видимо, уровень агрегирования — диспергирования. Некоторые исследователи утверждают, что для развития трубок необходимы ранее возникшие пустоты.

Литература по развитию трубок путем обезвоживания весьма обширна (например, [46; Henkel e. a., 1938 г.; Heede, 1971 г.; Hughes, 1972 г.]). Способ их формирования до сих пор не известен, так как образование трещин в отложениях при их высыхании — очень сложный процесс, зависящий от ряда свойств почвы, например от степени прочности и усадки. Это связано главным

сечения трубок в некоторых частях бассейна Вай составляет  $67,5 \text{ см}^2$ .

Это исследование показало, что путем изучения определенных свойств почвы можно предсказать, где произойдет сквозной сток и сток через трубки. Для установления индекса, известного как «потенциал принятия зимнего дождя» (winter gain acceptance potential — WRAP), использовались такие свойства почвы и участка, как дренаж, глубина водопроницаемых горизонтов, проницаемость и угол склона. С помощью этого индекса можно определить почвы, благоприятные для сквозного стока и стока через трубки. Наиболее склонны к образованию трубок почвы с торфяными поверхностными горизонтами и водонепроницаемыми слоями на небольшой глубине или почвы с суглинистыми поверхностными горизонтами на крутых склонах.

Предполагается, что наиболее вероятными процессами, ведущими к образованию трубок, являются формирование элювия и обезвоживание. При образовании элювия постепенно вымывается мелкая фракция сквозь цемент

почвы. На это указывают отложе-

образом с типом и количеством глинистых минералов. Так, Паркер [Parker, 1964 г.] установил, что увеличение трещин высыхания служит основным механизмом зарождения трубок в связанных глинистых почвах, а для несвязанного материала более важную роль играет образование элювия. Трубки особенно характерны для полуаридных регионов, где реголит содержит глины (например, монтмориллонит), которые растрескиваются при высыхании. Есть основания полагать, что образование трещин при обезвоживании является также существенным механизмом в пределах возвышенностей Уэльса [Gilman, Newson, 1980 г.].

Трубки играют важную роль в гидрологии, так как они значительно сокращают время максимального паводкового стока на небольших площадях водосбора. Через трубки осуществляется также движение илов и глин вниз по склону на тех площадях, где поверхностные процессы слабо развиты. Подповерхностная эрозия может привести к осушению торфяного покрова. В зонах с аридным и полуаридным климатом трубки довольно часто переходят в системы оврагов.

Несколько иная форма сосредоточенного сквозного стока описана Бантингом [7]. На склонах возвышенностей часто присутствуют линии стекания, которые неразличимы на поверхности, так как они не имеют ни топографического, ни растительного выражения. Бантинг обнаружил эти зоны стекания при помощи густой сети пробуренных шнеком скважин и назвал их перколинями. Были установлены значительные различия в почвах, находящихся на перколинях и между ними. Верхние гумусовые слои, как и почва в целом, на перколинях всегда мощнее. Бантинг изучал подзолистые почвы, и гумусовая примазка отбеленного песчаного слоя всегда была хорошо видна на перколинях. Бантинг предположил, что это указывает на преобладание вертикальной компоненты движения просачивающейся воды. Вниз по склону перколини переходят в видимые линии стекания, и коррозия коренной породы в лощинах служит, видимо, главным фактором в развитии их к истокам потоков первого порядка.

\* \* \*

В этой главе рассматривалось движение только воды по склонам и сквозь склоны. Но, как показывают наблюдения и опыты, перемещается также значительное количество почвенного материала. Это особенно относится к сосредоточенному потоку, когда граница, разделяющая подповерхностную эрозию (стекание) и поверхностную линейную (овражную) эрозию, весьма расплывчата. Следующая глава посвящена изучению движения и перераспределения почвы на склонах.

## ДВИЖЕНИЕ ПОЧВЫ ПО СКЛОНАМ

Среди многих причин, вызывающих перемещение материала по склонам, основными являются капельная и плоскостная эрозия, растворение и движение масс. На все эти процессы в той или иной степени воздействуют рельеф и характер почвы. Ветровая эрозия, хотя она также играет значительную роль в сносе почв во многих зонах, не рассматривается здесь столь детально, так как факторы топографии и угол склона не оказывают на нее большого воздействия. Относительное значение и взаимодействие процессов определяются главным образом (но не полностью) климатом. В условиях влажного тропического леса вымывание материала путем растворения играет весьма важную роль. Для саваннных зон в сухой период ведущим процессом является эрозия, но в дождливый период, когда появляется растительность, на границе саванны и леса скорость эрозии сокращается до минимума. Движение масс на крутых склонах происходит повсеместно, но более интенсивные дожди в тропиках приводят к большей деградации почв под действием движения масс. Процессы оползания почвы, вероятно, наиболее важны для умеренных зон, где эрозия почв минимальна.

Взаимодействие различных процессов на любом конкретном участке может быть очень сложным, как было показано в ряде исследований [Schumm, 1956, 1964 г.]. Эти исследования выполнялись на оголенной поверхности бедленда, где морозное выветривание приводит к растрескиванию поверхности почвы в зимнее время. С началом весенних дождей почвенные агрегаты разрушаются под воздействием дождевых капель и вымываются в морозные трещины, частично закрывая их. Это приводит к образованию водонепроницаемой корки, которая способствует сильному стоку и струйчатой эрозии. В следующую зиму морозное выветривание снова уничтожает системы промоин, вызывая растрескивание поверхности. Подобная ситуация подчеркивает ненадежность слишком широких климатических обобщений. Зимой скорости инфильтрации на этих площадях высоки, сток незначителен, процессы типичны для влажных умеренных зон. Летом инфильтрация уменьшается, скорости стока возрастают, преобладают поверхностные процессы, характерные для семиаридных зон.

Многие сильно эродированные площади Исландии имеют такие же характерные особенности. Морозная эрозия зимой подготавливает поверхность для сноса материала ветром и водой в летние и осенние месяцы. Но капельная эрозия временно при-

останавливает эти процессы, приводя к образованию тонкой корки, которая в конечном итоге высыхает и уносится ветром. Промоины заполняются принесенным ветром материалом, который вымывается из системы во время следующего сильного дождя. Образованию промоин способствует также обрушение приповерхностных трубок, обычных для лёссового материала.

Таким образом, колебания местных погодных условий в течение года приводят к существенным изменениям в почве, что затрудняет изучение отдельных процессов, участвующих в перемещении масс по склонам. Для упрощения сложных явлений будем рассматривать каждый процесс отдельно.

## ПОВЕРХНОСТНАЯ ВОДНАЯ ЭРОЗИЯ

### Универсальное уравнение потери почвы

Предварительные исследования переменных величин, оказывающих воздействие на потерю почвы, позволили вывести следующее уравнение [Musgrave, 1947 г.]:

$$E = IRS^{1,35} \cdot 12L^{0,35} P_{30}^{1,75},$$

где  $E$  — потеря почвы, см;  $I$  — эродируемость почвы, см;  $R$  — коэффициент растительного покрытия;  $S$  — склон, %;  $L$  — длина склона, см;  $P_{30}$  — максимальная интенсивность 30-минутных дождей, см (по данным за 2 года).

Со времени составления этого уравнения значительное число исследований было направлено на разработку универсального уравнения потери почвы, главной целью было выделение основных контролирующих факторов. В результате было предложено новое уравнение:

$$A = RKLSCP,$$

где  $A$  — средняя годовая потеря почвы; коэффициенты:  $R$  — дождевых осадков,  $K$  — эродируемости почвы,  $L$  — длины склона,  $S$  — крутизна склона,  $C$  — снижения эродируемости почвы при наличии покрытия;  $P$  — показатель охраны и рационального использования почвы.

Многие из этих переменных теперь стандартизированы, что дает возможность пользоваться уравнением применительно к различным условиям. Эродируемость почвы определяется ее характерными свойствами. До того как частицы почвы могут быть вовлечены в перенос и перенесены, они сначала должны быть отделены. Отделению способствуют удары капель дождя и текущая вода. Характер предельного движения почвы зависит от связи между эрозивностью дождевых капель и текущей воды, с одной стороны, и эродируемостью почвенного материала — с другой.

## Эродированность почвы

Одним из основных факторов, влияющих на эрозию почвы, является изменение ее свойств. Термин «эродированность» почвы был впервые введен Куком [Cook, 1946 г.]; эта характеристика может быть определена путем измерения потери почвы в контролируемых условиях и путем установления свойств почвы по индексам эродированности. В сущности, это метод «попаданий и промахов», зависящий от правильного выбора определенных свойств почвы и рассмотрения их затем в различных соотношениях с целью получения лучшего статистического «попадания» при определении потери почвы. Хотя при этом требуются определенные теоретические предположения, никогда нельзя быть уверенным, что были выбраны нужные свойства почвы. Кроме того, многие соотношения имеют сугубо местный характер и неприменимы в более широком масштабе.

Многие из индексов эродированности, которые были разработаны, основаны на свойствах, оказывающих влияние на диспергирование и агрегирование почвы, на стабильность агрегатов и водопроницаемость. Важное значение имеет распределение агрегатов по размерам. Агрегаты меньше определенного размера уносятся водой целиком; размер агрегатов влияет также на водопроницающую способность. От стабильности агрегатов зависит легкость, с которой крупные агрегаты разбиваются на мелкие и становятся восприимчивыми к эрозии. Разрывающие усилия, действующие в агрегатах после увлажнения, связаны с разбуханием ориентированной глины и со сжатием находящегося внутри воздуха. Отрицательная корреляция между степенью ориентированности глинистых частиц и стабильностью агрегатов обнаружена в почвах северных районов Люксембурга [31]. Разрывающие усилия могут быть уравновешены действием органического вещества, усиливающего связи между глиной и частицами кварца.

Было проведено опробование 24 индексов стабильности агрегатов и обнаружено, что наиболее надежной мерой является содержание (вес. %) водопрочных агрегатов диаметром более 0,5 мм и более 2 мм [Conaway, Strickling, 1962 г.]. Брайан [Bryan, 1969, 1977 г.] проанализировал относительную эффективность наиболее широко применяемых индексов эродированности на почвах округа Пик в графстве Дербишир, Англия, и провинции Альберта, Канада. Приведем эти индексы вместе с некоторыми показателями агрегирования.

*Наиболее широко используемые индексы эродированности почв [Bryan, 1977 г.]*

Коэффициент дисперсности [Middleton, 1930 г.]

Коэффициент эрозии [Middleton, 1930 г.]

Показатель глинистости [Bouyoucos, 1935 г.]

Отношение всей поверхности к поверхности агрегирования [Anderson, 1954 г.]

Содержание водопрочных агрегатов (ВПА) диаметром >3; >2; >1;  
>0,5 мм

Потери при размокании

Отношение потерь при размокании к содержанию ВПА  $> 2$  мм  
Эквивалент влажности для частиц  $> 2$  мм  
Содержание сухих агрегатов диаметром  $> 3$  мм и 2—3 мм

Ясно, что ни один из этих индексов не поддается легкому изменению и не является полностью надежным, но индексы, связанные с оценками стабильности агрегатов, следует считать наиболее эффективными.

Многие предположения, на которых основаны ранее принятые индексы, могут быть поставлены под сомнение. Коэффициент дисперсности Миддлтона основан на предположении, что эродироваться может только тот материал, который находится в дисперсном состоянии. При этом не учитывается, что дождевые капли, имеющие высокую скорость, могут разрушать недиспергированный материал. Таким образом, этот коэффициент надежен для почв с высоким содержанием пыли — глины, но неэффективен для почв с высоким содержанием песка. Недостатки коэффициента эрозии связаны с использованием отношения содержания коллоидных частиц к коэффициенту влажности как показателю водопропускаемости. Содержание коллоидных частиц и коэффициент влажности очень тесно связаны между собой, и поэтому не ясно, что этим отношением определяется. Использовать любой из этих показателей отдельно было бы более надежно.

Показатель глинистости теряет смысл, когда содержание глины в почве очень низкое; кроме того, этот показатель придает слишком большое значение глине как связующему веществу в ущерб аналогичной роли органического вещества. Те же замечания можно высказать по поводу отношения общей поверхности к поверхности агрегирования. Из связующей фракции упускается органическое вещество; кроме того, мы не располагаем данными, свидетельствующими о том, что пылеватая фракция является связующим веществом, хотя обратное тоже не исключается.

Результаты изучения канадских почв показали, что потери от смыва почвы текущей водой выше потерь от разбрызгивания и что доминирующей формой эрозии является совместное воздействие разбрызгивания и текущей воды. Но потери от смыва почвы не проявляют такой же корреляции с ее свойствами, как потери от разбрызгивания; это показывает, что большое количество материала, смытого водой, уносится эрозией. Микрорельеф поверхности мешает течению, возникают водовороты, и формы напряжения вокруг крупных частиц усложняются. В связи с этим вовлечение в эрозию становится более эффективным.

### Капельная эрозия и перенос

Характер и воздействие процесса дождевого разбрызгивания зависят от соотношений между характеристиками дождевых осадков и свойствами почв и земной поверхности. Критическими показателями дождевых осадков являются их продолжительность и интенсивность, масса дождевой капли, ее размер и конечная ско-

рость. Эти переменные влияют на кинетическую энергию и транспортирующую способность осадков. Средний размер дождевых капель растет по мере увеличения интенсивности осадков для дождей низкой и средней интенсивности, но слегка уменьшается для дождей высокой интенсивности. Предпринимались многочисленные попытки выявить соотношение между такими факторами, как кинетическая энергия и разбрызгивание, и разработать наиболее точный коэффициент интенсивности дождевых осадков. Было установлено, что разбрызгивающее действие на почву дождевых капель пропорционально 1,46 кинетической энергии [Free, 1960 г.]. Бизаль [Bisal, 1960 г.] определил, что

$$G = kDv^{1,4},$$

где  $G$  — вес разбрызганной почвы;  $k$  — постоянная для определенного типа почв;  $D$  — диаметр дождевой капли;  $v$  — скорость соударения.

В 1945 г. Эллисон [Ellison, 1945 г.] разработал формулу для кинетической энергии дождя:

$$E = kv^{4,33} d^{1,07} I^{0,63},$$

где  $k$  — постоянная для данного типа почвы;  $v$  — скорость капель;  $d$  — диаметр капель;  $I$  — интенсивность дождя.

Начиная с 1945 г. предпринято немало попыток вывести более надежный коэффициент эрозивности дождевых осадков. Фостер [Foster, 1950 г.] после сравнения девяти подобных коэффициентов пришел к выводу, что наилучшим является следующий:

$$K = I_{15}I_{30} (bn)^{1/3},$$

где  $I_{15}$  и  $I_{30}$  — максимальная интенсивность дождя в течение 15 и 30 мин;  $b$  — функция отношения содержания влаги к инфильтрации и интенсивности дождя;  $n$  — число пиков интенсивности, превышающих заданную амплитуду.

Наряду с разработкой коэффициентов эрозивности дождевых капель ряд исследований был направлен на изучение характера отделения частиц под действием ударов капель дождя и переноса этих частиц. Разбрызгивание ведет к преобразованию и погребению верхнего слоя почвы, что вызывает изменение его физического состояния, в частности появление поверхностной корки [McIntyre, 1958 г.]. Сначала почвенные агрегаты разрушаются вследствие размывания или под непосредственным воздействием дождевых капель. Мелкие частицы перемещаются в верхние несколько сантиметров почвы и откладываются в порах.

Скоростная фотосъемка дала возможность показать, что когда поверхность почвы покрыта водой, под действием ударов до-

ждевых капель водная пленка разрушается и затем возвращается вертикально в прежнее положение. При этом образуется направленная наружу волна, за которой следует возвратная волна, что приводит к деформации почвы и временно разрушает почвенную корку. Весь цикл можно описать следующим образом. Начальное увлажнение поверхности почвы понижает ее сцепление и способствует высокой скорости разбрызгивания почвы; затем образуется поверхностная корка и скорость разбрызгивания уменьшается; на поверхности собирается вода, турбулентное течение которой может удалить часть корки; пропускаемость почвы временно увеличивается, происходит просачивание, и скорость разбрызгивания почвы снова возрастает. Палмер [Palmer, 1963 г.] показал, что потери почвы от разбрызгивания возрастают до максимума, когда глубина водного слоя становится равной диаметру дождевых капель, а затем потери уменьшаются. При этом будет достигнута такая стадия, когда в поверхность почвы вымывается так много материала, что разрушение поверхностного закрепляющего слоя не окажет существенного воздействия на скорость инфильтрации, поверхностные воды не будут просачиваться и произойдет сток.

Изучение состава лесных и пахотных почв и их реакции на удар дождевых капель дало возможность получить представление о факторах, участвующих в рассматриваемых процессах [31]. В противоположность большинству агрегатов лесной почвы, лишь немногие агрегаты пахотной почвы выдержали испытание на удар капли воды (табл. 3.1); разную реакцию можно объяснить различием в составе агрегатов (табл. 3.2). Биологическая деятельность в лесных почвах приводит к образованию большого числа первичных агрегатов и корневых тканей, которые, видимо, повышают сопротивляемость почвы. И наоборот, значительное количество ориентированной глины в пахотных почвах способствует их разрушению при увлажнении. Более высокое содержание органического вещества в лесных почвах усиливает связи, что делает агрегаты более устойчивыми. Исследование показало также, что агрегаты, обнаруженные в коллювии под пахотными почвами, были слишком слабыми и не могли выдержать перенос разбрызгиванием, из чего можно сделать вывод, что происходил размыв склона.

Предпринимались попытки непосредственно измерить разбрызгивание почвы путем установки щитов с собирающими желобами [Ellison, 1944 г.], вводом небольших воронок для улавливания разбрызганных частиц [Bolline, 1976 г.], применением радиоактивных индикаторов [Coutts e. a., 1968 г.]. Морган [Morgan, 1978 г.] приспособил лабораторные чашки для измерения капельной эрозии на песчаных почвах в центральной части Бедфорда, Англия. Результаты (табл. 3.3) подтверждают зависимость между капельной эрозией, энергией дождевых осадков и углом склона, установленную другими исследователями в лабораторных условиях. Только 0,06 % энергии дождевых осадков уходит на капельную эрозию. Главная работа разбрызгивания сводится к отделению частиц почвы до их уноса поверхностным стоком, что подтверждает

ТАБЛИЦА 3.1

Относительная эродируемость агрегатов почвы размером 4—5 мм из различных частей склонов, занятых под лесом и под пашней [31]

Кругизна склона	Агрегаты, выдержавшие испытание, %	Уменьшение массы агрегатов, %	Органический материал, %	Материал, разбрызганный из чашки в результате падения 50 капель, г
Лес				
0—2°	90	22	7,8	0,13
2—5	50	56	10,2	0,15
5—11	90	35	6,1	0,014
>11	75	35	8,6	0,62
Пашня				
0—2°	5	96	4,0	0,36
2—5	0	100	3,7	0,55
5—11	5	95	4,0	0,83

ТАБЛИЦА 3.2

Строение и состав агрегатов лесной и пахотной почвы на разных склонах [31]

Характеристики	Лес				Пашня		
	0—2°	2—5°	5—11°	>11°	0—2°	2—5°	5—11°
Плоскости	4	15	5	11	22	20	49
Борозды	29	158	25	91	48	115	37
Пустоты	74	43	30	48	81	32	83
Зоны ориентированной глины	19	22	50	16	128	75	56
Древесный уголь	114	191	89	78	46	52	90
Частицы перегноя	92	87	123	123	143	122	93
Живая ткань	64	21	60	37	12	7	10
Обломки пород	11	20	7	14	20	20	12
Первичные агрегаты	39	50	37	55	11	10	19
Вторичные агрегаты	52	193	38	93	56	110	77

ТАБЛИЦА 3.3

Скорость капельной эрозии [Morgan, 1978 г.]

Часть склона	Длина склона, м	Угол склона	Годовая эрозия, кг/м <sup>2</sup>
Верхняя	172	9°	2,73/23,32
Средняя	193	11	6,81/14,70
Нижняя	201	11	5,11/22,79
Верхняя	178	8	4,93/28,42
Средняя	195	11	3,59/30,47
Нижняя	209	6	3,02/14,87

Примечание. В числителе — перенос разбрызгиванием, в знаменателе — отделение разбрызгиванием.

результаты, полученные Морганом [Morgan, 1977 г.] для других почв, где менее 5 % материала, эродированного со склонов холма, переносилось разбрызгиванием. Таким образом, эрозия, вызванная разбрызгиванием, является второстепенной по сравнению с плоскостной эрозией (за исключением некоторых особых случаев).

### Плоскостная эрозия

В предыдущей главе было показано, что течение воды на склонах может возникнуть в случае, если интенсивность осадков превысит локальную инфильтрационную способность (поверхностный сток Хортона) или если сложатся локализованные насыщенные условия (насыщенный поверхностный сток). Кроме того, было показано, как микрорельеф влияет на тип поверхностного стока. Неконцентрированный сток тонкой сплошной пленкой возможен только на довольно ровных поверхностях. Эмметт [Emmett, 1970 г.] установил, что поверхностный сток (плоскостной смыв) значительно меняется по характеру и глубине и представляет собой смесь ламинарного и турбулентного течений. Килинк и Ричардсон [Kilinc, Richardson, 1973 г.] определили, что сток является сверхкритическим ламинарным течением, но оно редко остается однородным и концентрации развиваются даже вокруг мельчайших деталей микрорельефа.

Возможность эрозионного неконцентрированного стока незначительна, и переносится только очень мелкий материал. Этот материал уже должен быть частично разрыхлен выветриванием, например сменой циклов увлажнения и осушения, замораживания и оттаивания, или воздействием дождевых капель. Большая часть природных поверхностей являются слишком неровными для того, чтобы на них могли образоваться значительные сосредоточенные потоки; там, где имеются локальные концентрации потоков, отмечается эрозия. Но сгущения потоков обычно слишком локальны и слишком кратковременны, чтобы привести к образованию хорошо выраженного русла. Растительность задерживает поверхностный сток, и эрозия сосредоточивается на участках, где нет растительного покрова. Перерывы в покрове могут быть вызваны движением масс, и это один из примеров, когда два ряда процессов взаимодействуют и усиливают друг друга.

Более интенсивное течение вымывает небольшие русла или овраги; самые мелкие из них будут разрастаться по склону холма до тех пор, пока не охватят весь склон. Промоины представляют собой небольшие русла шириной и глубиной всего несколько сантиметров; это временные элементы, которые могут быть разрушены различными процессами; промоины обычно ассоциируются с пылеватыми или глинистыми почвами. Иногда они успевают разрастись и избежать разрушения, вследствие чего образуется овраг. Русла, промытые в песке и гравии, имеют тенденцию разветвляться благодаря грубообломочному материалу, из которого часто намы-

ваются бары в центре потока. Эти бары разбивают поток на многие русла. Если крупные промоины переходят в овраги, неизбежно на их склонах разовьются новые промоины. Такие участки благоприятны для поверхностного ливневого стока и подпочвенной эрозии.

Отмечается существенное различие скорости плоскостной эрозии на покрытых растительностью и на оголенных склонах, так как растительность является, видимо, важнейшим фактором, определяющим скорость переноса. Растительность перехватывает осадки, снижая таким образом силу удара капель, и предотвращает формирование уплотненного слоя. Кроме того, растительность улучшает структуру почвы и увеличивает скорость инфильтрации. Если началось течение в поверхностном слое, растительность прерывает поверхностный сток. Она может физически связать почву, задерживая поверхностную эрозию. Поэтому в умеренных гумидных зонах, где почва полностью покрыта растительностью, а интенсивность осадков не слишком высокая, скорость поверхностной эрозии незначительна. Карсон и Киркби [Carson, Kirkby, 1972 г.], используя данные Янга [Young, 1958 г.] и Киркби [Kirkby, 1963 г.], установили, что на 80 % обследованных участков перенос путем размывания составляет менее  $0,2 \text{ см}^3/(\text{см}/\text{год})$ . В Новой Зеландии, на склонах, покрытых кустовыми злаками, Сунс [Soons, 1971 г.] определил, что скорость эрозии колеблется от  $0,13$  до  $5,6 \text{ см}^3/(\text{см}/\text{год})$  в зависимости от угла склона. В данной ситуации эрозия в значительной степени связана с сильными ливневыми дождями, поэтому необходимо знать их интенсивность и частоту повторения.

Таким образом, отмечается сложная зависимость между количеством осадков, их частотой и эрозией почвы. Эрозия почв резко возрастает, если растительный покров сильно пострадал из-за климатических условий или деятельности человека. На оголенных склонах в районе Перт-Амбоя, Нью-Джерси, скорость переноса почвы колеблется от  $200$  до  $500 \text{ см}^3/(\text{см}/\text{год})$  [Schumm, 1956 г.], а на склонах крутизной  $20\text{--}30^\circ$  в горах Сакатон, Аризона, она достигает  $1050 \text{ см}^3/(\text{см}/\text{год})$  [Leopold e. a., 1966 г.]. Следующим после растительного покрова важнейшим фактором, влияющим на количество почвы, уносимой плоскостной эрозией, является рельеф.

### Влияние рельефа

На процессы перемещения почвы влияют три основных параметра рельефа: крутизна, длина и форма склона. На крутых склонах потенциал эрозии выше в связи с возрастанием силы тяжести; на протяженных склонах этот потенциал также растет в связи с увеличением вниз по склону глубины поверхностного стока. Длина склона определяет расстояние от гребня склона или от точки, с которой начинается сток. Было установлено несколько эмпирических зависимостей вызванного плоскостной эрозией пере-

носа почвы от длины и градиента склона. Зинг [Zingg, 1940 г.] предложил следующую зависимость:

$$S \propto x^{1,6} \operatorname{tg}^{1,4} \beta,$$

где  $S$  — перенос почвы,  $\text{см}^3/(\text{см}/\text{год})$ ;  $x$  — длина склона, м;  $\beta$  — градиент склона.

Позже были получены зависимости:

$$S \propto x^{1,35} \operatorname{tg}^{1,35} \beta \text{ [Musgrave, 1947 г.]};$$

$$S \propto x^{1,73} \operatorname{tg}^{1,35} \beta \text{ [Kirkby, 1969 г.]}.$$

Многочисленные эксперименты показали, что потеря почвы и угол склона связаны степенными функциями, причем показатель степени колеблется от 0,7 [Neal, 1938 г.] до 2 [Hudson, Jackson, 1962 г.], но в большинстве случаев — от 1,35 до 1,5. Отсюда следует, что степенные зависимости дают возможность получить правдоподобные эмпирические модели. Значение показателей меняется в зависимости от крутизны [Horvath, Egodi, 1962 г.; Roose, 1972 г.] и формы склона [D'Souza, Morgan, 1976 г.].

Кроме того, была установлена полиномиальная зависимость [Smith, Wischmeier, 1957 г.]:

$$A = (0,43 + 0,30S + 0,043S^2)/4,0469,$$

где  $A$  — снос почвы,  $\text{кг}/\text{м}^2$ ;  $S$  — склон, %.

Топографическая функция  $LS$ , используемая в универсальном уравнении потери почвы, имеет вид

$$LS = 100L^{1/2} (0,76 + 0,53S + 0,076S^2),$$

где  $L$  — длина склона, м.

Эта зависимость была позже преобразована [57] с учетом градиентов склона. Она была также приведена к стандартной длине склона (22,13 м), используемой в универсальном уравнении потери почвы. В результате получено следующее выражение:

$$LS = m \frac{\lambda}{72,6} \cdot \frac{430 \sin^2 \theta + 30 \sin \theta + 0,43}{6,574},$$

где  $\lambda$  — постоянная;  $m=0,5$ , если крутизна склона превышает 4 %;  $m=0,4$  при 4 %;  $m=0,3$  при 3 % и меньше.

Оценки  $LS$  относятся к однородным градиентам, но они могут быть преобразованы с учетом неровностей склона [Foster, Wischmeier, 1974 г.; Wischmeier, 1974 г.].

Гораздо труднее оценить зависимость между градиентом склона и переносом при разбрызгивании. Данные, полученные Киркби в Аризоне, показывают, что для определенных размеров частиц перемещение вниз по склону путем разбрызгивания пропорционально синусу угла склона. Однако суммарная скорость переноса не растет систематически с увеличением градиента склона, так как

эффект крутизны компенсируется увеличением размера зерен [Carson, Kirkby, 1972 г.].

При почти полном отсутствии детальной информации весьма важным представляется исследование, проведенное Брайаном [Bryan, 1979 г.]. Он установил зависимость между вовлечением в перенос путем плоскостного смыва и разбрызгивания и углом склона при искусственно воспроизведенном дожде на склонах, крутизна которых колеблется от 3 до 30°. Эти результаты подтвердили ранее полученные заключения [29; Smith, Wischmeier, 1957 г.], что для крутых склонов наиболее надежными являются, видимо, полиномиальные функции. Потери, вызванные разбрызгиванием с поверхностей, покрытых тонким слоем воды, растут с увеличением угла склона, но по мере утолщения водного слоя зависимость становится более сложной.

Предварительные выводы, к которым пришел Брайан [Bryan, 1979 г.], сводятся к следующему: перенос разбрызгиванием достигает максимума непосредственно перед тем, как неровности поверхности покрываются водой, и затем идет на убыль. По мере увеличения угла склона воздействие разбрызгивания на свойства стока уменьшается. Покрытие неровностей поверхности происходит, видимо, при углах склона от 15 до 18°, и, следовательно, воздействие брызг увеличивается до этих градиентов и затем снижается. Большая часть материала, переносимого плоскостным смывом, вовлекается в перенос процессами разбрызгивания, и смыв возрастает непрерывно с увеличением угла склона. Наиболее существенные различия между процессами смыва на разных склонах можно отнести на счет различия в почвах.

Большая часть исследований подобного рода проводилась на склонах с довольно однородными градиентами. Однако существует заметное различие между выпуклыми, вогнутыми и прямыми участками. Эрозия почвы на выпуклых участках быстро растет вниз по склону по мере увеличения крутизны склона и его длины [Meuser, Kramer, 1969 г.]. Благодаря своей форме вогнутые склоны противодействуют возрастающему потенциалу стока вниз по склону более пологими углами. Эффекты градиента склона и потенциала стока направлены в противоположные стороны. Отсюда следует, что форма склона влияет на характер стока, однако есть утверждения, что форма склона, особенно его нижних участков, вырабатывается под действием стоковых процессов. В исследовании Мейера и Крамера [Meuser, Kramer, 1969 г.] максимальная глубина эродирования была наименьшей на вогнутых склонах, затем следовали однородные, сложные и, наконец, выпуклые склоны. Сходные результаты были получены Янгом и Матчлером [Young, Mutchler, 1969 г.]. Однородные и выпуклые склоны существенно не различались по количеству унесенной почвы, а вогнутые склоны были менее эродированными. Однако почвы на выпуклых участках, обычно располагающихся на гребнях склонов, были меньше эродированы, чем предполагалось, из-за более короткого расстояния от водораздела склона.

Эти примеры подчеркивают, что склоновые системы должны рассматриваться в целом, так как большое значение имеет взаимное расположение участков определенной формы. Одни склоны являются выпукло-вогнутыми или выпукло-прямо-вогнутыми, другие имеют гораздо более сложные формы, и число возможных комбинаций безгранично. Каждая комбинация, как отмечалось в гл. 1, имеет особые, только ей свойственные стоковые характеристики.

Мы рассматривали только профиль склона, но форма склона в плане оказывает на процессы стока такое же, если не большее, влияние. В предыдущей главе показано, каким образом кривизна контура и колебания мощности почвы влияют на местоположение и интенсивность насыщенного поверхностного стока. Как следует из интересного исследования Поланда и Джана [Poland, Jahn, 1963 г.], эти факторы аналогичным образом влияют и на процессы эрозии почв. Джан обнаружил, что на крутых верхних частях выпукло-вогнутых склонов почва была так сильно эродирована, что на поверхности был виден невыветрелый лёсс. И наоборот, нижние части склонов были покрыты материалом, снесенным вниз по склону. Данное исследование очень ценно и тем, что демонстрирует значительные различия между концентрированными и неконцентрированными процессами. Сведения, полученные при изучении почвенных профилей и отложений, указывают на агградацию на вогнутых участках и эрозию на выпуклых. Но если интенсивность эрозии определяется на основе размера и количества промоин, справедливо и обратное: промоины более развиты на вогнутых поверхностях. Таким образом, линейная деградация (промоинная эрозия), так же как и аккумуляция путем недифференцированной плоскостной эрозии, более значительна на вогнутых участках. Очевидно, что фундаментальное значение имеет порог между двумя направлениями процессов.

Движение почвы на склонах, вызванное плоскостной эрозией, представляет собой сложный процесс, и мы стремились только в общих чертах определить некоторые связанные с ним факторы. Понимание самих процессов и факторов, управляющих этими процессами, необходимо для истолкования типа почв и их распространения в ландшафте. Движения почвы и воды являются неотъемлемой частью понятия катены (см. гл. 4), так же как и подповерхностного движения почвы, к рассмотрению которого мы переходим.

### ПОДПОВЕРХНОСТНАЯ ВОДНАЯ ЭРОЗИЯ

Вода в почве движется гораздо медленнее, чем по земной поверхности. Скорость сквозного стока редко достигает 5 м/ч, а обычно бывает гораздо ниже. Материал перемещается физически — путем перекатывания или во взвешенном состоянии, и химически — путем растворения, причем скоростью течения в почве показывает, что наиболее деятельным механизмом является растворение. Кроме того, количество перемещаемого материала ограни-

чивается размером и расположением пор в почве. Не представляется возможным детально рассмотреть все факторы, принимающие участие в этих процессах, и мы сосредоточим внимание на функции почвы и на связи с топографией и формами рельефа.

### Подповерхностный смыв

Подповерхностный сток представляет собой главным образом ламинарное течение, основной действующей силой которого является вязкий сдвиг по краям течения. Величина этого сдвига пропорциональна площади поперечного сечения пор. Сопротивление движению в почве вызывается главным образом сцеплением, которое в более мелких частицах является результатом электрохимических сил. Текущая вода смешивает и сдвигает глину и другие частицы, но частица будет перемещаться только в том случае, если она меньше порового пространства. Дифференциация по горизонтам зонального почвенного профиля оказывает заметное влияние на размер и расположение пор, хотя из-за сжатия под действием веса почвы размер пор уменьшается с глубиной. Более крупные пустоты всегда располагаются на неуплотненных участках, и вынос частиц почвы через эти пустоты может привести к образованию новых пустот и к постепенному разрушению структуры почвы. Этот процесс обуславливает, видимо, один из способов формирования трубок или сосредоточенного потока в почве. Кроме того, он очень сходен с процессом почвенного крипа, описанным Каллингом [Culling, 1963 г.]. Вода в трубках течет быстрее, что вызывает более значительную эрозию и перенос во взвешенном состоянии, а химическое выветривание при этом выражено слабее.

Было проведено несколько экспериментов, направленных на измерение количества материала, проходящего сквозь почву во взвешенном состоянии. Использование радиоактивно меченой глины показало, что незначительное движение, которое все же отмечается, носит импульсный характер [Scharpenseel, Kerpen, 1967 г.]. Большая часть материала захватывается в верхних слоях почвы и остается там. Другие исследования также свидетельствуют, что перенос частиц даже глинистой размерности через капиллярные поры почвы проходит очень медленно. Различные микроморфологические методы, которые позволяют определять такие особенности, как покрытие из глинистых минералов вокруг более крупных частиц, дают возможность получить сведения о движении частиц.

### Перенос в растворах

Трудно провести различие между материалом, переносимым настоящим раствором, и очень мелкими частицами, переносимыми в коллоидном состоянии; в обоих случаях применяется термин раствор. Судя по количеству растворенного вещества, переносимого

реками, растворение является весьма эффективным средством транспортировки. Некоторые вещества, выщелоченные из верхнего почвенного горизонта на крутых склонах, не переоткладываются в почвенном профиле. Вследствие быстрого движения воды через крупные поры ограничено время пребывания воды в почве и время для химического взаимодействия. И наоборот, в мелких порах вода может задерживаться на время, вполне достаточное для химических реакций. Влияние размера пор на химические реакции было рассмотрено некоторыми исследователями [Lai, Jurinak, 1972 г.; Wiklander, 1964 г.]. Основными факторами, действующими в системах выноса растворенного вещества, являются: возможность взаимодействия минерального вещества и воды, продолжительность взаимодействия и скорость химических реакций. Тесная взаимосвязь этих факторов приводит к образованию сложной системы химического выноса, как было показано в ряде исследований [Boast, 1973 г.; Kurtz, Melsted, 1973 г.].

Различия в частоте и интенсивности дождя влияют на вынос растворенного вещества. Трудгилл [Trudgill, 1977 г.] выделил четыре типа дождевых осадков: осадки низкой интенсивности — редкой повторяемости; низкой интенсивности — частой повторяемости; высокой интенсивности — частой повторяемости; высокой интенсивности — редкой повторяемости. Тип осадков низкой интенсивности — редкой повторяемости неэффективен для растворения, так как, хотя растворение и происходит в почве, только незначительное количество растворенного вещества выносятся из нее. При более частой повторяемости, как, например, при втором типе дождя, вода поставляется достаточно постоянно, чтобы обеспечить медленное протекание сквозь почву и вынос растворенных веществ. Третий тип дождевых осадков является оптимальным для выноса быстрорастворимых компонентов, но неэффективен для удаления медленнорастворимых минеральных веществ. Четвертый тип дождей обеспечивает растворение всех компонентов благодаря более длительному времени пребывания воды в почве. Этот тип, вероятно, более эффективен, чем второй, чему способствует более быстрый поток воды. Связь между климатическими данными и скоростью растворения дает возможность предсказать формирование почвенного профиля [Scrivner, Baker, Brees, 1973 г.].

Измерение количества растворенного вещества в реках показывает, что по выносу материала растворение превосходит все механические процессы, вместе взятые. Растворенное в речной воде вещество включает материал, привнесенный русловой эрозией, поступивший из растворов в подземных руслах (в случае присутствия известняка), а также материал со склонов. Янг [Young, 1974 г.] показал, что на многих площадях путем растворения со склонов выносятся столько же материала, сколько всеми другими процессами, вместе взятыми. При определенных обстоятельствах скорость химического выноса может быть достаточной, чтобы оказать воздействие на форму склона и на долговременное развитие ландшафта. Представления о действии химической эрозии были исполь-

зованы для построения ряда моделей развития склона [Carson, Kirkby, 1972 г.]. Эти модели показывают, что при одинаковых скоростях химического выветривания и процессов переноса вниз по склону отступление склона происходит быстрее там, где преобладает химическое выветривание [Young, 1963 г.].

## ВЕТРОВАЯ ЭРОЗИЯ

Ветровая дефляция, распространенная на многих площадях мира, может быть губительной для сельского хозяйства. Она сносит поверхностный слой почвы путем удаления более мелких частиц, включая органическое вещество. Это приводит к нарушению вододерживающих и инфильтрационных свойств почвы и может вызывать промоинную и овражную эрозию. На других площадях перетолженный материал полностью закрывает почву и растительность, что обуславливает формирование сложных почвенных профилей. Больше всего ветровая эрозия развита в зонах с аридным и семиаридным климатом, особенно на тех площадях, где деятельность человека привела к нарушению природного равновесия. Сюда входят Великие равнины Северной Америки, краевые зоны аридной части Африки, Индии и Австралии, а также степи Западной Сибири. В Исландии сильная ветровая эрозия связана с уничтожением растительности на площадях, используемых под пастбища [Thorarinsson, 1962 г.]. Ветровая эрозия может играть существенную роль в некоторых областях с гумидным климатом, когда там создаются такие же условия, как в восточной Англии [Pollard, Miller, 1968 г.], восточном Йоркшире [Radley, Sims, 1967 г.] и Линкольншире [Robinson, 1969 г.].

Были проведены многочисленные исследования, направленные на изучение связей между динамикой ветровой системы и физическими свойствами верхнего слоя почвы. Значительная работа в этом направлении была проделана Чепилом и его коллегами (например, [Chepil, 1945, 1951, 1955 г.; Chepil, Milne, 1941 г.]), завершившаяся очень важной публикацией [Chepil, Woodruff, 1963 г.] (большая часть рассматриваемого ниже материала базируется на результатах этих исследований). Перемещение частиц ветром весьма детально проанализировано в классическом труде «Физика перевеваемого песка и дюны пустынь» [3].

Существенными переменными характеристиками ветра являются скорость, частота повторяемости, сила и продолжительность. В число свойств земной поверхности входят характеристики растительности (например, высота и плотность растительного покрова), а также неровностей поверхности и состояния почвенной воды. Весьма важными представляются такие переменные характеристики почвы, как размер частиц и связность [Smalley, 1970 г.], распространение агрегатов и количество органического вещества. Почвенная вода повышает сцепление частиц и снижает эродируемость. Было показано, что эродируемость почвы определяется

такими факторами, как относительное количество песка, пыли и глины [Chepil, Woodruff, 1963 г.]. Оказывается, что первые 5 % пыли и глины в сочетании с песком одинаково эффективны для образования комков почвы, но эти комки различаются по своим свойствам. Комки из глины и песка обладают большей твердостью и меньше поддаются абразии принесенными ветром частицами по сравнению с комками, состоящими из пыли и песка. Если количество примесей превышает 5 %, пыль с песком дает больше комков, но они более мягкие и легче поддаются абразии, чем комки из глины и песка. Наибольшая степень механической устойчивости достигается в почвах, включающих 20—30 % глины, 40—50 % пыли и 20—40 % песка.

Размер и количество неэродируемых частиц оказывают существенное влияние на процесс ветровой эрозии. По мере ее развития складываются такие условия, когда неэродируемые частицы, полностью укрывая эродируемый материал, образуют ветроустойчивую поверхность. Конечная стадия ветровой эрозии может быть установлена путем определения критического коэффициента поверхностной преграды, представляющего собой отношение высоты выступов неэродируемой поверхности к расстоянию между этими выступами, которые будут препятствовать перенесению частиц ветром [Cooke, Doornkamp, 1974 г.].

Для оценки процессов ветровой эрозии было предложено несколько уравнений. Чепил и Вудраф [Chepil, Woodruff, 1963 г.] показали, что скорость движения почвы  $q$  [г/(см/с)] можно выразить следующим уравнением:

$$q = a (D_{\text{экв}})^{1/2} (\rho/g) v^3,$$

где  $v$  — скорость увлечения частиц вдоль эродируемой поверхности, см/с;  $D_{\text{экв}}$  — средний эквивалентный диаметр этих частиц, см;  $\rho/g$  — плотность воздуха; коэффициент  $a$  зависит от распределения эродируемых частиц по размерам, от доли неэродируемого материала и от состояния почвенной воды.

Было предложено также уравнение, сходное с универсальным уравнением потери почвы:

$$E = (I, K, C, L, V),$$

где  $E$  — годовая эрозия;  $I$  — индекс эродируемости почвы и склона;  $K$  — фактор шероховатости почвы;  $C$  — местный климатический фактор ветровой эрозии;  $L$  — длина проявлений ветровой эрозии вдоль ее преобладающих направлений;  $V$  — эквивалентное количество растительного покрова.

В связи с комплексностью этих переменных каждый фактор следует рассматривать отдельно, для решения уравнения часто возникает необходимость составления программ для ЭВМ.

Климатический фактор был выражен следующим уравнением [Yaalon, Ganor, 1966 г.]:

$$C = v^3 / (P - E)^2,$$

где  $v$  — средняя годовая скорость ветра при стандартной высоте наблюдений 10 м, км/ч;  $(P - E)$  — мера эффективности дождей Тортвейта [Thorntwaite, 1931 г.].

Используя это уравнение, Яалон и Гэнор смогли установить границы зон ветровой эрозии в Израиле, которые полностью совпали с аридными и семиаридными областями.

Таким образом, основные переменные величины системы ветровой эрозии хорошо изучены; использование ЭВМ, способных решать все более сложные задачи, дает возможность предсказать потери почвы, вызванные ветровой эрозией, и, следовательно, принять соответствующие меры для их предотвращения.

## ДВИЖЕНИЕ МАСС

### Виды движения масс

Под движением масс подразумевается перемещение материала на склонах под действием только силы тяжести, без помощи таких факторов, как текущая вода, лед или ветер. Движение масс трудно отличить от переноса, для которого обязательно участие переносящего агента. Движение масс образует непрерывный ряд: от свободного камнепада до медленного оползания материала при очень низких градиентах склонов, и именно эта непрерывность затрудняет дифференциацию движения на отдельные типы. Неоднократно предлагались классификации, основанные на литологии поверхности обрушения, механизме, морфологии и геометрии обрушения, типе материала, участвующего в обрушении. При такой сложности не удивительно, что многим исследователям, которые пытались классифицировать отдельные движения, приходилось преодолевать большие трудности.

Это можно проиллюстрировать даже простым подразделением движения масс на оползни, течения и горизонтальные перемещения, которое предложили Карсон и Киркби [Carson, Kirkby, 1972 г.]. Для классификации типов движения масс использована треугольная диаграмма (рис. 3.1). Кроме того, эту диаграмму можно применять для показа влагосодержания и относительной скорости движения. Вообще движение масс в форме течения обычно наблюдается во влажных условиях, оползни чаще всего происходят при низком содержании влаги, а горизонтальные перемещения могут осуществляться при любом содержании влаги.

Наибольшие трудности при классификации возникают в тех случаях, когда в процессах движения масс участвуют разные формы как оползания (смещения), так и течения. Можно понять тех исследователей, которые утверждают, что движение масс столь многообразно, что точная классификация его процессов едва ли

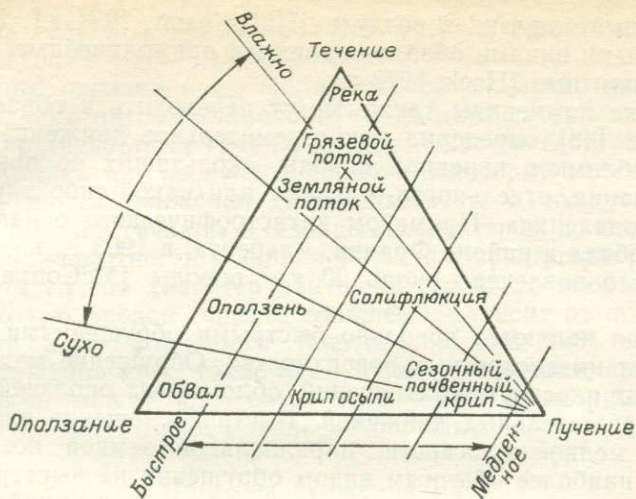


Рис. 3.1. Классификация процессов движения масс [Carson, Kirkby, 1972 г.].

возможна. Но классификация все же необходима, если не для точного определения процесса, то по крайней мере для введения общепринятой и однозначной терминологии. Терминология, предложенная Шарпом [48] и модифицированная Верном [Varnes, 1958 г.], может служить основой для описания видов движения масс и форм обрушения. При этом делается различие между обвалами, оползаниями и течениями, а также принимается во внимание состояние влажности, скорость движения и тип материала, участвующего в движении. В конечном счете движение масс можно классифицировать на основе сочетания морфометрических переменных и характеристик процесса, но для этого требуется дополнительная информация. Более важным представляется определение роли, которую движение масс играет в создании форм ландшафта, и установление связи между обрушением склона и выветриванием, генезисом почвы и распределением влаги. Но прежде мы попытаемся дать краткое определение наиболее обычных видов быстрого движения масс, т. е. обвалов, оползней и течений. Почвенный крип рассматривается отдельно в конце главы.

Обвалы, обычно представляющие собой поверхностные движения, связаны с отрывом материала от крутых склонов. Размер и местоположение обвалов зависят главным образом от характера пород и степени их выветрелости. Наиболее обычными причинами обвалов являются сильные дожди и чередования замерзания и оттаивания. В Норвегии и Швеции наибольшая частота камнепадов совпадает с учащением замерзания и оттаивания весной и с внезапным оттаиванием, которое ослабляет крепко соединенные породы. Исследования, проведенные на меловых утесах Кентского побережья, показали, что обвалы зависят от средних месячных дождевых осадков и от среднего числа дней в месяце, когда

отмечаются заморозки в воздухе [Hutchinson, 1971 г.]. Наиболее характерными видами обвалов являются прямолинейные, клинообразные и плитные [Ноек, 1973 г.].

Крупные камнепады также могут переходить в обвалы, которые Шарп [48] определил как стремительное движение вниз по склону «обломков коренной породы, скользящих по поверхности напластования, отдельности, разлома или какой-либо другой плоскости разделения». Примером катастрофического обвала может служить обвал в районе Франка, Альберта, в 1903 г., когда в движение было вовлечено около 20 км<sup>3</sup> породы [McConnell, Brock, 1904 г.].

Оползни являются довольно быстрыми обрушениями, которые происходят на дискретных поверхностях. Обрушение может иметь вид мелких плоскостных смещений, обломочных оползней или глубинных вращательных движений. Быстрое смещение вдоль относительно мелкой плоскости, параллельной земной поверхности, является наиболее обычным видом обрушения на выветрелом материале и почве склона. Условия обрушения приближаются к оптимальным, когда почва выветрелая или находится в состоянии остаточного предела прочности, когда уровень грунтовых вод достигает земной поверхности и течение воды параллельно склону. Этот тип оползания на прямых крутых склонах часто контролирует направление эволюции склона. Кратковременные периоды обрушения разделяются длительными периодами выветривания; таким образом, развитие склона происходит в условиях, созданных выветриванием. Пространственно распределение обрушений на склонах представляется беспорядочным, но спустя длительный период времени весь склон оказывается пораженным.

Многие мелкие оползни позже распадаются и начинают внезапно смещаться вниз по склону. Эти движения описаны в литературе как обломочные оползни, потоки или лавины. Они часто связаны с сильными дождями и особым состоянием грунтовых вод. Для обрушения необходимы, вероятно, высокое поровое давление или фильтрация воды.

Глубинные оползни происходят в таком материале, как глина, когда скорость роста напряжения сдвига с глубиной выше скорости увеличения предела прочности на сдвиг. В этом случае на определенной глубине проходит критическая поверхность, где масса неустойчива [Brunsden, 1979 г.].

Несвязные почвы обычно движутся в виде мелких смещений. Многие из таких оползней происходят на изогнутых поверхностях обрушения и называются вращательными оползнями. Известно три основных вида обрушения: единичные, множественные и последовательные вращательные смещения [Hutchinson, 1967 г.]. Множественные смещения представлены внушительными формами ландшафта и доминируют в развитии многих эскарпов и морских утесов. Например, на Британских островах побережья Дорсетшир, Хэмпшир, Кент и Йоркшир являются классическими участками множественных вращательных смещений; то же самое можно ска-

зять о материковых эскарпах Уилд и Котсуолдс (см. описание холма Бредон).

Грязевые оползни представляют собой медленно движущиеся языкообразные массы обломочного глинистого материала, скользящего вдоль дискретных граничных поверхностей сдвига. Грязевые оползни обычны для переуплотненных и некоторых валунных глин. Сезонные циклы движения свидетельствуют о том, что многие грязевые оползни связаны с сезонным характером дождей осадков. Это можно отнести к западной части Дорсетшира [Brunsden, Jones, 1974 г.], но характер движения грязевого оползня Вуллашил на холме Бредон гораздо сложнее и зависит от поступления отложений и от влажности [Gerrard, Morris, 1981 г.]. Другие формы движения масс, такие как обломочные потоки, являющиеся переходными между потоковым течением и движением сравнительно сухих масс, имеют локальное значение.

### Причины движения масс

Некоторые причины движения масс были названы в предыдущем разделе. Весь материал, находящийся на склонах, испытывает различные напряжения, и если эти напряжения превысят сопротивление сдвигу, произойдет движение. Причины движения масс можно разделить на приводящие к увеличению напряжений сдвига и на снижающие сопротивление сдвигу. Процессы, усиливающие напряжения сдвига, являются обычно внешними по отношению к системе почва—реголит—склон. Такие геометрические изменения, как увеличение высоты или крутизны склона, вызванное эрозией, приведут к увеличению общих напряжений системы. Связь между высотой и углом склона также влияет на тип обрушения (рис. 3.2).

Увеличение напряжений сдвига на склонах связано главным образом с поступлением материала с вышележащих участков склона. Очень быстрое приложение нагрузки может привести к созданию неустойчивых условий вследствие столь резкого подъема давления поровой воды, что дренаж не успеет произойти. Это так называемый процесс недренируемой нагрузки, описанный Хатчинсоном и Бандари [Hutchinson, Bhandari, 1971 г.]; такая нагрузка может вызвать стремительное обрушение склона. Сильный дождь также может поднять поровое давление, и это объясняет, почему многие формы обрушения склонов связаны с проливными дождями. Некоторое расхождение во времени между выпадением дождя и обрушением склона объясняется тем, что для инфильтрации воды, подъема порового давления и начала движения требуется какое-то время. Инфильтрующаяся вода снижает сопротивление сдвигу склонового материала. Сцепление в мелкозернистых почвах уменьшается вследствие устранения поверхностного натяжения по мере того, как воздух вытесняется из пор водой. Кроме того, движение воды уносит растворимый цемент и способствует выветриванию путем гидратации, гидролиза, увлаж-

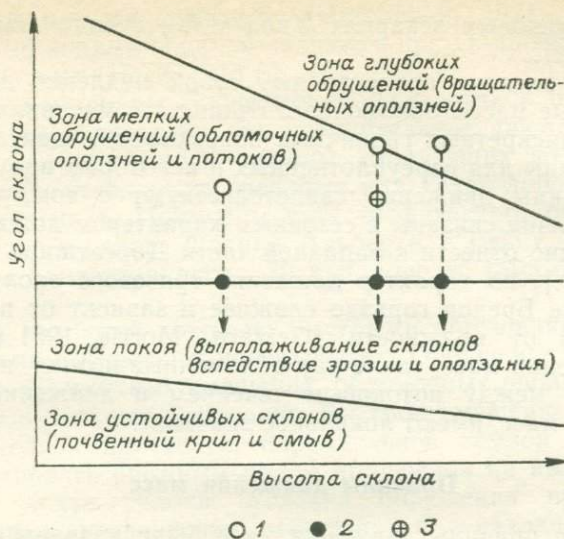


Рис. 3.2. Дифференциация движения масс в зависимости от высоты и угла склона [Skempton, 1953 г.].

Наблюдения: 1 — во время обрушения, 2 — во время покоя, 3 — в период временной устойчивости склона.

нения и осушения. Отмечается очень слабая зависимость между выветриванием, устойчивостью покрова на сдвиг и предельным развитием крутизны склона.

### Продолжительность и эффективность обрушения склонов

Чтобы оценить эффект движения масс, необходимо ответить на три важных вопроса.

1. Какие формы движения масс происходят или происходили в ландшафте?

2. Какое значение движение масс имеет или имело для общей денудации площади?

3. Как быстро почва и растительность восстанавливаются (если они вообще восстанавливаются) после того, как произошло движение масс?

В поисках ответа на эти вопросы автор исследовал водосборные бассейны Северн и Вай [24]. Наиболее ярко выраженными формами обрушения на этой площади были крупные множественные вращательные оползни на высоких эскарпах, где компетентные пласты известняка и песчаника перекрывают глину и сланец. В качестве примера можно привести ситуацию на холме Бредон, Вустершир [Morris, 1974 г.; Gerrard, Morris, 1981 г.]. Холм Бредон является крайним северным из нескольких останцов, расположенных перед эскарпом возвышенности Котеуолдс. Возраст

форм обрушения склона колеблется от позднедевонийского (эпоха последнего оледенения Британских островов) до настоящего времени. Сейчас склоны имеют разную степень стабильности. Верхние участки склонов характеризуются множеством вращательных оползней, которые постепенно обрушиваются, а обломки поступают в чашеобразные депрессии. В прошлом эти депрессии были источником грязевых оползней, которые двигались по узким долинам, прорезанным в более низких уступах. Сейчас действует только один грязевой оползень.

Многие исследователи пришли к выводу, что здесь, как и на многих других площадях Британских островов, наиболее крупномасштабная активность, связанная с движением масс, наблюдалась в позднеледниковый период. Это предположение требует проверки. Есть мнение [Chandler, 1971 г.], что было несколько отдельных фаз обрушения склонов, причем одна из них последовала после обезлесения в железный век. На холме Бредон масштаб движения масс, видимо, постепенно уменьшался по мере того, как менялись климатические и биотические факторы, видоизменялись склоны и, следовательно, системы обрушений, а размыв песчаников у кровли уступа приводил к снижению подачи воды в системы обрушения. Происходили и более кратковременные колебания активности, но возраст этих изменений нелегко определить, так как оголенные участки быстро покрывались растительностью.

Геоморфологическое значение какого-либо события зависит от энергии процессов, участвующих в этом событии, от частоты их повторения, а также от процессов, происходящих в промежуточные периоды, и от уже выполненной работы. Если рассматривать воздействие движения масс на ландшафт, следует признать, что хотя оно обусловлено рельефом, почвами и растительностью, решающую роль играют интенсивность и продолжительность движения масс. Обобщено множество сведений, собранных по данному вопросу [58]. Нанесение имеющихся сведений на диаграмму (рис. 3.3) дает возможность сделать следующие выводы.

1. Относительная денудация, вызванная сильным ливнем во влажном тропическом горном ландшафте, близка к средней годовой денудации, и событие такого ранга может повторяться почти ежегодно.

2. В аридной зоне может иногда произойти такое событие, которое вызовет денудацию, во много раз превышающую среднюю годовую.

3. Отношение мгновенной денудации к годовой не меняется систематически с изменением климата.

Многие разрывы на склонах, вызванные оползнями, представляют собой потенциальные русла первого порядка. Интенсивность механизма обрушения и темпы восстановления почвы и растительности обуславливают возможность превращения разрыва в русло. Разрывы, вызванные небольшими обломочными оползнями, являются потенциальным продолжением дренажной сети [Slaymaker, 1972 г.]. Многие обрушения склонов в горах Улугуру, Танзания,

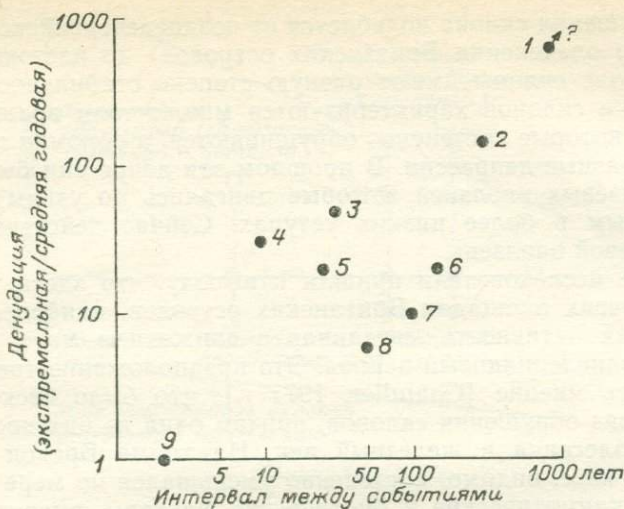


Рис. 3.3. Денудация склонов во время крупных событий разной повторяемости (по данным [Brown, Ritter, 1971 г.; Gerson, 1972 г.; Hack, Goodlett, 1960 г.; Inbar, 1972 г.; Temple, Rapp, 1972 г.; Rice, Foggin, 1971 г.; Simonett, Rogers, 1970 г.; Starkel, 1970 г.]).

1 — пустыни; 2 — Центральные Аппалачи; 3 — Сан-Димас, южная Калифорния; 4 — горы Улугуру, восточная Танзания; 5 — Гималаи; 6 — р. Ил, Калифорния; 7 — Голанские высоты, Средиземноморье; 8 — г. Содом, Израиль; 9 — тропики.

ТАБЛИЦА 3.4

Интервалы повторения событий, вызывающих оползневые разрывы, и время, необходимое для восстановления нарушений [58]

Район	Среднее годовое количество осадков, мм	Интервал повторения, лет	Период восстановления, лет	Автор
Южные и Центральные Аппалачи, США	1000	100	25	[Bogucki, 1976 г.]
Гималаи, Индия	2000—4000	20—25	—	[Starkel, 1970, 1972 г.]
Новая Гвинея	4000	—	25—30	[Simonett, Rogers, 1970 г.]
Горы Таназава, Япония	2000	5 (незначительные) 100 (крупные)	25	[Tanaka, 1976 г.]
Гавайи	2500	1 (139 в течение 3—5 лет) (?—Ред.)	3—5	[Scott, Street, 1976 г.]
Западная Андои, Скандинавия	1000	50—60	—	[Rapp, Stromquist, 1976 г.]
Горы Улугуру, Танзания	1058	10	2—10	[Temple, Rapp, 1972 г.]

последовавшие за проливными дождями, привели к развитию крупных систем оврагов [Temple, Rapp, 1972 г.].

Процессы и периоды восстановления нарушений не очень хорошо задокументированы. Восстановление, видимо, происходит быстро во влажных тропических областях (табл. 3.4). Во влажных умеренных зонах разрывы не заживляются десятилетиями. Разрывы, образовавшиеся после ливня 1952 г. на возвышенности Эксмур, были видны 25 лет спустя. Восстановление в значительной степени зависит от землепользования. Например, в горах Улугуру большая часть природной растительности была уничтожена, что и привело к развитию оврагов. Имеются серьезные основания полагать, что в Исландии слишком интенсивное использование земель под пастбища не только способствовало движению масс, но и препятствовало восстановлению, что привело к ускоренному развитию эрозии. Это еще раз указывает на такую организацию природного ландшафта, при которой генезис почв играет весьма важную роль. Следует отметить, что хотя стремительные и ярко выраженные формы обрушения склонов привлекают к себе повышенное внимание, однако более медленные и более распространенные оползания могут быть столь же эффективны при формировании ландшафта.

### Почвенный крип

Общий термин почвенный крип, или оползание почв, означает медленное движение вниз по склону почвы и связанных с ней обломков под действием различных процессов. Движение происходит настолько медленно, что для его оценки требуются длительные периоды времени. Возможно, что применение термина оползание не совсем оправдано, так как истинное оползание представляет собой только один из механизмов, участвующих в процессе. Эта форма движения называется непрерывным крипом или непрерывным оползанием. Другие процессы, участвующие в оползании, включают расширение и сжатие, вспучивание и прочие изменения, беспорядочно действующие в почве. Этот тип оползания почвы называется сезонным крипом или сезонным оползанием [Terzaghi, 1950 г.], так как он связан с сезонными колебаниями в микроклимате почвы.

Непрерывное оползание почвы обычно является результатом слабых напряжений сдвига, испытываемых почвами на склонах под действием силы тяжести. Но эти напряжения слишком малы, и движение произойдет только в том случае, если напряжение сдвига превысит остаточную прочность почвы. Этот тип оползания свойствен глинам и другим породам, которые деформируются при низких напряжениях. В некоторых почвах с повышенной концентрацией глин могут произойти смещения при нулевых напряжениях. Мало вероятно, чтобы непрерывное оползание происходило в грубозернистых почвах; в этом случае контакт между зернами играет более важную роль, чем содержание глины. Движению

почвы могут способствовать колебания размера частиц, плотности и влажности. Измерения показывают, что такое движение может осуществляться на глубинах до 10 м [Ter-Stephanian, 1965 г.; Kojan, 1968 г.]. Наиболее быстрые движения, достигающие 22 см/год, отмечаются в верхних слоях. Непрерывные оползания обычно происходят до и после крупных обрушений почвы и являются частью процесса постепенного оползания.

Зональным почвам обычно свойственно не непрерывное оползание, а процессы, объединенные под общим названием сезонного оползания. Все почвы испытывают на себе усилия, ведущие к расширению и сжатию. Расширение может быть вызвано замерзанием воды, колебаниями влажности и температуры, химическими изменениями, связанными с выветриванием, действием корней, почвенных организмов и роющих землю животных. Сезонное оползание представляет результат взаимодействия напряжений расширения и сжатия, а также силы тяжести.

Дэвисон [Davison, 1899 г.] был одним из первых исследователей, понявших значение расширения почвы во время циклов замерзания и оттаивания. Он предложил модель постепенного оползания почвы под действием расширения, перпендикулярного к ее поверхности, за которым следует сжатие в направлении, колеблющемся от горизонтального к вертикальному. Но позже было отмечено [Carson, Kirkby, 1972 г.], что таким образом процессы будут действовать только в том случае, если во время расширения прочность почвы велика, а во время сжатия слаба. Однако наблюдения циклов замерзания и оттаивания [Kirkby, 1967 г.] показали, что движение осуществляется неравномерно.

Для невозможного движения почвы вниз по склону, которое происходит во время циклов расширения и сжатия, имеются вполне обоснованные причины. Соппротивление почвы напряжениям сдвига меняется на разных стадиях цикла расширения и сжатия, поэтому общее за цикл оползание будет сильнее, чем в том случае, когда средняя скорость выдерживается равномерно. Движение в конечном результате всегда направлено вниз по склону, здесь действует как сила тяжести, так и напряжение расширения и сжатия.

На глубине больше 30 см сезонное оползание почвы незначительно, так как колебания микроклимата уменьшаются с глубиной. В зонах влажного умеренного климата максимальное оползание отмечается на глубине от 5 до 20 см. Факт оползания на малых глубинах означает, что на скорость оползания значительное влияние оказывают растительность и микрорельеф земной поверхности, определяющие микроклимат и распространение влаги в почве. Скорость оползания почвы существенно меняется от участка к участку, что затрудняет измерения и делает бесполезными оценки на основе средней скорости оползания. В зонах влажного умеренного климата оползание почвы составляет 1—10 мм/год (табл. 3.5). Точные значения получить довольно трудно, обычно измерения проводят с помощью тонких проводов, гибких трубок

ТАБЛИЦА 3.5

## Оценки скорости оползания почв

Район	Поверхностная скорость, мм/год	Автор
Аляска	6	[Barr, Swanston, 1970 г.]
Висконсин	5	[Black, 1969 г.]
Малайзия	5	[Eyles, Ho, 1970 г.]
Нью-Мексико	5	[Leopold e. a., 1964 г.]
Мэриленд	0,5	[Leopold, Emmett, 1972 г.]
Южная Дакота	10—19	[Schumm, 1956 г.]
Колорадо	6—12	[Schumm, 1964 г.]
Дербишир	1—2	[Young, 1960 г.]

или стоек. Наиболее часто применяемые методы измерения описаны Андерсоном и Финлейсоном [Anderson, Finlayson, 1975 г.].

В условиях влажного умеренного климата оползание почвы чаще всего связано с расширением и сжатием, что обусловлено изменением влажности почвы. На ранних стадиях увлажнения движение почвы происходит, вероятно, вниз по склону, но во время осушения движение может быть направлено в стороны или вверх — в зависимости от конфигурации и местоположения трещин усадки [Fleming, Johnson, 1975 г.]. Это явление зависит от водопоглощающей способности глинистых минералов, на которую влияют распределение и размер пор.

При плотной упаковке частиц почвы смещения определяются характеристиками порового пространства, если усилия недостаточны для того, чтобы заставить частицу пройти через соседний агрегат. Такова основа модели оползания почв, предложенной Каллингом [Culling, 1963 г.]. Эта модель рассматривает почвенный крип как результат произвольных смещений частиц относительно массы почвы в целом. Каждая частица в естественной укладке окружена поровым пространством различной формы, дезориентированным относительно центра частицы. Не все усилия, действующие на частицу, оказываются эффективными, так как им противодействует реакция примыкающих частиц. Только незначительной части усилий удастся заставить частицу войти в соседнюю пору. Смещение по направлению вниз приводит к уплотнению нижних слоев почвы, в результате чего объем порового пространства уменьшается к основанию почвы, препятствуя ее дальнейшему движению. Оползание приостановится, если не ослабитсся сжатие. Эффект ослабления может быть достигнут при аккумуляции поверхностного материала путем перемещения почвы в самые верхние части и размывом у основания склона в результате флювиального воздействия. «Дыры», возникшие таким образом на границах систем, могут затем мигрировать вверх по склону в массу почвы, по мере того как частицы перемещаются в эти пустые пространства. Такое перемещение приведет к медленной диффузии

частиц из областей высокой концентрации к областям низкой концентрации, т. е. в направлении вниз по склону. В связи с недостаточной информацией по этому типу оползания трудно оценить его значение, но оно, вероятно, играет второстепенную роль по сравнению с другими формами оползания.

### Террасетты

Оползание почвы редко приводит к образованию ярко выраженных форм рельефа, но его воздействие можно наблюдать в нарастании почвы на внешних сторонах оползающей массы. В определенных условиях ускоренная форма оползания почвы может привести к формированию миниатюрных террас (террасетт), простирающихся параллельно склону. Первое эмпирическое изучение террасетт было проведено в 1922 г. Одумом [Oдум, 1922 г.], который наблюдал горизонтальные трещины в торфяном покрове на крутых склонах. Он высказал предположение, что эти трещины свидетельствуют о наличии вогнутых относительно дневного рельефа поверхностей обрушения и что образование террасетт вызвано вращательным микрооползанием вдоль этих поверхностей.

Киркби [Kirkby, 1963 г.] обратил внимание на то, что трещины в растительном покрове являются как бы продолжением нарушений в слое почвы; это указывает на сцепление между частицами почвы и корнями травы. По представлениям Карсона [Carson, 1967 г.], основанным на детальном исследовании склонов возвышенности Эксмур и южной части Пеннинских гор, террасетты непосредственно зависят от мощности почвенного покрова. Как критическая указана мощность почвы 0,7 м; если она меньше или больше, то террасетты не могут образоваться. Оптимальная мощность почвы, по-видимому, обеспечивает прочность почвенному покрову и дает ему возможность «зацепиться» за коренную породу. Другие исследователи (например, [Young, 1972 г.]) утверждают, что террасетты образуются при вытаптывании почвы овцами и крупным рогатым скотом.

Террасетты характерны для склонов каменноугольного известняка по р. Дов в Дербишире, Англия. Склоны там крутые (20°) и относительно прямые, что оказывает значительное влияние на тип и мощность почвенного покрова. Почвы очень маломощные, горизонты различаются не резко, преобладает гумусовый горизонт А; горизонт В, если он вообще есть, развит очень слабо. В горизонте С почва присутствует лишь как очень маломощный цемент в виде песчанистого тяжелого суглинка между крупными обломками раздробленного известняка. Джеррард и Уэбстер [Gerrard, Webster, 1979 г.] проверили на этих террасеттах три основные гипотезы образования террасетт.

Согласно первой гипотезе террасетты формируются в результате периодического движения всего почвенного покрова, например при микрооползании или оползании. По второму предположению террасетты образуются как реакция почвы на многократные

циклы увлажнения и осушения. Третья гипотеза приводит доводы в пользу возникновения террасетт при вытаптывании почвы животными. Строгую полевую и статистическую проверку выдержала только гипотеза перераспределения материала во время циклов увлажнения и осушения. В этом случае решающим фактором является маломощность почвы. Данные выводы относятся только к изученной площади, и вполне вероятно, что террасетты являются результатом взаимодействия многих процессов. Изучение террасетт и детальное исследование микрорельефа позволят получить правильное представление о процессах, действующих в верхних слоях почвы (30 см и более).

\* \* \*

Движение почвы контролируется рядом процессов. Относительная роль этих процессов зависит главным образом от климата. В зонах влажного умеренного климата доминирующим процессом является, видимо, оползание почвы, а в тропических зонах преобладает поверхностная и подповерхностная эрозия. Движение масс на крутых склонах играет существенную роль во всех климатических условиях; это движение прямо или косвенно связано с топографическими факторами. Основным контролирующим фактором является, вероятно, градиент склона (степень изменения угла склона), который на большинстве склонов меняется в зависимости от местоположения участка. Предполагается, что типы почв и определенные их свойства закономерно меняются также в зависимости от угла склона и местоположения. Такова основа понятия почвенной катены, что является предметом рассмотрения в следующей главе.

## ПОНЯТИЕ КАТЕНЫ

### ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОНЯТИЯ

Понятие катены неразрывно связано с осознанием того обстоятельства, что определенной форме склона соответствует определенная последовательность почвенных разновидностей. Мильн первоначально определил катену как «удобную для картирования единицу... группировку почв, которые хотя и отстоят друг от друга в естественной системе классификации вследствие коренных и морфологических различий, все же объединены в залегании условиями рельефа и повторяются в тех же соотношениях друг с другом всякий раз, как только такие условия имеют место» [36, с. 197]. С тех пор катены были выделены на многих площадях и в целом ряде климатических условий, но само понятие было и остается предметом незатухающей дискуссии.

Действительное значение катен связано с выявлением основных процессов, участвующих в катенарной дифференциации, а не с внешним характером ее продукта. Ключом к выделению катены и причиной, почему понятие катены так важно для изучения почвы и формы рельефа, является именно взаимодействие почв и форм рельефа и, следовательно, почвенных и геоморфологических процессов. Однако понятие катены не может найти всеобщего признания в связи с изменениями исходного материала и с различными климатическими условиями. Кроме того, важную роль играют как временные, так и пространственные свойства почв. Поэтому, прежде чем перейти к рассмотрению примеров катен из различных районов мира, необходимо внести некоторую ясность в спорные вопросы.

### КАТЕНЫ И ПРОЦЕССЫ ЭРОЗИИ

Мильн [37] был одним из первых, кто включил процессы эрозии в число основных факторов, ведущих к дифференциации при постоянных климатических условиях несколько разных, но родственных почвенных разновидностей, происходящих от общего материнского материала. В качестве примера он приводит типичный для восточной Африки остаточный гранитный холм и его склоны (рис. 4.1).

Маломощный темно-серый суглинок 1, образовавшийся в результате выветривания гранитных поверхностей, смещался вниз по склону путем оползания и медленной эрозии. На склоне подножия он стал материнской породой, на ко-

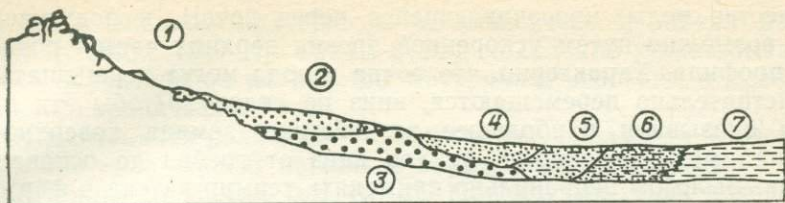


Рис. 4.1. Почвы восточноафриканской катены [37].

торой сформировалась более мощная почва 2 группы красозема. У основания красоземного горизонта, где в сезон дождей происходит временное накопление просачивающейся воды, образовался горизонт крупнозернистого гранитного песчаника 3 в ржавом железистом цементе. Дождевая вода, стекающая по поверхности, постепенно смывала верхний слой почвы. Материал перемещался дифференцированно в зависимости от размера частиц таким образом, что зона размыва песка 4 покрыла склон подножия; алевритистый 5 или глинистый 6 песок оказался выше по склону, чем глина 7, которая откладывалась на уровне дна. На всех стадиях эрозия проходила медленно, без катаклизмов, почвы были покрыты соответствующей растительностью и развивались до стадии зрелости.

Мильтон предположил, что характер и распространение почв изменяются в зависимости от зрелости рельефа, физических свойств подстилающих пород и новых циклов эрозии. Следовательно, понятие катены включает как физиографическую, так и геоморфологическую эволюцию ландшафта. Профиль почвы меняется от точки к точке в соответствии с условиями дренирования и предшествующей историей развития земной поверхности. Различия почв связаны с «...условиями водосбора, дифференциальным переносом эродированного материала, а также с выщелачиванием, перемещением и переотложением подвижных химических компонентов» [37, с. 16—17]. Понятие катены имеет исключительно важное значение благодаря связи, которую оно устанавливает между почвой и различными действующими процессами, а также с прошлой историей эволюции ландшафта. Именно поэтому очень трудно провести различие между генезисом склона и генезисом почвы, а это означает, что геоморфологическая оценка почвенного ландшафта даст возможность лучше понять почвы и, наоборот, изучение почвы позволит проникнуть в геоморфологию района.

### КАТЕНАРНАЯ ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ

Дифференциация почв одной катены связана обычно с разнообразием их местоположения и дренажных характеристик. Особое значение придается различиям между свободно дренируемыми верхними участками склона и недостаточно или плохо дренируемыми нижними частями. Однако существует непосредственная связь между участками, где влияние почвенной влаги минимально, и участками, где ощущается ее максимальное воздействие. Крутизна склона является одним из важнейших факторов, влияющих на содержание в почве влаги. При более крутых углах снижается

количество воды, просачивающейся через почвы, и повышается снос, возможно путем ускоренной эрозии верхних частей почвенного профиля. Характерно, что почва и вода могут перемещаться, и действительно перемещаются, вниз по склону. Чтобы эти процессы оказывали наибольшее воздействие, земная поверхность должна иметь постоянный наклон вниз от гребня до основания склона. Было бы неправильно применять термин катена к формам рельефа, которые не обладают такой характеристикой.

Основными процессами катенарной дифференциации являются плоскостная эрозия, оползание почвы и быстрое движение масс. Относительная роль и эффективность этих процессов, подробно рассмотренных в гл. 3, меняются в зависимости от климата и склона. Скорость плоскостной эрозии колеблется в широких пределах. На территории сухой саванны эрозия весьма развита, а в тех областях, где дождей больше, растительный покров приводит к постепенному уменьшению эрозии, особенно на границе саванны и влажного тропического леса. При еще большем количестве осадков наблюдается обратная тенденция, так как контролирующее влияние растительного покрова уже достигло максимума, а интенсивность осадков еще может возрасти. Хотя в условиях влажного тропического леса плоскостная эрозия имеет место, ее значение в данных условиях изучено слабо. Большая часть наблюдений Ружери [Rougerie, 1960 г.] проводилась среди полувечнозеленых лесов и на площадях, где изменения растительности связаны с деятельностью человека. В тропических лесах, затронутых хозяйственной деятельностью (например, в Гвиане), плоскостная эрозия, видимо, незначительна [Cailleux, 1959 г.]. Измерения на экспериментальных стоковых площадках Абиджана выявили также незначительный поверхностный сток [Tricart, 1972 г.]. До сих пор недостаточно изучена роль оползания почвы на площади влажного тропического леса; этот процесс более развит в зоне влажного умеренного климата.

Первые исследователи, работавшие в восточной Африке, приписывали перечисленным процессам разное значение, однако все они соглашались на том, что эти процессы играют существенную роль в генезисе почвы. Сведения о потенциальном значении движения масс в этих условиях были получены в результате изучения мощных красных глин восточной Африки [Newill, 1961 г.; Coleman e. a., 1964 г.]. Давно признана роль движения масс при формировании склонов в тропических зонах. Значительную роль играют также изменения ландшафта, вызванные хозяйственной деятельностью человека.

Для катенарных исследований весьма существенным представляется движение материала вниз по склону в растворенном виде. Почвы при этом подвергаются воздействию притока растворимых материалов, особенно оснований, из более высоких частей склона. Выщелачивание и переотложение пород создают прочную физическую связь между членами катены, в значительной степени аналогичную связи между горизонтами А и В почвенного профиля.

Это было впервые подчеркнуто в классической ранней работе Грина [Greene, 1947 г.]. Таким путем со склонов может быть вынесено значительное количество материала, особенно в условиях влажного тропического леса.

Относительная роль эрозии, растворения, оползания и быстрого движения масс зависит не только от климата, но и от угла склона и расстояния от гребня (см. гл. 3). При крутых углах возрастает значение стремительных форм движения масс, причем критический угол меняется в зависимости от типа коренной породы и реголита. На пологих склонах в тропических зонах наиболее эффективным процессом является химический вынос. При промежуточных углах наклона плоскостная эрозия оказывает наиболее заметное влияние в таких климатических зонах, как саванна. В зонах влажного умеренного климата этот процесс играет, видимо, второстепенную роль по сравнению с оползанием почвы.

Таким образом, каждая катена является результатом сложного взаимодействия между почвенными и склоновыми процессами и определяется изменяющимся соотношением между эрозией и отложением, происходящими на разных участках склона. С точки зрения генезиса почвы любая местность с определенным рельефом состоит из зон выноса, переноса и аккумуляции, границы которых меняются для каждого переносимого компонента или для каждой группы компонентов в зависимости от их подвижности. Это относится как к самым простым ландшафтам, так и к крупным геоморфологическим подразделениям.

Связь между эрозией и отложением на отдельных участках склона может быть очень сложной, хотя обычно верхние части склона теряют материал, а нижние получают его. Тип катены, где эрозия в верхней части склона и отложение в нижней приводят к отклонению от однородного почвенного покрова, называется эрозионной катеной [42]. Оллиер привел пример, описанный Эллисом [Ellis, 1938 г.] для Манитобы, где горизонты В и С постепенно обнажались эрозией на вершине склона. Более сложная ситуация, отмеченная в Замбии, описана Уэбстером [Webster, 1965 г.]. Здесь плоскостная эрозия доминировала на нижних, более крутых, частях склона, что привело к предпочтительному выносу отсюда мелких частиц почвы и к отложению крупнозернистых разновидностей у основания склона.

Янг [60; Young, 1972 г.] выделил статические и динамические причины катенарной дифференциации. Статические причины обусловлены только различием самих участков, безотносительно к их местоположению, и включают воздействия угла склона и уровня грунтовых вод. Динамические причины зависят от местоположения участка на склоне; к ним относятся преимущественно процессы переноса вниз по склону. Очевидно, что на большинстве склонов имеет место взаимодействие между этими двумя группами процессов. Возможно, что хорошо водопроницаемая материнская порода на очень пологих склонах препятствует перемещениям вниз по склону; в этом случае развитие катены в основном контролируется

статическими причинами. Подобные условия присущи песчаным дюнам, береговым валам или таким вулканическим склонам, как конусы шлака и пепла. И наоборот, на крутых склонах или на очень малопроницаемых породах могут преобладать динамические причины. На некоторых склонах статические причины доминируют на одной части склона, а динамические — на другой. Так, если существуют пологие склоны у гребней, то на более крутых склонах статические причины могут быть обращенными. Эта сложная ситуация детально изучалась на лёссовых склонах Айовы [Huddleston, Riecken, 1973 г.]. В средней части склона почва наследует комбинированную первичную сортировку лёсса, а также распределение в связи с движением материала вниз по склону и распространение железистых карбонатов, обусловленное выветриванием. Гребни избежали эрозии, но склоны, так же как и подошва, носят следы одновременного взаимодействия эродирующих и почвообразующих процессов.

### ИЗМЕНЕНИЕ ПОЧВЫ В ПРЕДЕЛАХ КАТЕНЫ

Рассмотренные процессы приводят к ряду изменений свойств почвы в направлении от верхних членов катены к нижним. Одним из важных следствий является изменение цвета почвы, что типично для многих западноафриканских катен. Хорошо дренируемые почвы, расположенные на возвышенностях, обычно бывают красновато-бурого цвета, что указывает на присутствие негидратированных окислов железа. Железо хорошо рассеивается и частично присоединяется к глинистой фракции, отчего сама глина становится красной. В средней и нижней частях склона дренаж идет медленно, частично из-за просачивания воды сверху. Эти почвы удерживают влагу дольше и высыхают не полностью, что ведет к увеличению степени гидратации. В результате красный цвет переходит в бурый и желтый; гидратированные окислы железа представлены главным образом лимонитом и гётитом. Цвета почв меняются постепенно, переходя сверху вниз от первичных красновато-бурых к оранжево-бурым, а затем к желто-бурым и иногда буровато-желтым.

В самой нижней части склонов, где дренаж может быть очень слабым и где часть почв или все они заболочены, отмечается уменьшение содержания железа и других почвенных соединений. В этих условиях бактерии получают кислород из кислородсодержащих соединений, которые таким образом восстанавливаются. Заболоченные почвы обычно бывают голубовато-серого, зеленовато-серого или даже нейтрального серого цвета. В той части почвенного профиля, где уровень грунтовых вод колеблется, может наблюдаться пятнистость.

Таким образом, различия в дренаже обуславливают постепенное изменение цвета почв, которое часто наблюдается в катенах. Степень дренирования зависит от целого ряда факторов. Устано-

влено, что в штате Индиана смена гидрологических условий увязывается с уклоном поверхности пород среднего механического состава, с разностью уровней между земной поверхностью и водным зеркалом в пористых породах, с водопроницаемостью пород мелкого механического состава и с водонасыщенностью аллювия [Bushnell, 1945 г.]. Но в любом случае постепенный переход в пределах катены зависит от равновесия процессов окисления — восстановления, как это будет показано на примере западной Африки.

При этом анализе представляются важными три разных фактора. Бесспорное влияние оказывают формы поверхности склона и основания выветрелой породы или реголита. Фронт выветривания, контролируясь преимущественно типом, интенсивностью и ориентировкой трещин в коренной породе, может быть крайне неустойчивым, поэтому существенное значение имеет связь между фронтом выветривания и поверхностью склона. К этим двум факторам следует добавить форму водного зеркала. Эти три взаимосвязанных фактора играют важную роль как в генезисе почв, так и в геоморфологических процессах. Если фронт выветривания изменяется медленно, а поверхность склона быстрее, то водное зер-

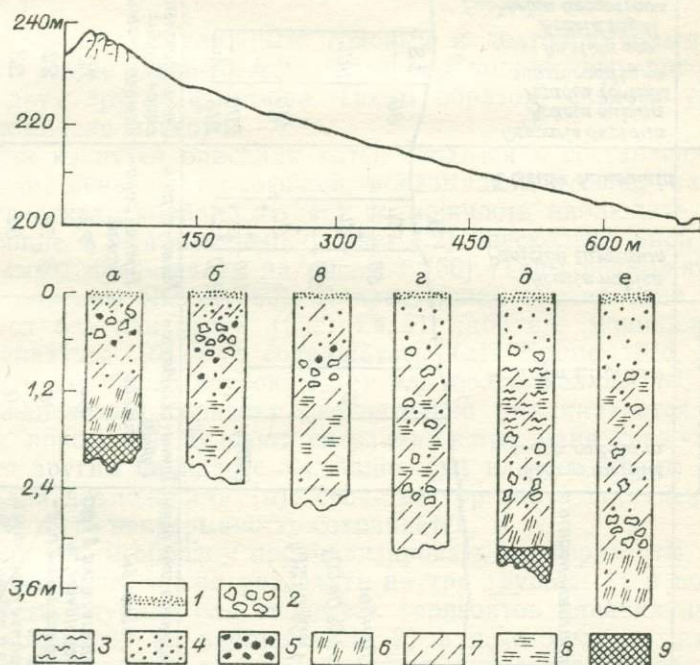


Рис. 4.2. Последовательные изменения западноафриканской катены [Нуе, 1954 г.].

*a* — незрелый профиль почвы; *б* — верхний склон; средний склон: *в* — верхняя часть, *г* — нижняя часть; *д* — нижний склон; *е* — долина.  
 1 — мелкий песок; 2 — кварцевый гравий; 3 — железистая корка; 4 — песок; 5 — железистые конкреции; 6 — выветрелая порода; 7 — глина; 8 — пятнистость; 9 — материнская порода.

Рельеф	Вершина неподвижной дюны, ровная или очень пологоволнистая	Край дюны, пологоволнистый	Остаток дюны, пологоволнистый	Края заболоченной низины, полого понижающиеся	Центральная часть заболоченной низины, ровная или полого понижающаяся	Край бывшего озера, ровный или полого понижающийся
Растительность	<i>Acacia tortilis</i> subsp. <i>raddiana</i>  <i>Panicum turgidum</i>	<i>Acacia nubica</i> <i>Panicum turgidum</i>  <i>Aristida funiculata</i>	<i>Capparis decidua</i> <i>Acacia nubica</i> <i>Acacia tortilis</i> subsp. <i>raddiana</i> <i>Aristida</i> spp. <i>Acacia seyal</i> <i>Euphorbia aegyptiaca</i> <i>Schoenefeldia gracilis</i>	<i>Leptadenia pyrotechnica</i> <i>Ocimum basilicum</i>  <i>Aristida mutabilis</i> <i>Ziziphus spina-Christi</i>	<i>Capparis decidua</i>   <i>Panicum turgidum</i>	<i>Aristida</i> spp.
Почвы • 5% CaCO <sub>3</sub> ‡ 5% CaSO <sub>4</sub>	1  S  200см	3 50 SCL • SL 110 • SC 180 • S 200	2 LS 30 SCL 150 • SC 200 L 215	4 5 SC CL 60 SCL 140 L • S 200 225	5 45 SC } } SCL } } 140 C 200	6 25 SC SCL • 50 • LS • 110 SIL • 155 K • 200
Цвет верхнего слоя почвы	Темно-серовато-бурый	Темно-серый	Очень темный серо-бурый	Очень темный серо-серый	Очень темный серо-бурый	Темный серо-бурый
Цвет подпочвы	Бурый	Темно-серо-бурый	Темно-бурый	Темный серо-бурый	Темно-бурый	Очень темно-бурый
Содержание песка в верхнем слое почвы, %	84	77	72	70	57	57
Содержание ила в подпочве, %	10	19	22	23	32	32
Содержание обменного натрия в подпочве, %	0	32	23	1	53	62
Емкость обмена во втором горизонте	0,2	0,9	0,4	0,2	5,8	5,2

Рис. 4.3. Катена дюны в Судане [56].

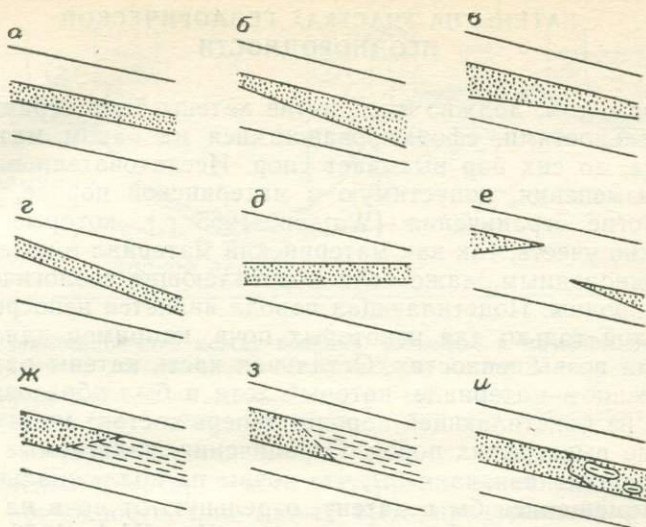


Рис. 4.4. Возможные изменения положения горизонта в катене [60].

кало подвержено сезонным, годовым и долговременным колебаниям, а также изменениям, связанным с постепенным преобразованием двух других факторов. Таким образом, следует учитывать весь комплекс факторов.

Один из путей описания катен сводится к составлению серии диаграмм почвенных профилей, показывающих почву на различных участках склона, что дает возможность наблюдать все происходящие в ней изменения (рис. 4.2); несколько иной вариант диаграммы представлен на рис. 4.3 [56]. Типы возможных изменений описаны Янгом [60]. В простейшем случае один горизонт остается без изменений (рис. 4.4, а) либо его мощность может увеличиваться (б) или сокращаться (в). Кроме того, горизонт может стать более глубоким (г) или более мелким (д). Иногда прослеживаемый горизонт окончательно выклинивается и начинается новый (е). Бывают ситуации, когда один горизонт замещается другим начиная с основания (ж) или с вершины (з). Есть еще одна возможность (и): свойства горизонта постепенно изменяются, а его непрерывность сохраняется.

Если таким образом проанализировать все горизонты, отмеченные изменения можно разделить на три группы: 1) в последовательности, глубине или свойствах горизонтов никаких изменений вниз по склону не наблюдается; 2) в некоторых частях катены один или большее число горизонтов претерпевают постепенные изменения; 3) в тех или иных зонах происходят быстрые изменения, вызывающие появление значительно преобразованных горизонтов на коротких отрезках склона. Такой анализ помогает лучше понять связь почвенных и склоновых процессов.

## КАТЕНЫ НА УЧАСТКАХ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ НЕОДНОРОДНОСТИ

Вопрос о том, должно ли понятие катены быть ограничено последовательностями, сформировавшимися на одном материнском материале, до сих пор вызывает спор. Исследователи в США на степень изменения, допустимую в материнской породе, накладывают строгие ограничения [Watson, 1965 г.], которые, конечно, невозможно учесть, так как материнский материал в катене может быть неоднородным, даже если подстилающие геологические породы однородны. Подстилающая порода является непосредственно материнской только для некоторых почв, например для расположенных на возвышенностях. Остальная часть катены развивается в перенесенном материале, который хотя и был образован первоначально из подстилающей породы, теперь состоит из выветрелых и частично выветрелых пород. Ограничения, налагаемые на материнские породы, означали бы, что почвы на коллювиальных отложениях помещались бы в катену, отдельную от почв на соседней возвышенности. Ясно, что это нереально. Хол [Hole, 1976 г.] решил эти проблемы, определив катену как группу почв, развитых из одинаковых исходных пород.

Однако это положение не распространяется на случай, когда на одном склоне имеются выходы различных геологических формаций. Милн, судя по приводимому ниже высказыванию, осознавал эту проблему: «Начиная с первого выделения этих катенарных ассоциаций стало ясно, что нам приходится иметь дело с двумя их типами. В первом типе материнский материал не изменяется и рельеф развивается из одного типа породы как на более высоком, так и на более низком уровне... Во втором типе рельеф формируется из двух наложенных формаций таким образом, что верхняя формация оказывается перемещенной вниз по склону» [Milne, 1935 г., с. 346].

Известно много примеров второго типа катены. На некоторых площадях северной Нигерии ландшафт состоит из плосковершинных, с крутыми уступами, холмов, которые возвышаются над обширной волнистой песчаниковой равниной. Плоские вершины покрыты насыщенным железом песчаником или железняком с незначительным количеством почвы. Крутые склоны имеют маломощный слой суглинистой почвы поверх щебня песчаника и железняка. Остальная часть территории между холмами покрыта мощными оранжево-бурыми или красными песчанистыми глинами с бурым пятнистым опесчаненным иловым суглинком в понижениях.

Более сложная ситуация наблюдается в том случае, когда склоны секут различные типы пород, например долериты и сланцы [Spaggow, 1966 г.]. Каждый тип породы может затем развить свою собственную катену, но в связи с тем, что верхние породы не всегда простираются вниз по склону настолько далеко, чтобы достичь плохо дренируемых участков, нижние члены катены присутствуют редко. Если наблюдается какая-то повторяющаяся

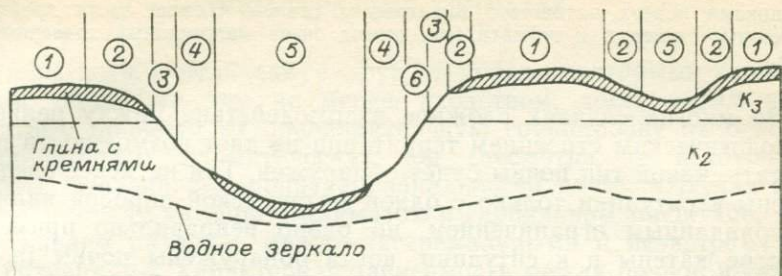


Рис. 4.5. Взаимоотношение между почвами, рельефом и материнскими горными породами на возвышенности Чилтерн-Хилс, Англия [Avery, 1958 г.].

Почва: 1 — бурая Баткам, 2 — бурая Винчестер, 3 — бурая кальциморфная Уоллоп, 4 — бурая кальциморфная Кум, 5 — бурая Чарити, 6 — рендзина (перегнойно-карбонатная) Икнилд.

схема изменения материнского материала в зависимости от морфологии поверхности, она может быть представлена в виде катены, пересекающей рельеф, как на возвышенности Чилтерн-Хилс, Англия (рис. 4.5). Связи между материнским материалом и почвами усложняются здесь ледниковыми отложениями плато и долины. Бурые кальциморфные почвы, покрывающие умеренной крутизны ( $8-15^\circ$ ) склоны, связаны с коллювиальными или солифлюкционными отложениями, содержащими в различном количестве лёссовидный покровный суглинок и более древнюю глину с кремнями, часто смешанную с мелом [Avery, 1958 г.; Ollier, Thomasson, 1957 г.].

Более ярко выраженная зависимость отмечается между материнским материалом и типами почв в Западной Африке (рис. 4.6).

Чередующиеся прослои сравнительно мягких сланцев и более твердых гнейсов и кварцитов образуют ряд хребтов и депрессий. Мощная железная шляпа 1 перекрывает кварциты и кварцевые кристаллические сланцы хребтов. Почвы на участке 2 содержат обломки кварца и окисленного железа; здесь, видимо, есть отвердевшие подпочвенные горизонты. Маломощные бледно-бурые гравелистые суглинки 3 перекрывают выветрелые сланцы, часто с прослойками обломков кварца и бурого железняка. Почвы 4 на более пологих нижних частях склонов представлены бурыми или бледно-бурыми гравелистыми и песчанистыми

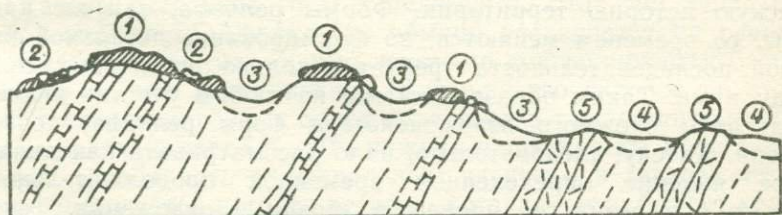


Рис. 4.6. Западноафриканская катена, образовавшаяся на чередующихся прослоях мягкой и твердой породы [Ahn, 1970 г.; Pullan, De Leeuw, 1964 г.].

суглинками поверх пятнистого выветрелого сланца. Низкие части хребтов б, сложенные гнейсами и пегматитами, имеют очень маломощный почвенный покров.

Во многих случаях сложное взаимодействие между рельефом и геологическим строением территории не дает возможности предугадать, какой тип почвы будет обнаружен. Тем не менее сведение катены к ситуации только с одной материнской породой является неоправданным ограничением, но равно неправильно применять понятие катены и к ситуации, когда обнаружены почвы *in situ*, которые из-за отсутствия «нормальной» эрозии более или менее точно соответствуют подстилающим геологическим породам.

### КАТЕНЫ И ВРЕМЯ

Сущность катены, как было показано выше, сводится к связи между почвами и рельефом, выраженной через угол склона и местоположение. Катенарная последовательность может выявиться только после достаточной дифференциации почв, что требует определенного времени. Об установившемся состоянии почвы часто можно судить только по косвенным признакам, особенно если надо учитывать воздействие и геоморфологических процессов. Формирование большинства свойств почвы сначала происходит довольно резко, однако со временем этот процесс сглаживается. Период, необходимый для достижения установившегося состояния, зависит от свойств почвы, материнской породы и типа развивающегося почвенного профиля. Свойства горизонта А формируются быстро, а горизонта В — очень медленно. Так, было установлено, что подзолистым почвам в штате Мичиган для формирования потребовалось более 3000, но менее 8000 лет [Franzmeier, Whiteside, 1963 г.], а латериты датируются третичным периодом или ранне-четвертичной эпохой. Большая часть сведений о временном факторе в формировании почв была получена при изучении хронологии вулканических отложений. Со временем карбонаты выщелачиваются из известкового тилля, а железо окисляется на больших глубинах с соответствующим изменением показателя рН [Bushnell, 1943 г.; Crocker, Major, 1955 г.].

При любом анализе катен следует учитывать прошлую географическую историю территории. Формы рельефа, так же как и почвы, со временем меняются, но формирование детальной катенарной последовательности требует довольно устойчивых связей между ними. Таким образом, катена на любом участке является результатом сложного взаимодействия форм рельефа, почвы и времени. Катену, следовательно, надо рассматривать как динамическое явление определенной временной продолжительности, а также как результат процессов эрозии и отложения. Теперь, когда мы ознакомились с общими проблемами, связанными с понятием катены, перейдем к рассмотрению отдельных примеров катен, сформировавшихся в различных климатических зонах.

Катены хотя и отличаются друг от друга некоторыми особенностями, обладают, тем не менее, сходством, достаточным для того, чтобы провести их предварительную группировку на основе общепланетарных климатических зон (несмотря на некоторую неясность, связанную с понятием зональности почв). «Изучая зависимость между катеной и климатом в глобальном масштабе, мы обнаруживаем различие между экстремальными и неэкстремальными ситуациями. Характерная зависимость между почвой и склоном отмечается в экстремальных условиях холодного или засушливого климата... На остальных площадях, в неэкстремальных условиях, процессы эрозии склонов, отложения на склонах и генезиса почв находятся в сложном взаимодействии» [42, с. 166]. Рассмотрим некоторые из этих зависимостей на примере типичных катен.

### Катены тропических саванн

Катены тропических саванн демонстрируют большое разнообразие форм; эти катены можно классифицировать следующим образом.

*Классификация катен тропических саванн* [40; Ollier, 1959 г.]

- I. Катены с выходом материнских пород на дневную поверхность (островная гора и педимент)
  - 1 — с обширным предварительным выветриванием
  - 2 — без обширного предварительного выветривания
- II. Катены с твердым латеритом
  - 1 — твердый латерит в верхней части склона
    - а — с массивным латеритом
    - б — только с конкреционными или обломочными отложениями
  - 2 — твердый латерит в нижней части склона
- III. Катены без выхода материнских пород на дневную поверхность (подразделяются по составу подстилающих пород)

Несмотря на множество вариантов, каждая катена связана с определенной формой склона (рис. 4.7).

I. Катены островной горы и педимента. Этот тип характерен для большей части Африки; он обычно развивается на граните, где углы склона холма, видимо, частично контролируются базальной поверхностью выветривания. Большинство склонов по сторонам от остаточных горных пород представляют собой крутые педименты с углом наклона 8—10°; нижняя часть катены может обладать или не обладать аллювиальным членом — в зависимости от геоморфологической истории региона, которая часто бывает крайне запутанной. Спорным представляется вопрос, являются ли формы склона реликтовыми, т. е. результатом педиментации в засушливых условиях [Bigot, 1960 г.], или они активно развиваются в на-

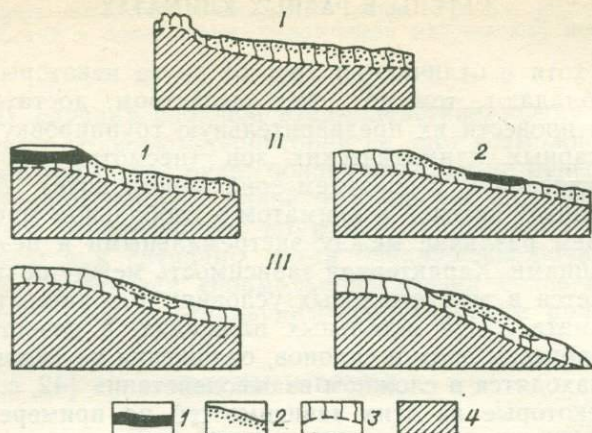


Рис. 4.7. Основные особенности катен тропических саванн [40].

1 — твердый латерит; 2 — коллювиальный слой; 3 — выветрелая порода; 4 — невыветрелая порода.

стоящее время [Budel, 1957 г.; Cotton, 1961 г.]. Сюда же примыкает вопрос о происхождении мощных слоев выветрелых пород и о значении процессов элювиогенеза, коллювиогенеза и эрозии смыва в их формировании [Vine e. a., 1954 г.; Charter, 1958 г.; Moss, 1963, 1965 г.].

Одна из таких катен описана в Уганде [Radwanski, Ollier, 1959 г.]. Ее можно разделить на три возвышенных и два пониженных компонента, отчетливо различимых на уровне почвенных серий. Верхняя серия, называемая Маломощная Бувекула, наблюдается в виде узкого пояса, окружающего каменные островные горы. Почвы считаются маломощными по сравнению с другими членами в том смысле, что не полностью выветрелая порода залегает на мелких глубинах. Почва представляет собой главным образом супесь с широко распространенным крупным угловатым кварцевым гравием и с редкими обломками полевого шпата. Красная Бувекула залегает частично на верхней и на средней частях склона и является обычно самой распространенной. Эта серия, как показывает ее название, в основном красноватого цвета и имеет механический состав опесчаненного иловатого суглинка. Бурая Бувекула залегает внизу средней и на нижней частях склона; она может рассматриваться как вариант Красной серии, претерпевшей изменения, вызванные дренажем в связи с особенностями топографии. Переход от Маломощной серии к Красной крайне резкий, а от Красной к Бурой — постепенный. Желто-Бурая Бувекула залегает на приподнятом дне долины и на ее склонах, где почвенные горизонты подвержены сезонным колебаниям водного зеркала. Серая Бувекула располагается на дне долины и в сезон дождей часто полностью затопляется.

Эта катена интересна тем, что она несет информацию не только о процессах, действующих на склоне, но и о прошлой геоморфологической истории. Детальные минералогические данные показывают, что катена образована по трем материнским породам. Мало-мощная Бувекула развилась из невыветрелого или слегка выветрелого гранита; Красная и Бурая Бувекула сформировались из гранита, претерпевшего интенсивное предварительное выветривание, а основой Желто-Бурой и Серой Бувекулы является аллювий, образованный из предварительно выветрелого гранита. По интерпретации Оллиера [Ollier, 1959 г.], эта катена свидетельствует о двухциклической эволюции ландшафта и почвенных особенностей.

II. Катены саванн с твердым латеритом. Эти катены развиваются на склоне довольно выдержанной формы: уплощенная верхняя часть склона и вершина отделены от прямой или вогнутой средней части хорошо развитой выпуклой поверхностью. Средняя часть склона переходит в относительно ровную пологую нижнюю часть. Верхняя часть склона имеет маломощные остаточные почвы; излом склона совпадает с прослоем твердого латерита, а в средней части преобладает осыпь, образовавшаяся при разрушении латерита. На нижней части склона залегают развившиеся здесь же почвы или мелко раздробленная осыпь. Эта почва и пологость склона являются результатом отступления прослоя твердого латерита при его обрушении. Иногда встречаются катены с твердым латеритом в нижней части склона.

III. Катены саванн без выхода материнской породы на дневную поверхность. Эти классические африканские катены описаны Мильном [Milne, 1947 г.] в восточной Африке, Вайном [Vine, 1941 г.] в Нигерии, Чартером [Charter, 1949 г.] в Гане и Уотсоном [Watson, 1964, 1965 г.] в Зимбабве. Исследование Ная [Nye, 1954, 1955 г.] тоже попадает в эту категорию, так как отмеченный выход коренной породы на дневную поверхность незначителен. Эти катены обладают сглаженными выпукло-вогнутыми склонами, хотя врезание потока часто видоизменяет нижние части склонов. Гребень обычно занят темно-красной песчанистой глиной с хорошо развитой структурой, которая постепенно переходит в желтовато-красную с более слабой структурой на выпуклой части склона, где крутизна увеличивается. Верхняя часть вогнутой поверхности занята темно-бурым опесчаненным иловатым суглинком, перекрывающим пятнистую песчанистую глину; средняя и нижняя части (с наклоном 1—2,5°) покрыты серым опесчаненным суглинком или супесью. Центр долины выполнен черной гидроморфной глиной. Разнообразие форм склона и типов почвы в пределах одной структуры объясняется различными материнскими породами. Большинство подобных исследований проводилось в Африке, но аналогичные катены описаны также в муссонном климате Индии [Agarwal e. a., 1957 г.; Biswas, Gawande, 1962 г.; Gupta, 1958 г.], в Шри Ланке [Panabokke, 1959 г.] и Бразилии [Askew e. a., 1970 г.].

## Катены влажного тропического леса

Известно всего несколько примеров катены влажного тропического леса [14; Joseph, 1968 г.; Young, 1968 г.]. Основной отличительной особенностью этой катены является форма долины и склона, известная как *sohlenkerbtal* [Louis, 1964 г.], где очень выпуклые склоны опираются на днище с ровной поймой, имеющей небольшую вогнутость или вообще без вогнутости. Такая форма склона привела к развитию только двучленной катены, состоящей из свободно дренируемого верхнего члена и плохо дренируемой почвы на дне долины. В отличие от катены саванн, различия в механическом составе почв не очень большие, а верховья долин обрывисты и не имеют своих специфических почв.

## Катены аридных и семиаридных областей

Условия аридного и семиаридного климата благоприятны для возникновения одной из тех экстремальных ситуаций, которые, как отмечал Оллиер [42], важны для генезиса почв и, следовательно, для катенарного развития. Но эти площади имеют и свои особенности, которые заставляют отнести их к разным категориям. В зависимости от процессов, доминирующих в развитии склонов, выделяются склоны, контролируемые выветриванием и контролируемые эрозией (этот вопрос подробно рассматривался в гл. 3).

Эрозия является господствующим фактором в развитии многих пустынь, и поэтому почвы там маломощные, если они вообще есть. Верхние части почвенных горизонтов (или солюм), которые наблюдаются только на более стабильных поверхностях, таких как пологие аллювиальные конусы выноса и педименты, характеризуются тесной взаимосвязью с формами рельефа. Пустынные почвы имеют свои особенности. Содержание глины в них вообще ниже, чем в почвах гумидных зон [Haggadine, Jenny, 1958 г.], и, следовательно, большая часть пустынных почв имеет низкие емкости обмена [Scott, 1962 г.]. Кроме того, пустынные почвы могут обладать характерными минеральными ассоциациями, где типичными глинистыми минералами являются монтмориллонит и гидрослюды [Ismail, 1970 г.].

Для аридных площадей решающим часто является фактор рельефа. Кук и Уоррен [Cooke, Warren, 1973 г.] отметили три особенности, которые отличают засушливые площади от более влажных: 1) на засушливых площадях критический угол склона, разделяющий устойчивые и неустойчивые части склона, более четко выражен; 2) если уровень грунтовых вод поднимается выше определенной, ясно выраженной критической глубины, грунтовая вода воздействует на свойства почвы путем капиллярного поднятия, что приводит к образованию засоленных или щелочных почв; 3) первые два фактора часто приводят к тому, что почвы на разных склонах и даже на разных участках одного и того же склона

могут быть неодинакового возраста. На более крутых склонах, где эрозия достигает максимума, почвы самые молодые, а на более пологих склонах залегают самые древние почвы [Gile, 1967 г.]. Повторяющиеся фазы эрозии и отложения на аллювиальных поверхностях приводят к развитию более сложных ситуаций [Gile, Hawley, 1966 г.].

Из всего этого следует, что в пустынях существует очень тесная связь между геоморфологическими процессами, почвами и формами рельефа. Эту связь можно проследить на почвах и формах рельефа западной Туркмении [Lobova, 1967 г.]. Ландшафт здесь подразделяется на три ярко выраженных элемента рельефа: самая древняя и самая высокая часть состоит из поднятых предгорных равнин, сложенных четвертичными конгломератами; следующий уровень включает более молодые аллювиальные галечные конусы выноса, которые переходят в третий уровень, представляющий собой широкую равнину, сложенную бесструктурной глиной (такыр).

Движение воды является решающим фактором при формировании типа почвы, и это движение определяется главным образом существующими склонами и формами рельефа. В верхних частях склона вода течет по довольно глубоким руслам относительно быстро, иногда затопляя берега между руслами. В средних частях, где русла более мелкие, течение воды замедляется и вода часто застаивается в плоских понижениях. Именно здесь почвенные ассоциации наиболее хорошо развиты. Достигнув нижней части затакыренной равнины, где углы наклона очень пологие, вода останавливается. Условия движения, скорость инфильтрации и продолжительность застоя воды тесно связаны с локальными особенностями и типами пород, которые определяют местный водный баланс почв. Переменный гидрологический баланс может сам по себе привести к развитию почв разного возраста и типа. Быстрое движение воды сквозь почвенный профиль ускоряет процесс развития почвы, что наблюдалось на верхних, более свободно дренируемых частях склонов в Техасе [Goss, Allen, 1968 г.].

Движение воды является решающим фактором также для склонов островных гор, где вода стекает с более крутых склонов останцов пород и скапливается в грубом аллювии равнины, вызывая местами более глубокое выветривание; со временем вода выходит на более пологие поверхности, где она отлагает мелкий осадок [Twidale, 1962 г.]. Таким образом продукты выветривания верхних склонов переносятся на нижние склоны. В то же время наблюдается изменение в минералогии глин от соотношения между различными глинистыми минералами один к одному в верхних щелоченных почвах к соотношению два к одному в большей части щелочных нижних почв [Ruxton, Berry, 1961 г.].

Указанными причинами объясняется существование простых катенарных последовательностей (рис. 4.8, а). В семиаридных районах, где количество влаги больше, почвы развиваются лучше, но простые катенарные последовательности все же существуют, особенно на островных горах и педиментах (рис. 4.8, б). Положе-

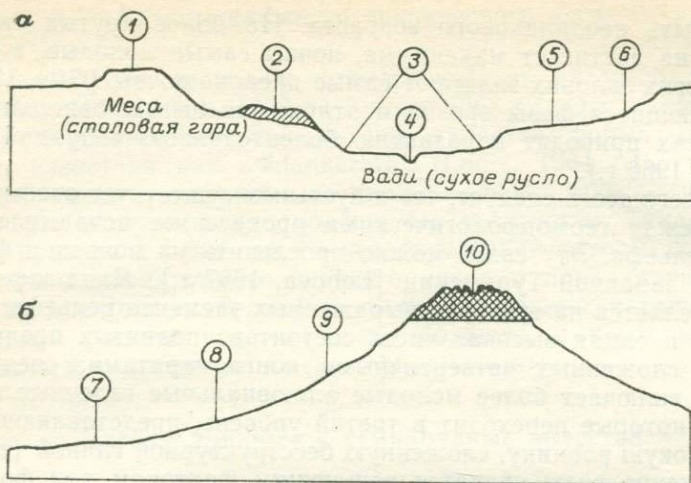


Рис. 4.8. Характерные катены аридных (а) и семиаридных (б) областей [Wu-ping, 1965 г.].

1 — бурые известковые пески; 2 — дюны; 3 — глинистые равнины; 4 — солонец; 5 — галечниковый рог; 6 — эрг (песчаная пустыня); 7 — солончак; 8 — красно-бурые известковые суглинки; 9 — красные кислые пески; 10 — литосол (скелетная почва).

ние осложняется тем, что развитие почв и ландшафта находится в сложном взаимодействии с непрерывно формирующимися новыми поверхностями, которые Дан и Яалон [Dan, Yaalon, 1968 г.] называют педоморфическими.

### Катены умеренных климатических регионов

Возможность приложения понятия катены к регионам умеренного климата вызывает наибольшие сомнения. Известны три фактора, которые затрудняют использование понятия катены в этих зонах: 1) геологическая неоднородность практически исключает простые взаимоотношения; 2) многие площади покрыты разнообразными поверхностными отложениями; 3) громадное влияние хозяйственной деятельности человека на почвы и растительность привело к нарушению простых связей между рельефом и почвой. Все это можно пояснить на примере Британских островов.

Кларк [Clarke, 1954, 1957 г.] описал смешанную катену, расположенную на юрских породах в Оксфордшире. Серия пород состоит из песка Нортгемптон, который слагает вершины холмов; ниже следуют верхнелейасовая глина, среднелейасовый мергель и, наконец, нижнелейасовая глина, залегающая в основании склонов. Каждый геологический горизонт имеет по крайней мере два типа почв, что усложняет ситуацию.

Ранее на примере возвышенности Чилтерн-Хилс мы вкратце останавливались на проблемах, с которыми приходится сталкиваться при наличии поверхностных отложений, но можно привести много и других примеров. На возвышенности Хелден-Хилс в Де-

воншире оползание почвы способствовало ее перемещению с вершины на нижние более пологие части склонов, что вызвало развитие характерной почвенной серии Кидденс, включающей в себя гумусовые глеевые почвы на суглинистом основании. На других площадях Британских островов в результате оползания образуются террасовидные элементы рельефа с присущими им связями между почвой и ее местоположением [Crampton, Taylor, 1967 г.].

Тем не менее в ряде ситуаций понятие катены можно успешно применять и в регионах умеренного климата, особенно в холодных областях, но катены описаны и в теплых областях [Bricheteau, 1954 г.]. Основной классификации, которой пользуется Служба охраны почв Шотландии (Soil Survey of Scotland), является главным образом образом гидрологически обусловленная последовательность смены почв от кровли до основания склона, включающая шесть отдельных почвенных серий [Glentworth, Dion, 1949 г.; Glentworth, 1954 г.]. Сходная гидрологическая последовательность использовалась для описания почв, залегающих на сложенной глинистым сланцем возвышенности Эксетер в Девоншире [Clayden, 1964, 1971 г.]. Хорошо дренируемые тонкосуглинистые бурые земли серии Дансфорд ассоциируют с крутыми склонами, а выветрелые бурые глееватые почвы занимают более пологие склоны. Аналогичные почвы были описаны на возвышенностях Эксмур [Curtis, 1971 г.] и Мендип [Findlay, 1965 г.], а также на известняковых площадях Дербишира и Йоркшира [Balme, 1953 г.; Bullock, 1971 г.].

Простейшие катеноподобные связи в областях умеренного климата наблюдаются на ледниковом тилле [Acton, 1965 г.; Brown, Thorp, 1942 г.; Hall, Folland, 1970 г.; Muckenhirn e. a., 1949 г.], песчаных дюнах [Matthews, 1971 г.] и лёссе [Hutcheson e. a., 1959 г.; Lotspeich, Smith, 1953 г.]. В этих условиях отмечается четкая последовательность почв, а степень оглеения зависит от рельефа, местоположения и дренирования участка. Таким образом, с некоторой осмотрительностью понятие катены можно применить к областям умеренного климата, но следует помнить, что связи здесь часто бывают крайне осложненными.

### Катены тундровых областей

Тундра является второй по значимости (после саванн) областью экстремальных условий, которые, как полагает Оллиер [42], приводят к развитию простых катенарных последовательностей. Почвы в тундре в основном маломощные и плохо развитые; они не имеют ярко выраженных почвенных профилей; все эти качества, конечно, обусловлены климатом. Если традиционное чередование горизонтов А—В—С все же развивается, то оно затем деформируется, смещается или вообще уничтожается морозным выветриванием и солифлюкцией [Tedrow, 1968 г.]. Однако некоторые процессы морозного выветривания являются, очевидно, конструктивными, так как они способствуют уменьшению размера частиц почвы

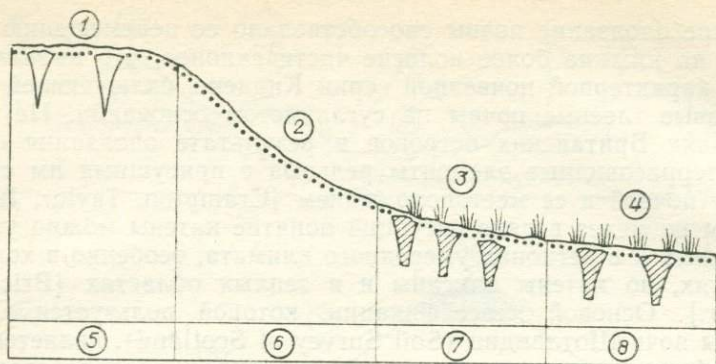


Рис. 4.9. Почвы и облик поверхности зоны полярной пустыни (модифицированный вариант по [French, 1971, 1976 г.; Fedrow, 1974 г.]).

1 — полярная пустыня; 2 — возвышенная тундра; 3 — низменная тундра; 4 — болотные почвы; 5 — полигоны морозного растрескивания; 6 — земляные бугры; 7 — структурный грунт, ледяные клинья; 8 — органическое вещество, структурный грунт, ледяные клинья.

и формированию структурных агрегатов. Но большая часть этих процессов деструктивны и приводят к физическому смещению почвы. Следовательно, понять полярные почвы во всей их сложности можно, только увязав процессы морозного выветривания и почвообразования. Наличие многолетней мерзлоты приводит к плохому дренированию почв и к оглеению.

Существующая катенарная последовательность отражает условия дренирования (рис. 4.9). В полярных пустынях (свободных ото льда полярных областях) наблюдаются зрелые хорошо дренируемые почвы [Fedrow, 1966, 1974 г.]. Они не испытывают влияния ни оподзоливания, ни оглеения; почти полное отсутствие здесь сосудистых растений, низкая температура и незначительное количество осадков приводят к тому, что органическое вещество редко попадает в почвенную систему. Различие между почвами возвышенной и низменной (или луговой) тундры обусловлено в основном условиями дренирования. Почвы возвышенной тундры более сухие и располагаются на верхних частях склонов. Характерный микрорельеф создают земляные бугры и мелкие неупорядоченные полигоны. Низменная тундра более богата растительностью и часто подстилается льдом. Болотные почвы покрывают дно долин, где переувлажнение не дает возможности органическому материалу разложиться, в результате мощность пород может достигать здесь 2 м. С геоморфологической точки зрения болотные почвы интересны тем, что они поставляют материал для палинологических анализов и для определения абсолютного возраста радиоуглеродным методом.

\* \* \*

Основное значение понятия катены сводилось и сводится к выявлению систематических связей между почвами, формами рельефа и геоморфологическими процессами. Понятие катены важно для

изучения основных процессов, участвующих в катенарной дифференциации. Классификация, генезис и география почв в катенарной ассоциации связаны с эволюцией и элементами ландшафта. Так, исследование катен показало, что почвы нельзя изучать отдельно от геоморфологических систем, неотъемлемой частью которых они являются. Катены лучше всего развиты в условиях тропического климата, но они могут быть прослежены и в других областях.

Понятием катен легче пользоваться на площадях с однородным геологическим строением, но к этому понятию можно успешно обращаться и на территориях со сложным геологическим строением. Современное развитие понятия катены позволило статистически проанализировать отдельные систематические связи между склоном и местоположением, с одной стороны, и характерными свойствами почв — с другой (а не только обобщенных почвенных профилей, как описано в данной главе). К этому анализу мы обращаемся в следующей главе.

## ВЗАИМООТНОШЕНИЯ ПОЧВ В ВОДОСБОРНЫХ БАССЕЙНАХ

Зависимость почвы от местоположения на склоне и от его уклонов, рассмотренная в предыдущей главе, основана главным образом на изменениях в обобщенных почвенных профилях. Привлечение статистических методов обработки данных и применение быстродействующих ЭВМ обеспечили возможность изучения этих зависимостей математически. Однако такая методика требует более тщательного отбора данных. Почвы являются чрезвычайно переменными образованиями, и для измерения индивидуальных свойств почвы, таких как влажность или плотность, нужен очень внимательный подход.

Традиционное изучение катен было направлено на исследование профилей одного склона, а с помощью ЭВМ можно одновременно изучать большое число профилей разных склонов. Это позволяет рассматривать целые водосборные бассейны, проследивать изменчивость форм их склонов и почв. Появилась возможность синтеза форм склона, речных систем и почв; цель данной главы — анализ выявленных таким образом зависимостей.

### ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ СООБРАЖЕНИЯ

Многие исследования показали, что свойства почв связаны с углом наклона и с длиной склона. Эта связь частично является результатом взаимодействия между формой склона и процессами эрозии и отложения. В главах 2 и 3 подчеркивалось, что движение как воды, так и материала зависит от геометрической конфигурации склона. Эти процессы могут избирательно усиливать или ослаблять определенные физические или химические свойства почвы. Однако это не значит, что связи между свойствами почвы и формой склона обязательно бывают простыми и предсказуемыми. В литературе описано немало примеров, когда на склонах с постоянным углом наклона свойства почв значительно варьировали и, наоборот, на склонах весьма изменчивой формы оставались довольно постоянными.

Морфология земной поверхности также оказывает влияние на скорость почвообразования и на степень зрелости почв. Некоторые свойства почв связаны со стадией, которой достигли профили почв в их эволюции. По мере развития почв мощность их профилей увеличивается, горизонты все более дифференцируются, намечается характерный ряд физических и химических изменений. Однако на крутых склонах этот процесс может замедляться.

Измерению поддаются многие свойства почвы, но надо уметь выбрать те из них, которые связаны или со зрелостью почвы, или со склонообразующими процессами. Наиболее полезными химическими характеристиками являются показатель рН, органическое вещество, обменные катионы и суммарные обменные основания, а также определенные окислы и карбонаты. Важнейшими физическими свойствами почв представляются размер частиц, влажность, пористость, пластичность, прочность на сдвиг, плотность и способность к агрегированию.

Обычно предполагается, что любое правильно проведенное исследование помогает установить важные зависимости между формой склона и свойствами почвы. Однако, по нашему мнению, действительная корреляция будет наблюдаться только в том случае, если процессы формирования почвы находятся в определенном равновесии с поверхностными и подповерхностными процессами, действующими на склоне. При очень молодом в морфологическом отношении ландшафте или при очень интенсивных эрозионных фазах нельзя установить никакой корреляции; изменение климата или растительного покрова также нарушает равновесие системы. Следует подчеркнуть, что отсутствие существенной корреляции является таким же значимым показателем состояния ландшафта, как и самая сильная статистически установленная зависимость.

Решающую роль играет правильный выбор свойств почвы для измерения. В предыдущих главах отмечалось, что скорость изменения свойств почвы меняется по мере развития почвенного профиля. Значения рН и содержание органического вещества очень чутко реагируют на внешние изменения, а накопление глины и обменных оснований требует гораздо большего времени для достижения равновесия. Поэтому одни свойства почвы обнаруживают отчетливую корреляцию с формой склона, а другие такой зависимости не проявляют.

Еще одна сложная методологическая проблема связана с измерением форм склона. При рассмотрении свойств почвы следует помнить, что крутизна склона меняется в зависимости от расстояния, на котором она измеряется [Gerrard, Robinson, 1971 г.]. Профили склона представляют собой главным образом искривленные поверхности, явные перегибы встречаются редко. Для подразделения склонов на искривленные и прямые участки предложены различные схемы [Ongley, 1970 г.; Young, 1971 г.]. На результаты этих методов также оказывает влияние интервал наблюдений [Gerrard, 1978 г.]. Измеренная форма склона всегда есть только некоторое приближение, а полученные углы наклонов зависят от используемой методики.

Почвы обычно опробуются в одной точке склона, а его крутизна измеряется на определенном расстоянии от этой точки. Необходимо задаться вопросом: на каком расстоянии сохранится данная зависимость свойств почвы от измеренного угла склона? Ответ на этот вопрос зависит от пространственного непостоянства

свойств почвы. Высокочувствительные почвенные системы могут реагировать на микромасштабные изменения в поверхностной морфологии на расстоянии вплоть до одного метра. Менее чувствительные системы связаны с более крупными компонентами ландшафта. Отсутствие корреляции между свойствами почвы и формой склона может быть обусловлено неправильным выбором масштаба измерения формы склона.

Большая часть исследований проводится на почвенных профилях, служащих основными пунктами опробования. По этим направлениям свойства почвы измеряются систематически. Альтернативный вариант сводится к выделению одного компонента формы склона, например самого крутого участка или гребня, и к систематическому опробованию этого участка в пределах водосборного бассейна. В идеальном случае этими двумя методами следует пользоваться совместно, так как это дает возможность получить всеобъемлющую информацию о пространственных связях. Важно различать типы склонов, присутствующих в ландшафте, так как движение воды и почвенные процессы меняются в зависимости от типа склона. Наиболее четкие различия можно провести между склонами верховий, отрогов и бортов долины. В плане склоны верховий долины обычно бывают вогнутые, отрогов — выпуклые, а бортов — прямые. Склоны могут быть далее подразделены на основе их положения в водосборном бассейне, что дает возможность в случае необходимости увязать склоны и почвы с характеристиками бассейна.

### **ВОДОСБОРНЫЙ БАСЕЙН КАК ПЕДОГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ЕДИНИЦА**

Единство черт формы и процесса, проявляющееся в водосборном бассейне, было отмечено уже давно. Еще в 1899 г. Дэвис утверждал, что хотя обломочные покровы реки и склона холма непохожи друг на друга, они являются крайними членами одного непрерывного ряда. Топографическое и гидрологическое единство водосборного бассейна служит основой морфометрической системы Хортон [29], которая модифицирована и развита Стралером [51]. Водосборный бассейн представляет собой удобную топографическую единицу, которая может быть далее подразделена на основе характеристик потока. Это позволяет установить групповую иерархию как склонов, так и бассейнов. Кроме того, водосборный бассейн является функционирующей открытой системой в смысле поступления осадков и энергии и потери воды и материала.

Наиболее распространенным методом описания потоков является модифицированная Стралером [Strahler, 1952 г.] схема порядков потоков, разработанная Хортоном [29]. Мельчайшие неветвящиеся русла в речной сети характеризуются как потоки первого порядка; при слиянии двух потоков первого порядка образуется поток второго порядка. Когда соединяются два потока второго порядка, возникает поток третьего порядка, и т. д. Хотя с тех пор

были разработаны и другие схемы порядков [Shreve, 1966 г.], система Стралера все еще служит наиболее общепринятым способом дифференциации потоков в водосборных бассейнах.

Были установлены различные зависимости между порядком потока и характеристиками склона. Так как существует тесная связь между почвами и склонами, можно предположить, что почвы и порядок потока тоже связаны между собой. Стралер [Strahler, 1954 г.], проводя исследования на возвышенности Вердуго, Калифорния, установил, что существует общая зависимость между средним и максимальным углами наклона бортов долины и наклоном базального потока. Кроме того, склоны подмыва бывают круче, чем те склоны, основания которых защищены осыпью и смытыми склоновыми наносами.

О высоком уровне зависимости между переменными характеристиками потока, склона и почвы сообщали также Шорлей и Кеннеди [Chorley, Kennedy, 1971 г.]. Было обнаружено значительное различие между активно подмываемыми и противоположными намываемыми склонами. Большая часть связей, установленная по подмываемым склонам, попадает в группу переменных величин, из чего следует, что одним из важнейших факторов является быстрый перенос обломков к потоку. На намываемых склонах отмечаются различные тесные связи между почвенными и растительными характеристиками, с одной стороны, и особенностями профилей склонов — с другой. Был сделан вывод, что для этих склонов характерно более устойчивое состояние, ведущее к образованию обломков (к выветриванию).

Тройственное взаимодействие потока—склона—почвы в пределах водосборных бассейнов представляет собой усложненную зависимость в системе процесс—ответная реакция. Проникнуть в суть этой зависимости можно, тщательно изучив связь между склоном и почвой и поместив затем эти склоны и ассоциирующие с ними почвенные и геоморфологические процессы в условия водосборного бассейна.

### **ЗАВИСИМОСТЬ МЕЖДУ УГЛОМ СКЛОНА И СВОЙСТВАМИ ПОЧВЫ**

Значительное многообразие форм склонов сильно затрудняет сравнение почв и склонов. Большая часть исследований проводилась на простых склонах, включающих выпуклую поверхность, прямой отрезок (плоскость) и вогнутую поверхность. Одно из первых исследований в этом направлении было выполнено Нортон и Смитом [Norton, Smith, 1930 г.] на лёссовых почвах в Иллинойсе, где они обратили внимание на обратную зависимость между углом склона и глубиной структурного горизонта В, а также на корреляцию между склоном и текстурой, структурой и консистенцией почв.

Янг [Young, 1963 г.] установил следующие корреляции на Британских островах: мощность реолита остается постоянной или

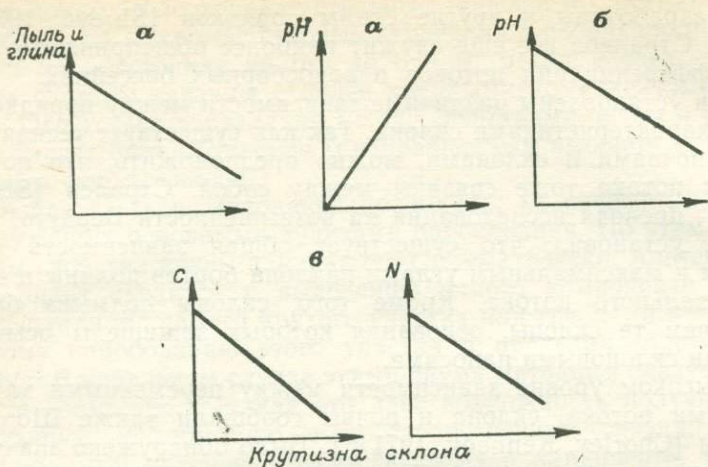


Рис. 5.1. Обобщенные зависимости между свойствами почв и углом склона [Furley, 1968 г.].

Почвы: а — известковые, б — кислые, в — все.

слегка возрастает на выпуклой поверхности и обычно увеличивается вниз по склону на прямом отрезке. Но Янг не удалось проследить какого-либо систематического изменения в степени измельчения отложений ни на выпуклой поверхности, ни на прямом отрезке, за исключением того факта, что количество крупных камней увеличивается на склонах, превышающих 25°. Янг определил, что мощность реголита и степень измельчения возрастают на вогнутых поверхностях. Эти наблюдения не всегда подтверждаются другими исследованиями, но очевидно, что существует фундаментальное различие между почвенными взаимоотношениями на выпуклых и прямых участках склона, с одной стороны, и на вогнутых поверхностях — с другой.

На это различие обращалось внимание в ряде работ Фурлея [22, Furley, 1968 г.; Whitefield, Furley, 1971 г.]. Было установлено тесное соотношение между почвами и углом склона на выпуклых элементах и на прямых отрезках склона; зависимости же на вогнутых элементах склона были выражены слабее. Обобщенные зависимости для выпуклых и прямых участков склона представлены на рис. 5.1. В кислых почвах наблюдается снижение показателя рН с увеличением крутизны склона, а известковой почве свойственна обратная зависимость. Все почвы, как кислые, так и известковые, проявляют обратную зависимость между углом наклона и содержанием углерода и азота. Для известковых почв содержание пыли и глины уменьшается с увеличением угла склона.

Эти выводы были проверены на склонах возвышенности Котсуолд [Jordan, 1974 г.]. В большинстве случаев склоны имеют здесь простую выпукло-вогнутую форму и являются идеальными объектами для изучения почвенных зависимостей. Анализирова-

лись такие свойства почвы, как показатель рН, влажность, концентрация органического углерода, общее содержание азота, обменная способность катионов, концентрация общих обменных оснований, размерность частиц. Результаты регрессионного и корреляционного анализа свидетельствуют, что заметная корреляция свойственна только склонам в целом и верхним участкам склонов.

На верхних участках склонов зависимость была не только более значительной по сравнению с другими участками, но в некоторых случаях прямо противоположной по отношению к наблюдаемой на нижних участках. Например, влажность уменьшалась с увеличением крутизны на верхних частях склонов и возрастала на нижних участках. Наблюдения показали, что крутизна не оказывает существенного воздействия на размер частиц почвы. Многие предыдущие исследователи уже обращали внимание на этот факт. Фурлей [22] предположил, что в таких условиях происходит только незначительная эрозия минеральной почвы и нет никаких проявлений селективного перемещения или осадконакопления.

Полученные результаты показывают, что изменения крутизны склонов заметно влияют на определенные свойства почвы, но что это влияние распределено по склону неравномерно. Большая часть изменений происходит на верхних участках склонов, особенно на выпуклой поверхности или вокруг нее. Более выдержанное распределение свойств отмечается на прямом отрезке, и это, видимо, означает, что линейная зона является зоной транзита, а не эрозии. Незначительные колебания уклонов оказывают некоторое воздействие на свойства почв. Мощные почвенные ассоциации на верхних гребневых участках подтверждают, что более зрелые почвы развиты на самых пологих склонах.

Разница между выпуклыми и вогнутыми склонами ярко выражена в мощности почвы на меловых склонах в южном Даунсе, Англия (табл. 5.1). На вогнутых участках проявляется сильная тенденция к отрицательной корреляции, хотя значимыми являются

ТАБЛИЦА 5.1

Корреляция мощности почвы с формой склона [English, 1977 г.]

Склоны	Коэффициенты корреляции		
	Вогнутая часть	Выпуклая часть	Весь склон
1	-0,34	+0,27	-0,31
2	-0,56	+0,37	+0,11
3	-0,53	+0,34	+0,03
4	-0,29	+0,26	+0,03
5	+0,16	-0,09	+0,14
6	-0,69	+0,59	+0,29
7	-0,66	-0,04	-0,06
8	-0,74	-0,13	-0,30

только два коэффициента; на выпуклых участках корреляция положительная. Тем не менее на исследованных участках не удалось выявить постоянной зависимости между мощностью почвы и углом склона.

### ЗНАЧЕНИЕ ПОЛОЖЕНИЯ НА СКЛОНЕ

Многие из рассмотренных выше изменений являются, вероятно, результатом относительного положения участка опробования почвы. Крутизна на простых выпукло-вогнутых склонах в значительной степени зависит от расстояния, на котором она определяется, особенно если склоны разделены на выпуклые и вогнутые части. Результаты, полученные Фурлеем [22], показывают, что это особенно верно в том случае, если анализируется весь склон, а не его отдельные участки (табл. 5.2). Из 48 изученных склонов

ТАБЛИЦА 5.2  
Доминирующий фактор, объясняющий изменение свойств почвы  
на меловых склонах [22]

Доминирующий фактор	Весь склон	Верхняя часть склона	Нижняя часть склона
Угол склона	7	21	10
Положение на склоне	34	21	20
Угол склона и положение на склоне	7	6	17

только на семи угол склона был доминирующим фактором, объясняющим изменение свойств почвы по всему профилю склона. Положение на склоне было доминирующим фактором на 34 склонах. Когда склоны были подразделены на верхние и нижние участки, которые рассматривались раздельно, выявились интересные изменения. Для верхних участков склонов положение на нем и его угол были одинаково доминирующими, а на нижних участках основным фактором было положение на склоне. На нижних частях склонов отмечалась более сильная зависимость между позицией на склоне и свойствами почвы.

На базе этих и других результатов Фурлей [22] построил модель распределения свойств почвы на склонах (рис. 5.2). Модель основана на том, что растворимые минералы и обменные ионы выщелачиваются из верхних участков склона, переносятся вниз по склону и откладываются у его основания. Наиболее яркого выражения определенных свойств почвы (например, максимального содержания органического вещества) следует ожидать на пологих склонах у вершины или основания. Разные направления трендов на верхнем и нижнем участках склонов, видимо, указывают на различные процессы: для верхних участков склонов характерны эрозия и перенос, а для нижних — осадконакопление и перенос. Модель Фурлея имеет много общего с некумулятивными и

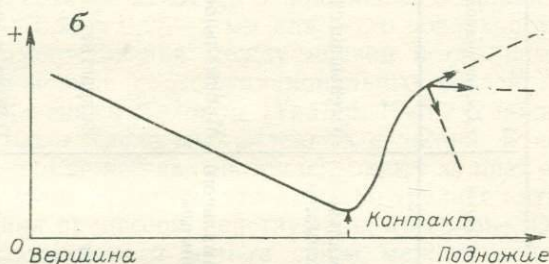
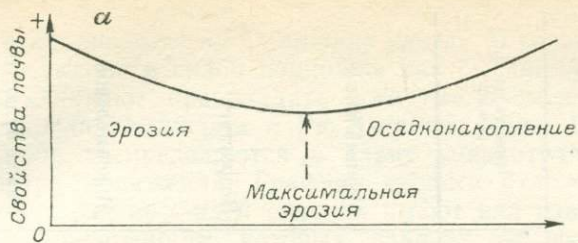


Рис. 5.2. Теоретическое (а) и наблюдаемое на меловых склонах (б) распределение свойств почвы (рН; содержания органического вещества, мелкой почвенной фракции, обменных ионов) в зависимости от формы склона [22].

кумулятивными склонами Никифорова [Nikiforoff, 1949 г.] и поверхностями агградации и деградации Крокера [Crocker, 1952 г.], она не противоречит и основным подразделениям модели склона и почв Дальримпла и его коллег [12], рассмотренной в гл. 1. Нижние части склонов проявляют большее непостоянство, что, видимо, указывает на эрратические зоны осадконакопления.

Контакт между двумя склоновыми зонами не всегда резкий, чаще расплывчатый; на его размещение могут влиять локальные изменения микрорельефа. Кроме того, контакт колеблется и перемещается вверх или вниз по склону в зависимости от баланса между эрозией и осадконакоплением.

Обычно предполагается, что вогнутые участки склона служат зонами накопления и что рассмотренные выше зависимости являются результатом осадконакопления. Однако Янг [Young, 1969 г.] поставил это предположение под сомнение. Зона аккумуляции обычно определяется как площадь, где отмечается чистое приращение материала; детальное же изучение вогнутых поверхностей показало, что большинство из них образовано коренной породой, а не аккумуляцией поверх резкого контакта с породой. Эта означает, что почвенные взаимоотношения являются, видимо, результатом дифференцированного отложения и перемещения на транзитном склоне, а не постепенного накопления.

Нижние части склона служат зонами чистой аккумуляции только на площадях внутреннего дренирования или в небольших замкнутых понижениях. Материал сползает со склонов, но не уда-

Распределение свойств почвы относительно компонентов профиля склона в замкнутой системе на известковых наносах  
[Walker, Ruhe, 1968 г.]

Свойства почв	Компоненты профиля склона				
	Вершина	Плечо	Попятный склон	Склон подножия	Нижняя часть склона
Средний размер частиц	Минимальный	Максимальный	От минимального до максимального	Уменьшается	Минимальный
Отношение $F : C$	Максимальное	Минимальное	От максимального до минимального	Минимальное	Возрастает
Содержание органического углерода	Максимальное	Минимальное	Возрастает	Возрастает	Максимальное
Глубина карбонатонакопления	Максимальная	Минимальная	Максимальная	Близка к нулю	Равна нулю (выходит на поверхность)

ляется, а накапливается на их нижних частях. В связи с этим нижние участки склона и склон подножия как бы движутся вспять и в системе начинают преобладать вогнутые элементы; подобная ситуация описана Уолкером и Рю [Walker, Ruhe, 1968 г.]. Особенности почв распределяются в плане концентрически относительно центра понижения. Графики свойств отложений и почв вдоль радиальных профилей склонов имеют вид извилистых кривых, степень сложности которых зависит от формы склона (табл. 5.3). Механизм сортировки отражается в изменении отношения  $F : C$ , которое является отношением содержания частиц размером 0,016—0,25 и 0,25—2 мм для всего поверхностного слоя.

Эти взаимоотношения между почвой и склоном лучше всего выражаются в виде многофункциональных связей. Обзор зависимостей, проведенный Яалоном [Yaalon, 1975 г.], показал, что установлено большое число многочленных функций. В некоторых случаях, но далеко не всегда, многочлены дают лучшее статистическое совпадение. Надо отметить, что их часто труднее интерпретировать с точки зрения процессов, действующих на склоне. Однако независимо от используемого метода связи между свойствами почвы, с одной стороны, и формой склона и положением на нем — с другой, весьма выразительны.

#### СВЯЗИ МЕЖДУ ПОЧВОЙ И СКЛОНОМ В ВОДОСБОРНЫХ БАССЕЙНАХ

В начале данной главы отмечалось, что есть две методики изучения пространственных отношений между почвами и склонами. Для одной из них объектом является профиль склона; такие исследования требуют значительного времени. Вторая методика сводится к выбору конкретных компонентов склона и к опробованию их и связанных с ними почв по всему дренажному бассейну. Именно эту методику избрал Арнетт [2] для проведения исследований в водосборном бассейне шестого порядка в Квинсленде, Австралия. Использование порядка потока является достаточно произвольным, но служит средством изучения пространственных изменений в пределах водосборных бассейнов.

Арнетт пришел к выводу, что средняя длина склона, средний и максимальный угол склона увеличиваются с повышением порядка потока. Эта тенденция, отмеченная на многих площадях, свидетельствует о том, что потоки расширяют бассейны, увеличивая их водосборы. Арнетт исследовал и другие морфологические характеристики, такие как показатель выпуклости и вогнутости. Средний показатель выпуклости возрастает с увеличением порядка потока вплоть до четвертого, а затем уменьшается. Более сложная и неустойчивая зависимость отмечалась для показателя вогнутости.

Геоморфологические процессы, действующие на склонах, контролируются главным образом углом склона, его протяженностью и кривизной. Следовательно, эти процессы также должны быть

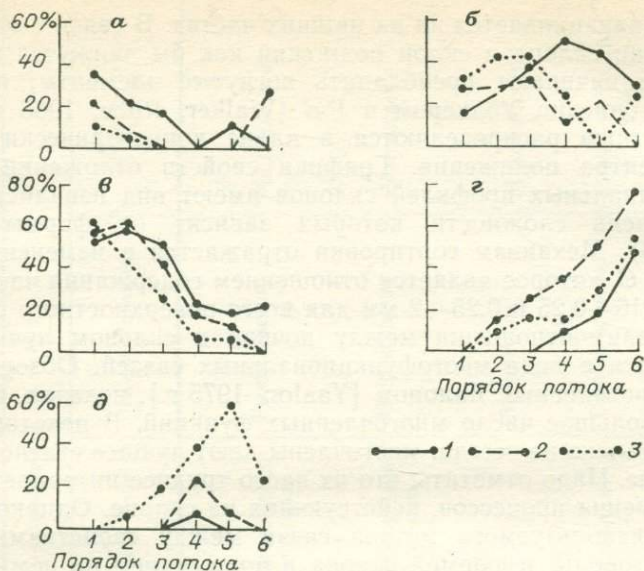


Рис. 5.3. Изменения субэаральных процессов в зависимости от компонента склона и порядка потока, Квинсленд, Австралия [2].

а — участки, не несущие информации о процессах; участки, где преобладают следующие процессы: б — крип, в — размыв, г — струйчатый смыв, д — движение масс. Компоненты склона: 1 — вершинные, 2 — нижние, 3 — прямые отрезки.

связаны с местоположением в водосборном бассейне, что и подтвердили исследования Арнетта [2]. Неоднозначным оказалось местоположение участков, на которых преобладает почвенный крип (рис. 5.3). На вершинных участках крип быстро возрастает вплоть до бассейнов четвертого порядка, где он доминирует на 60 % профилей. Менее важную роль крип играет на прямых отрезках и на нижних участках склона, причем его значение падает с увеличением порядка потока. Размыв играет важную роль на всех компонентах склонов в бассейнах низкого порядка, но его значение резко уменьшается с возрастанием порядка потока. Действие струйчатого смыва усиливается с увеличением порядка бассейна. Кроме того, отмечено, что смыв более значителен на прямых отрезках и на нижних участках склона, чем на вершинных склонах, где вплоть до потоков четвертого порядка струйчатой эрозии вообще не наблюдалось. Процессы движения масс играют заметную роль на склонах высшего порядка, а с понижением порядка эти процессы, как и следовало ожидать, отмечаются только на прямых отрезках склона.

Зависимости отмечаются также между морфологическими компонентами склонов и определенными свойствами почв. Установлено, что глубина почвы, мощность горизонта В и содержание глины в горизонте А находятся в обратной зависимости как от

максимального угла склона, так и от показателя выпуклости. Отсюда следует, что свойства почв в пределах водосборного бассейна меняются систематически. Коначер и Дальримпл [11] выделили это заключение в качестве фундаментального в своем исследовании. Относительная роль составляющих девятиэлементной модели земной поверхности и последовательность их размещения на склоне зависят от местоположения склона в водосборном бассейне. В связи с тем что процессы и характер почвенного покрова связаны с местоположением и формой склона, почвы тоже меняются в пределах водосборного бассейна (табл. 5.4).

Исследование Арнетта и Коначера [Arnett, Conacher, 1973 г.] показало, что развитие водосборного бассейна можно изучать с точки зрения отношений между отдельными элементами земной поверхности. Результатом этих взаимодействий во времени является рациональная последовательность развития долины, по мере того как происходят расширение водосборного бассейна и интеграция его частей. Это приводит к определенному сочетанию элементов земной поверхности в пределах каждой долины. Таким образом, форма склона, процессы, действующие на склонах, и почвы являются весьма значимыми характеристиками, что оправдывает трактовку водосборного бассейна как одного из самых фундаментальных геоморфологических элементов и свидетельствует об упорядоченности в ландшафте, которая выражается в виде систематической и повторяющейся зависимости между склонами, почвами, местоположением и интенсивностью деятельности потоков. Коначер и Дальримпл [11] пришли к выводу, что девятиэлементная модель земной поверхности может быть полезна как при геоморфологических, так и при педологических исследованиях на одном или на нескольких различных уровнях (вплоть до четырех): педонов и полипедонов; элементов и катен земной поверхности и на уровне водосборного бассейна. Максимальная интеграция в пределах ландшафта отмечается на уровне водосборного бассейна.

\* \* \*

Между свойствами почв, с одной стороны, формой склона и положением почв на нем, с другой — отмечаются реальные статистические зависимости. Мы не могли дать исчерпывающий обзор всех этих зависимостей, а попытались только оценить наиболее явные из них и осветить некоторые методологические проблемы, связанные с изучением соотношений такого рода. В связи с тем что эти зависимости еще недостаточно хорошо установлены, построить эффективные модели пока невозможно, но уже сейчас очевидно фундаментальное различие между верхними выпуклыми и нижними вогнутыми участками склона. Вопрос, связано ли это только со спецификой зон эрозии и осадконакопления, еще не ясен и требует более тщательного изучения.

Изменения свойств почв в водосборном бассейне согласно компонентам девятиэлементной модели земной поверхности [Arnett, Conacher, 1973 г.]

Порядок потока	Параметры склона					Типы почв склона			Элементы земной поверхности (см. рис. 1.4)
	Длина, м	Максимальный угол	Средний угол	Выпуклость	Вогнутость	Вершина	Центр	Подошва	
				градус/100 м					
1	132	16,7°	9,4°	16,4	37,0	Мощный краснозем	Мощный краснозем	Мощный краснозем	1—5—2
2	254	24,1	16,9	30,0	41,0	Краснозем	Краснозем	Кислый краснозем (глей)	1—5—3—2
3	273	27,4	19,0	37,0	33,0	Маломощный суглинок	Скелетный суглинок	Мощный красный подзол	1—5—3—5—8—9
4	351	31,4	20,0	45,0	24,0	Скелетный суглинок	Скелетный суглинок	Мощный красный подзол	1—5—3—4—5—6—8—9
5	396	33,3	21,2	42,0	44,0	Скелетный суглинок	Скелетный суглинок	Аллювий	1—5—3—4—5—6—7— —8—9
6	476	30,9	16,0	40,0	51,0	Скелетный суглинок	Скелетный суглинок	Аллювий	1—5—3—2—4—5—6— —7—8—9

Более пристального внимания заслуживают систематические изменения в пределах водосборных бассейнов, а не только на отдельных профилях склонов. Ценным представляется любое исследование, ставящее целью охватить целые водосборные бассейны. При этом подтверждается приемлемость гипотетической девяти-элементной модели земной поверхности. Эта модель, кроме всего прочего, обладает еще и гибкостью, что дает возможность применять ее как к сложным, так и к простым склонам.

Хотя водосборные бассейны можно рассматривать как фундаментальные геоморфологические элементы, в них отмечаются и многие специфические особенности ландшафта. В то же время эрозионные поверхности и прибрежные равнины также имеют характерные почвенные ассоциации, которые рассматриваются в следующих главах.

## ПОЧВЫ НА ЭРОЗИОННЫХ ПОВЕРХНОСТЯХ

### ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЭРОЗИОННЫХ ПОВЕРХНОСТЕЙ

Эрозионные, или выровненные, поверхности образовались путем поверхностного либо приповерхностного выветривания пород. Они представляют собой довольно гладкие и почти горизонтальные плоскости, которые пересекают структурные и литологические границы. Их размеры могут быть любыми, но обычно под термином «эрозионные поверхности» подразумеваются обширные с небольшими относительными отметками пространства, которые считаются конечным результатом эрозионных циклов. Тот факт, что они могут образовываться вследствие множества геоморфологических процессов (например, под воздействием субаэральной и морской эрозии или химического выветривания), породил разночтения и споры. Литература по геоморфологии полна дискуссий относительно определения и происхождения эрозионных поверхностей. Здесь мы не собираемся обсуждать эти мнения. Интереснейший обзор развития взглядов на эрозионные поверхности дает Адамс [1].

Большая путаница возникла из-за отсутствия однозначного определения эрозионной поверхности, а также вследствие того, что сходные эрозионные поверхности, очевидно, могут формироваться в ходе совершенно разных процессов. Это классический пример эквививальности, где один и тот же конечный результат может достигаться множеством различных путей. Основными типами эрозионных поверхностей являются пенеплен, педилен, итчлен и поверхность морской эрозии.

Термин «пенеплен» был введен Дэвисом для обозначения низкой, слегка волнистой поверхности, образовавшейся в конце эрозионного цикла под влиянием процессов субаэральной эрозии. Ближе к концу цикла, когда все склоны становятся очень пологими, возможность перемещения материала повсеместно ослабляется. «Ландшафт медленно сглаживается... и представляет собой просто последовательность слегка волнистых холмов, чередующихся с неглубокими долинами», — писал Дэвис [Davis, 1899 г., с. 497]. Превышения рельефа делаются все меньше и меньше, и для предпоследней стадии характерна уже совершенно бесструктурная равнина, контролируемая только приближающимся базисом эрозии. Последняя стадия представляет собой равнину с очень небольшими превышениями рельефа, которые, однако, достаточны, чтобы влиять на распределение почв.

Хотя термин «пенеплен» и ввел Дэвис, он сам признавал, что эта идея исходит из работ Пауэлла, который писал, что горы представляют собой недолговечные формы рельефа, которые в конце концов превратятся в низко расположенные, почти горизонтальные поверхности; «разрушение последних нескольких дюймов расширяющейся территории над уровнем моря потребует более длительного времени, чем уничтожение тысяч футов, которые могли быть до этого» [Powell, 1876 г., с. 196].

С тех пор, как понятие «пенеплен» было сформулировано, оно подвергалось обширной критике, особенно со стороны ученых, имевших дело с аридными, а не с умеренно влажными условиями. Первым в идеях Дэвиса усомнился Пенк в своей работе «Морфологический анализ» [Penck, 1924 г.]. Его умозаключения строились на трех предположениях: 1) склоны образуются путем врезания русел, и их крутизна зависит от скорости врезания; 2) сформировавшись, склоны отступают от русла параллельно первоначальному откосу; 3) более крутые склоны денудировались быстрее, чем пологие. Что же касается почв, то по модели Пенка остатки более ранних эрозионных циклов остаются незатронутыми дольше, чем по модели Дэвиса.

В то время, когда Пенк пропагандировал свои идеи в Европе, ученые США описывали для аридной юго-западной части страны педименты — слабоогнутые эрозионные поверхности, часто покрытые аллювиальным материалом различной мощности, которые встречаются у оснований круто поднимающихся горных цепей. Вскоре стало ясно, что педименты образуются путем боковой планации потоками, вытекающими из каньонов, и ручьями, подрезающими подножия склонов гор струйчатой эрозией. Останцы и отторженцы денудировались в результате выветривания и переноса обломков ручьями. Педименты формируются при параллельном отступании горных фронтов; ландшафтом заключительного цикла является педиплен, состоящий из слившихся широких педиментов [King, 1953 г.].

Сильное химическое выветривание и расширение фронта выветривания могут вызывать образование еще одного класса эрозионных поверхностей — итчплена. Этот термин был использован Вейландом [Wayland, 1933 г.], предположившим, что некоторые эрозионные поверхности в Уганде могли сформироваться в результате размыва поверхности, образовавшейся ранее путем глубокого химического выветривания и последующей плоскостной эрозии. Бюдель [Budel, 1957 г.] выяснил роль глубокого химического выветривания и плоскостной эрозии и ввел термин «двойные поверхности планации» (doppelten Einebnungsflächen). Эти поверхности образуются тогда, когда фронт выветривания проникает в коренную породу и одновременно в процессе плоскостной эрозии разрушаются верхние зоны выветривания. Адамс [1] высказывает предположение, что образование итчпленов происходит при наличии ранее сформировавшегося пенеплена или педиплена либо при условии существования более древнего итчплена. Так, если бы глу-

бокая зона выветривания на пенеплене обнажилась, то под ней, вероятно, вскрылась бы поверхность, которую можно считать итчпленом. Отличия разных эрозионных поверхностей друг от друга, возможно, не так уж велики, как считают многие ученые.

Образование обширных, очень ровных, приподнятых эрозионных поверхностей связывается также с деятельностью моря. Сомнительно, однако, чтобы многие эрозионные поверхности являлись результатом воздействия моря, за исключением тех случаев, когда морские осадки по своему происхождению относятся к приподнятым прибрежным равнинам. Для того чтобы образовалась абрадируемая морскими волнами поверхность (пусть даже небольшой протяженности), надо, чтобы уровень моря постоянно повышался в течение значительного времени. Если повышение уровня моря не происходит, энергия моря идет на расширение морского бенча; тогда клиф не может быть атакован ни морем, ни перемещающимся материалом. То немногое, что известно об уровнях моря в прошлом, свидетельствует, что постоянное повышение уровня моря крайне маловероятно. Таким образом, эрозионные поверхности, образовавшиеся под действием моря, скорее всего ограничены по своему распространению.

Существуют и иные специфические, малые по протяженности формы эрозионных поверхностей. Альтипланационные террасы складываются при отступании скалистых склонов под воздействием низких температур, при этом материал перемещается путем солифлюкции. Как и другие эрозионные поверхности, они вскрывают различные структуры пород. Термин «панпланация» был введен Крикмеем [Crickmay, 1933 г.] для описания латеральной планации под действием рек, что вызывает образование однородной поверхности обнажающихся пород в результате слияния широких днищ, которые возникли при боковых миграциях рек и срезах возвышений. Однако вряд ли такая поверхность была когда-либо четко выделена.

### ВОЗРАСТ И СОСТОЯНИЕ ЭРОЗИОННЫХ ПОВЕРХНОСТЕЙ

Для образования эрозионных поверхностей требуется длительное время, и в течение этого периода внешние условия могут меняться; к этим условиям относятся движения земной коры и климат. Многие эрозионные поверхности в настоящее время находятся в обстановке, отличающейся от той, в которой они сформировались. Необходимо помнить и о том, что эрозионные поверхности не всегда синхронны. Адамс [1] составил следующую классификацию эрозионных поверхностей, определяющую их современное состояние:

- а) активные поверхности, формирующиеся до сих пор;
- б) спокойные поверхности, формирование которых временно приостановилось, вероятно вследствие изменения климата; предполагается, что они вновь будут функционировать в недалеком будущем;

- в) экзотические поверхности, образовавшиеся в таких климатических условиях, которых больше не существует;
- г) реликтовые поверхности, разрушенные эрозионными процессами при поднятиях или опусканиях;
- д) погребенные поверхности, покрытые осадками, не связанными с их формообразованием;
- е) эксгумированные, или ископаемые, поверхности — это такие погребенные поверхности, которые обнажились при разрушении покрова, не связанного с ними генетически, т. е. более поздних осадков.

По почвам можно частично судить о состоянии любой эрозионной поверхности. Так, экзотические поверхности можно отличить по почвенному покрытию, указывающему на радикальные изменения климата в прошлом. Кроме того, по типу и распределению почв можно понять, когда активные эрозионные поверхности формируются за счет спокойных или экзотических поверхностей, как это происходит во многих районах Африки. Однако выводы такого рода требуют детального понимания способа образования эрозионных поверхностей, а также тех изменений, которые происходят при этом с почвами.

Очевидно, что при формировании как пенеппенов, так и педиппенов на рождение и распределение почв действуют факторы, влияющие на стабильность склонов. В связи с этим полезно вспомнить тот смысл, который Пенк вкладывал в понятие *Aufbereitung* (подготовка пород), и то различие, которое Холмс [27] делал между склонами переотложения и склонами смыва.

### ТЕРМИН AUFBEREITUNG

Излагаемая точка зрения на термин Пенка *Aufbereitung* большей частью основывается на идеях Беккета по этому поводу [4]. Когда идет выветривание, почва становится редуцированной, в том смысле что происходит уменьшение среднего размера ее частиц. Когда размеры частиц сокращаются, потенциальная подвижность почвы увеличивается и весь редуцированный материал над локальным базисом эрозии становится метастабильным, т. е. подверженным разрушению. Максимальной скоростью естественной денудации является та скорость, при которой почти (но не окончательно) подвижный поверхностный материал делается полностью подвижным. Таким образом, при любом отдельном уклоне существует определенная степень измельчения, за пределами которой почва слишком подвижна, чтобы оставаться в состоянии *in situ*. Поэтому эволюция ландшафта зависит от того, насколько легко почва распадается на частицы и переносится.

Однако, возражает Пенк, эволюция ландшафта зависит также от метастабильности каждого отдельного участка, которая в свою очередь является функцией угла склона и приближенности к следующему крупному перегибу или же функцией изменения уклона на профиле склона. Таким образом, вторгающийся педимент воз-

действует на почву задолго до того, как на нее будет влиять эрозия. В понятии *Aufbereitung* подчеркивается, что даже на относительно однородных поверхностях неоднородностей достаточно, чтобы повлиять на локальную скорость развития почвы. Это также подразумевается в обобщающей работе Холмса [27].

Аргумент Пенка заключается в том, что ландшафт развивается путем вторжения вверх по склону (по каждому его элементу) другого — нижнего — склона с меньшими уклонами и большей степенью измельчения почв. Это должно было бы привести к формированию ландшафта с вогнутыми склонами. Однако в работе Беккета показано, что связь между уклонами и степенью измельчения существует только для тех частей склона, на которых нет аккумуляции приносимого материала. Эта связь наблюдается на прямых и выгнутых частях склона, но не на вогнутых. Если аргументы Пенка касаются только вогнутых и линейных участков, то ландшафт должен развиваться путем понижения и округления гребня, а также уменьшения уклонов. Если же эти выводы отражают реальное положение вещей, то складывается «...забавная ситуация, так как аргумент Пенка, справедливый только в предполагаемых лимитированных условиях для тех элементов склона, для которых это может быть показано, свидетельствует уже в пользу только так называемого дэвисовского цикла эволюции ландшафта, который сам Пенк опровергает» [4, с. 19].

### СКЛОНЫ ПЕРЕОТЛОЖЕНИЯ И СКЛОНЫ СМЫВА

Холмс [27] доказывал, что склоны ландшафта можно классифицировать либо как склоны переотложения, либо как склоны размывания; склоны переотложения соответствуют уступам, а склоны смыва — педиментам. Склоны переотложения нестабильны, они являются источником осадков, которые отлагаются на склонах размыва или переносятся через них. Таким образом, в пределах склонов переотложения есть маленькие участки размывания и, наоборот, на склонах смыва существуют участки переотложения. Поскольку склоны переотложения являются потенциально нестабильными районами, их размеры определяются скоростью денудации.

Разница между склонами переотложения и смыва зависит не только от крутизны склона, но и от таких местных факторов, как растительность и климат. Это означает, что развитие ландшафтов не всегда идет путем денудационного снижения склонов или их субпараллельного оступания. Ландшафт будет изменяться, когда склоны нестабильны; когда же склоны становятся стабильными, развитие прекращается. В соответствии с этими соображениями ландшафт можно подразделить на три крупные зоны: где материал эродирован; где материал отлагается; где материал не убывает и не накапливается. Первые две зоны эквивалентны соответственно зонам осыпания и наращивания, по Батлеру [8] (см. гл. 10).

Непрерывная эволюция почв может осуществляться только в третьей зоне. В зоне наращивания материала будут наблюдаться последовательности погребенных почв; почвы же зон осыпания, вероятно, постоянно будут пребывать на ранней стадии развития. Однако местоположение зон на склоне со временем изменяется, зоны осыпания становятся стабильными, а зоны наращивания — нестабильными. Окончательным геоморфологическим результатом этих процессов является образование относительно гладкой эрозионной поверхности, и только по педологической информации можно судить о том, как эта поверхность развивалась.

### РАЗВИТИЕ ПОЧВ И ФОРМИРОВАНИЕ ЭРОЗИОННЫХ ПОВЕРХНОСТЕЙ

Вполне возможно, что развитие и распределение почв зависит от характера эволюции эрозионных поверхностей разного типа. Мулькан [Mulcahy, 1961 г.] подчеркнул связь развития почв с ландшафтом, эволюционирующим путем врезания следующих друг за другом педиментов (рис. 6.1). Ландшафт состоит из серии педиментов, разделенных крутыми уступами. Нижняя поверхность *A* получается за счет поверхности *B*, и поэтому она моложе. Если возраст почвы соответствует возрасту поверхности, то почва на поверхности *B* будет старше и лучше развита, чем на поверхности *A*. В результате образуется ступенчатая последовательность почв. То же самое происходит в районах, созданных сериями возвышенных и частично рассеченных пенепленов. Таким образом, на любом отдельно взятом педименте внешний его край старше, чем участки, расположенные ближе к отступающему уступу. Это, вероятно, означает, что почвы на поверхности педимента лучше развиты вблизи уступа и менее развиты вблизи его подножия, тогда как почвы на поверхности уступа всегда будут молодыми.

Однако есть множество факторов, нарушающих такое простое последовательное развитие. Заметное почвообразование будет осуществляться только в том случае, когда поверхность больше не подвергается воздействию сильных эрозионных процессов. При формировании педимента вся поверхность, а не только участки, ближе расположенные к отступающему уступу, может подвергаться эрозии. Процессы, влияющие на педименты, были описаны Брайаном [Bryan, 1922 г.] следующим образом. Когда с гор поступают потоки, крупные частицы оседают, а более мелкие переносятся дальше. Мелкий обломочный материал, вымываемый дождями, транспортируется малыми потоками, которые вливаются в большие. Но вследствие того что поступление обломочного материала невелико, малые потоки (ручейки) не полностью загружены и являются агентами, вызывающими эрозию, которая уничтожает повышения между потоками. Неровности педиментов исчезают, при этом более высокие их части эродируются, а более низкие заполняются обломочным материалом.

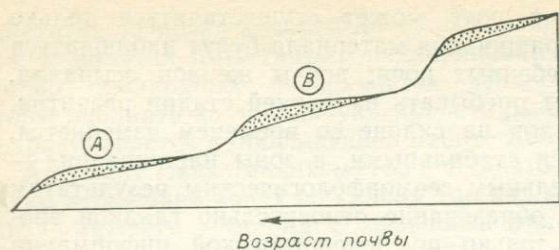


Рис. 6.1. Почвообразование при отступании уступов [Mulcahy, 1961 г.].

Дифференциальная сортировка осадков на поверхности обуславливает изменения в их структуре, общей плотности, проницаемости и пористости, что влияет на почвообразование. Таким образом, развитие почвы зависит от локальной конфигурации разветвлений ручейков. Это также означает, что не все почвы, существующие на эрозионных поверхностях, имеют одинаковый возраст и что они могут быть значительно моложе самой поверхности. При помощи критериев, принятых геоморфологами для идентификации эрозионных поверхностей, нельзя обнаружить слабо выраженную планацию, ибо критерии эти недостаточно четкие. Поэтому возраст, приписываемый крупным эрозионным поверхностям, может не иметь никакого отношения к абсолютному возрасту в каждой конкретной точке. Однако, как указывает Мулькаи [Mulcahy, 1961 г.], благодаря таким слабо выраженным планациям профили почв могут полностью разрушаться, обнажая выветрелый или даже невыветрелый материал, на котором почвообразование начинается заново. Характер распределения почв и возрастные связи при этом полностью изменяются.

### ПРОСЛОЙКИ КАМНЕЙ

Термин «прослойка камней» впервые был использован Шарпом [48] для обозначения прослоя, образованного угловатыми или почти угловатыми обломками, который параллелен поверхности склона и залегает на глубине нескольких метров. Паризек и Вудрафф [Parizek, Woodruff, 1957 г.] отметили, что прослойки камней представляют собой трехмерные структуры, и предложили другой термин — «карпедолит» (прослойка камней в почве).

Прослойки камней могут возникать разными путями. Так, биологическая деятельность и переработка материала термитами приводят к концентрации более тонкозернистых осадков над более грубозернистыми. Нечто подобное возникает и в случае обрушения материала с более тонкой структурой на материал с более грубой структурой. Шарп [48] считал, что прослойки камней образуются при крипе: грубые фрагменты отделяются от жил и более прочных слоев и переносятся вдоль основания оползающей почвы. Вследствие более быстрого движения поверхностных слоев путь обломков в почвенном профиле направлен сверху вниз.

Однако исследования Рю [Ruhe, 1959 г.] убедительно показали, что в тех местах, где есть обширные поверхности с прослой-

ками камней, они связаны с эрозией проточными водами, сопровождающейся перекрытием остаточного гравия более мелкозернистыми осадками. Прослойки камней указывают на существование в прошлом эрозионных поверхностей; они свидетельствуют также, что почва могла образоваться из исходного материала разных типов. Материал под прослойкой камней извлечен из коренной породы, тогда как материал над этой прослойкой является перемещенным наносом. Сама прослойка камней по своему составу может отличаться как от выше-, так и от нижележащего материала. Она может быть представлена различными породами, залегающими выше по склону. Наличие каменных обломков указывает не только на эрозионный перерыв, но и на масштаб этих процессов.

### ПОЧВЕННЫЕ СВЯЗИ

Ко всему вышеизложенному можно добавить еще несколько примеров. Многие моренные ландшафты Северной Америки состоят из ряда ступенчатых равнин, образовавшихся в результате многих циклов эрозии ландшафта. Один из таких районов, расположенный в Айове, подробно изучен Рю [Ruhe, 1956 г.]. Самая высокая поверхность является реликтом канзасской ледниковой равнины, которая не подвергалась эрозии с самого канзасского оледенения \*. Если воспользоваться изложенной ранее классификацией, то эту поверхность надо считать реликтовой. Но ситуация усложнена тем, что на поверхности есть ископаемые почвы, или палеопочвы (см. гл. 10), ямут-сангамонского возраста и они погребены под более поздними лёссовыми отложениями. Таким образом, местами поверхность погребена, а местами обнажена процессами эрозии. Поэтому возраст этой поверхности можно определить только путем детального изучения почв и отложений, одной морфологии здесь недостаточно.

В верхнюю поверхность врезан педимент позднесангамонского возраста, в осадках которого содержатся палеопочвы. Нижний уровень ландшафта представляет собой ранневисконсинский педимент, врезанный в канзасский тилль и лежащий ниже позднесангамонской поверхности. На этой поверхности палеопочв не найдено, что указывает на то, что отложение лёсса произошло вскоре после врезания педимента. Все эти поверхности и соответственно осадки на них подвергались действию эрозии и седиментации в период от поздневисконсинского времени до голоцена. Это привело к обнажению на дневной поверхности ямут-сангамонских и позднесангамонских палеопочв и поверхностей, которые теперь составляют часть современного ландшафта. Хотя стандартные гео-

---

\* На территории США канзасское оледенение — раннечетвертичное; иллинойское — среднечетвертичное; висконсинское (на Британских островах — девенсийское) — позднечетвертичное; между канзасским и иллинойским — ямутское межледниковье, между иллинойским и висконсинским — сангамонское межледниковье. — *Прим. ред.*

ТАБЛИЦА 6.1

Свойства почв на ступенчатых эрозионных поверхностях штата Айова [Ruhe, 1956 г.]

Поверхность	Почва	Мощность горизонтов А и В, см	Мощность горизонта В, см	Содержание глины в горизонте В, %	Почвенный горизонт	$Wr_h$	$Wr_l$
Молодая	А	37,5	27,5	31,2	А	0,79	2,09
	В	80,0	57,5	32,2	В	0,92	2,13
	С	72,5	55,0	34,6	С	0,68	2,21
	Среднее	62,5	46,5	32,3			
Позднесангамонская	Д	115,0	80,0	50,6	А	1,27	3,06
	Е	175,0	140,0	49,1	В	1,12	2,49
	Ф	97,5	72,5	49,5	С	0,77	2,04
	Среднее	140,0	97,5	49,5			
Ярмут-сангамонская	Г	157,5	175,5	51,4	А	2,11	4,85
	Н	170,0	110,0	57,7	В	1,62	3,00
	И	212,5	155,0	50,7	С	1,28	2,57
	Среднее	147,5	95,0	53,2			

Примечание. Коэффициенты  $Wr_h$  и  $Wr_l$  показывают отношение содержаний:  $Wr_h$  — кварца к полевому шпату,  $Wr_l$  — циркона и турмалина к амфиболу и пироксену.

морфологические методы позволяют установить общую последовательность событий, завершить картину можно только при помощи подробной информации о почвах. По мере старения поверхности возрастает мощность почвы, увеличиваются мощность горизонта В и содержание глины в этом горизонте, возрастают также показатели выветривания тяжелых и легких минералов (табл. 6.1). В период почвообразования растительность на отдельных поверхностях была разная, но все указывает на то, что различия почв зависят главным образом не от растительности, а от времени.

Детальные исследования почв позволили Хайне [Heine, 1972 г.] исправить некоторые неверные представления об эрозионных поверхностях Центральной Европы. Хотя там и были обнаружены почвы действительно третичного возраста, однако многие почвы, предполагавшиеся третичными и считавшиеся обычно показателями морфологического развития данного региона, оказались продуктом гидротермального разложения. Многие поверхностные элювиальные образования и почвы имеют различные возрастные последовательности в связи с присутствием останков эрозионных поверхностей.

Детальный анализ почв и продуктов выветривания дал возможность Оллиеру [Ollier, 1959 г.] установить последовательность образования эрозионных поверхностей в Уганде (рис. 6.2). Отправной предпосылкой было предположение, что современные почвы сформировались на ранее выветрелой породе. После создания гондванской поверхности имело место очень глубокое выветривание, в результате чего появился мощный рыхлый слой. В ходе африканского цикла эрозии большая часть выветрелой породы удалялась при росте педиментов и параллельном отступании крутых склонов. Однако базис эрозии был достигнут прежде, чем вся выветрелая порода была удалена, и поэтому поверхность этой рыхлой породы оказалась в сильной степени изрезанной. Задача заключалась в том, чтобы установить, что существовало два цикла,

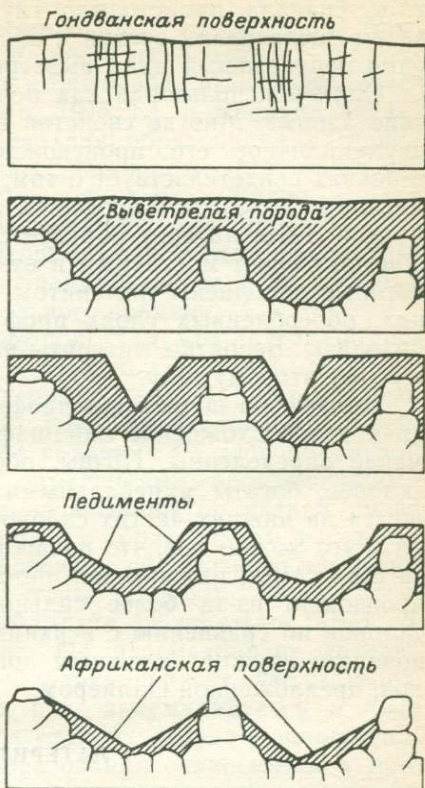


Рис. 6.2. Теоретическая схема двухциклического развития ландшафта Африки [Ollier, 1959 г.].

т. е. сначала происходило глубокое выветривание, за которым затем последовали эрозия и образование современной почвы, а не один непрерывный цикл выветривания и почвообразования.

Оллиер использовал как почвоведческие, так и минералогические данные. Многие свойства почвенного профиля указывают на двухцикличное его происхождение. Наличие прослоек камней в почвах свидетельствует о том, что условия на поверхности менялись; тип латерита в профилях также подтверждает гипотезу двух циклов. Если латерит образуется в выветрелой породе *in situ*, он обычно бывает массивным и пузырчатым, пронизанным каналами, которые заполнены лимонитом. Если латерит образуется в верхних, обособленных слоях профиля, он формирует муррамовые\* пизолиты. Вероятно, латериты на обнаженных профилях относятся к этому второму типу.

Данные по почвенным профилям явно указывают на двухцикличное происхождение ландшафта. Минералогические результаты менее определены. Почвы, образовавшиеся на верхних частях склонов, богаты минеральными видами, тогда как сформировавшиеся на нижних частях склонов относительно бедны ими. Объяснить это можно тем, что почвы верхних частей склонов сложились за счет самых нижних зон профиля выветривания. Возможно, это произошло из-за более сильного выветривания средних частей склонов по сравнению с верхними. Вместе с данными о свойствах почв это служит надежным доказательством гипотезы двух циклов, предложенной Оллиером.

### ЛАТЕРИТ И РЕЛЬЕФ

Многие из рассмотренных выше концепций были проиллюстрированы на примере связей между латеритами и эрозионными поверхностями. Как мы уже видели, происхождение латерита является основным элементом теории двух циклов Оллиера. В тропических районах поверхности одного или близких уровней зачастую бывают покрыты латеритом. При этом латерит считался остаточной формацией, приуроченной к поверхностям с малоcontrastным рельефом, который обеспечивал просачивание поверхностных вод. Крутые склоны обуславливают сток и удаление продуктов выветривания, тогда как пологие не препятствуют проникновению воды, которая вымывает наиболее подвижные растворимые элементы и вызывает аккумуляцию менее подвижных продуктов выветривания.

Эта концепция согласуется с общепринятым циклом пенепланы Дэвиса, когда склоны понижаются до той точки, где вертикальное движение воды через почву и реголит значительно сильнее стока. Считалось, что латерит развивается вместе с земной поверхностью и конечным продуктом этого развития является эрозионная поверхность, покрытая мощным слоем остаточного материала.

---

\* Муррам — отложения болотных железных руд в тропической Африке.—  
*Прим. ред.*

Однако впоследствии было установлено, что латерит представляет собой осадок и что он начинает формироваться только после того, как образовалась поверхность платанции и установился стабильный, но колеблющийся уровень грунтовых вод. Макларен [MacLaren, 1906 г.], Вулнаф [Woolnough, 1918 г.] и Вейланд [Wayland, 1931 г.] пришли к выводу, что для образования латерита предварительно непременно должна существовать эрозионная поверхность. Эта мысль имела далеко идущие последствия, касающиеся денудационной хронологии и эволюции эрозионных поверхностей, поскольку мощный латеритовый покров стал рассматриваться как показатель наличия эрозионной поверхности, которая существовала в течение продолжительного времени.

Однако дальнейшие исследования показали, что латерит встречается и на очень крутых склонах — от 7 до 10° (например, [Pallister, 1951 г.; Mulcahy, 1960 г.; Trendall, 1962 г.]), латерит был обнаружен даже на склонах до 20° [De Swardt, 1964 г.]. Были, правда, возражения, что эти склоны являются не первоначальной формой поверхности, а связаны с изменениями, произошедшими после врезания. Возможно, изменения вызваны поднятием краев плато, ускоренной эрозией окраин плато с образованием выпуклых привершинных склонов или возникновением обломочного латерита, связующего верхние и нижние латеритовые покровы.

Исследователь из Уганды Мак-Фарлэйн [MacFarlane, 1971 г.] предложил компромиссный вариант. Он рассматривает латерит как остаточное образование. Мак-Фарлэйн считает, что латерит, лежащий выше уровня грунтовых вод, аккумулируется в виде механического элювия на последних стадиях денудационного снижения земной поверхности. Эти образования осаждаются в пределах зоны колебания уровня грунтовых вод, который опускается, когда земная поверхность понижается вследствие эрозии. Осаждение происходит в нижней части почвы в виде слоя со все более увеличивающейся мощностью. Когда денудационное снижение прекращается, уровень грунтовых вод стабилизируется, элювий гидратируется и образуется масса латерита, который выглядит как настоящий осадок.

Связь между латеритом и эрозионными поверхностями неопределенна, но она сыграла значительную роль при построении хронологических схем денудации для Африканского континента. Мак-Фарлэйн [35; MacFarlane, 1971, 1973 г.] дал подробный обзор вопроса о значении латеритов в развитии теорий эволюции ландшафта Уганды. Вейланд [Wayland, 1921 г.] впервые выделил самостоятельный пенеПЛен, названный им «пенеПЛен Буганда», и связал его с африканским циклом эрозии. Однако впоследствии он обнаружил еще две эрозионные поверхности: одну, более древнюю, в междуречных районах на юго-западе Уганды, и вторую, более молодую, в центральных низменных районах [Wayland, 1933, 1934 г.]. Более подробные исследования пенеПЛена Буганда показали, что он обладает значительными относительными превышениями рельефа и что некоторые латеритовые покровы являются

непрерывными в диапазоне высот порядка 150 м. Однако трудно объяснить, почему латерит, который считается продуктом развития эрозионной поверхности, все же встречается на различных высотах ярко выраженной латеритизированной поверхности выравнивания.

Этот факт побудил Мак-Фарлэйна [35] поставить множество вопросов. Ограничено ли образование латерита только поверхностями с малокаонтрастным рельефом? Если дать положительный ответ, то тогда пенеплен Буганда должен представлять собой не одну, а две или даже три поверхности. Может ли латерит образовываться на поверхности с контрастным рельефом, что допускало бы существование единой поверхности Буганда? Может ли латерит формироваться одновременно на нескольких уровнях, перекрывая разновозрастные поверхности? Может ли одна латеритовая поверхность местами понижаться и производить впечатление двух хронологически разных поверхностей? Может ли латерит формироваться независимо на разделенных междуречьях с образованием ациклического «кажущегося пенеплена»? Чтобы дать ответ на все эти вопросы, необходимо выяснить связь между генезисом латерита и развитием ландшафта. Кроме того, как писал Мак-Фарлэйн, более пристальное изучение типов латеритов и ландшафтов поможет проследить эволюцию ландшафта в тропиках.

#### ПОЧВЫ НА СТУПЕНЧАТЫХ ЭРОЗИОННЫХ ПОВЕРХНОСТЯХ

Периоды интенсивной эрозии и прерывистых поднятий повлекли за собой образование ряда ступенчатых эрозионных поверхностей в разных регионах земного шара. Временная последовательность развития эрозионной поверхности служит или абсолютной, или относительной мерой развития почв. Можно ожидать, что и типы почв отражают возраст и тип поверхности. Указанная последовательность наблюдается в долине р. Вилламетт, штат Орегон [Parsons e. a., 1970 г.]. Здесь существует семь основных поверхностей (рис. 6.3).

Поверхность Эола представляет собой самую древнюю стабильную поверхность в данном регионе и по возрасту относится, вероятно, к среднему плейстоцену; она имеет типично закругленную форму, а ее материал глубоко выветрен. Поверхность Дольф существует в виде изрезанных плоскостей, созданных в выветрелом гравии и коренной породе; она включает в себя множество небольших педиментов и днищ долин; ее возраст, вероятно, также среднеплейстоценовый. Поверхность Калапуя обширная и очень ровная; перепады высоты обычно не более метра, поверхностное дренирование слабое и медленное; эта поверхность по происхождению может быть морской или эстуарной; по возрасту ее можно отнести, вероятно, к позднему плейстоцену.

Поверхность Сенекаль представляет собой слабую модификацию поверхности Калапуя, обусловленную незначительным дренажем дренажной сети; возраст ее должен быть тоже позднеплей-

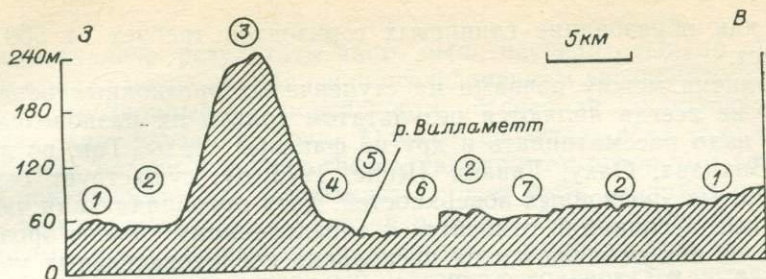


Рис. 6.3. Последовательность эрозионных поверхностей долины р. Вилламетт [Parsons e. a., 1970 г.].

1 — Дольф; 2 — Сенекаль; 3 — Эола; 4 — Калапуя; 5 — Хоршу; 6 — Ингрэм; 7 — Уинкль.

стоеновым. Поверхность Уинкль, одна из наиболее обширных, является самой древней из связанных с ныне существующими дренажными системами. Морфология древних русел с субпараллельными береговыми валами и впадинами между ними свидетельствует о наличии в некоторых районах переплетающихся русел перегруженных потоков. Радиоуглеродные датировки указывают для этой поверхности возраст порядка 6000 лет. Поверхность Ингрэм включает в себя высокие участки поймы р. Вилламетт, более низкие участки обычно затоплены. Самый древний возраст этой поверхности, определенный радиоуглеродным методом, составляет  $3290 \pm 120$  лет. Поверхность Хоршу представляет собой нижнюю пойму р. Вилламетт и ее основных притоков; она подстилается песчаным аллювием и гравием.

В почвах, образовавшихся на этих поверхностях, отмечаются интересные особенности. Если рассматривать зависимость распределения органического материала от глубины, то обнаруживается общее сокращение его содержания с увеличением возраста поверхности. Среднее взвешенное содержание органического вещества в горизонтах А уменьшается от почв Хоршу до Калапуя, а затем возрастает к поверхности Эола. Это может означать большую аккумуляцию гумуса в почвах под лесной растительностью, тогда как почвы на более низких поверхностях образовались под травянистой растительностью.

Почвы более молодых поверхностей сильно насыщены основаниями. Почвы, горизонты В которых имеют глинистые пленки, впервые найдены на поверхностях Уинкль и Сенекаль, и после этого они стали более известны. Различия почвенных типов вызваны локальными изменениями в режимах осушения и увлажнения. Аккумуляция органического материала в долине р. Вилламетт, очевидно, идет быстро, и горизонты А более молодых почв могут содержать столько же органического вещества, сколько и почвы на более древних поверхностях. Насыщенность основаниями постепенно уменьшается от молодых поверхностей к древним. Горизонты В, для которых характерно изменение или удаление минеральных веществ, вероятно, формируются в течение 550 лет,

тогда как образование глинистых горизонтов требует от 550 до 5250 лет.

Различия между почвами на ступенчатых эрозионных поверхностях не всегда являются результатом только их разновозрастности; надо рассматривать и другие факторы среды. Так, во впадине Вахиава, Оаху, Гавайи [Ruhe, 1975 г.], существует серия ступенчатых эрозионных поверхностей. Хотя преобладающая часть почвенных ассоциаций относится к определенному уровню эрозии, многие из них отмечаются на нескольких последовательных уровнях (табл. 6.2). Зоны почвенных ассоциаций концентрически опоя-

ТАБЛИЦА 6.2

Соотношение почвенных комплексов и геоморфологических поверхностей, Оаху, Гавайи [Ruhe, 1975 г.]

Почвы	Геоморфологические поверхности (покрытие их почвами, %)							
	5	6	7	8	9	10	11	12
Молокаи	30,0	57,6	4,4	8,0?				
Лахайна		39,8	50,6	9,7				
Вахиава		2,3	26,8	46,7	18,5	5,8		
Лейлехуа				6,0	29,6	64,4		
Ваипио						85,7	14,3	
Кунна		1,1	21,4	32,4	45,0			
Махана					15,7	84,3		
Манана						41,7	56,4	1,9
Паалоа							25,0	75,0

сывают поднятия и согласуются с климатической зональностью. Разнообразие почв скорее всего связано с климатическими, а не с возрастными различиями. Та же задача по выявлению взаимосвязанных факторов окружающей среды была поставлена перед Янгом и Стефеном [Young, Stephen, 1965 г.] в Малави. Ферралитные почвы на высоких плато содержат в своих верхних профилях гораздо больше органического материала, чем почвы на ниже-расположенных равнинах. Это резкое повышение уровня содержания органического вещества на больших высотах объясняется более низкой среднегодовой температурой.

Итак, перечисленные исследования ставили своей целью выделить факторы, влияющие на почвообразование. Эрозионные поверхности представляют собой временную последовательность, но и прочие факторы с течением времени тоже меняются.

\* \* \*

В 50-х—60-х годах нашего века геоморфологи повсеместно проводили анализ и сопоставление эрозионных поверхностей. Но поскольку многие исследования основывались только на морфологи-

ческом анализе, результаты часто были неубедительными. Анализ почв придал новое направление исследованиям эрозионных поверхностей; эрозионные же поверхности обеспечили хронологическую основу для изучения почв. Однако свойства почв и время их рождения нельзя непосредственно связывать с возрастом эрозионной поверхности. Эта поверхность может быть значительно древнее, чем покрывающие ее осадки и почвы. Таким образом, важно то время, когда данный процесс протекал активно, а не все время, в течение которого почвенный материал подвергался выветриванию. Начало отсчета времени для двух измеренных характеристик может быть не одинаковым. Однако хотя на определенной эрозионной поверхности может существовать много типов почв, все они будут иметь одинаковую степень развития.

## ПОЧВЫ ПОЙМ И РЕЧНЫХ ТЕРРАС

### АЛЛЮВИАЛЬНЫЕ И ТЕРРАСОВЫЕ ПОЧВЫ

Ландшафты, сформировавшиеся под влиянием рек, похожи в разных регионах по формам рельефа и процессам, протекавшим в них. Это не означает, что почвы разных речных районов идентичны, но природные формы рельефа и характер их почв сходны. Это справедливо как для террасовых отложений, так и для различных форм рельефа пойм. Существует заметное взаимодействие между геоморфологическими процессами, действующими в речных ландшафтах, материалом, участвующим в этих процессах, и, конечно, процессами почвообразования. Покровные образования и условия дренажа имеют четкую зависимость от основных типов и форм рельефа (рис. 7.1).

Вблизи функционирующих или пересохших русел встречаются естественные прирусловые валы, состоящие из песчаных осадков. Эти валы относятся к высокой части ландшафта и вследствие этого более быстро осушаются. Районы, расположенные ниже (за валами), бывают сложены плотными непроницаемыми алевритами и глинами. Здесь возникают пойменные болота, где обычно идет накопление органических веществ. Террасовые отложения являются в общем более грубозернистыми; их относительная приподнятость обеспечивает лучший дренаж, и заболоченность в таких местах менее характерна. Террасы, как правило, не подвергаются влиянию активных речных процессов.

Валы и понижения распространены повсеместно, и это означает, что почвенные карты таких рек, как Рейн, Миссисипи, Инд, Тигр и Евфрат, выглядят очень похожими. Тем не менее имеются большие различия между аллювиальными почвами бассейнов этих рек, что, как правило, является отражением тех геоморфологических и климатических систем, к которым относятся и реки. Установлено серьезное различие между аллювиальными почвами тропических и умеренных зон [Edelman, Van der Voorde, 1963 г.], при этом большое значение имеет источник питания рек. В умеренных зонах аллювиальные почвы обычно богаты минеральными питательными веществами, что связано с влиянием оледенения: свежий измельченный минеральный материал переносится реками и аккумуляруется ими. Тропические и субтропические реки, наоборот, эродуют области, сложенные глубоковыветрелыми горными породами, и их отложения состоят из кварца и других устойчивых минералов.

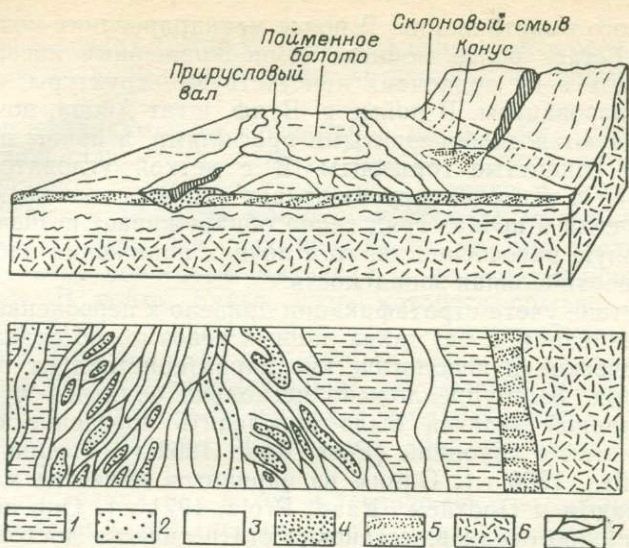


Рис. 7.1. Соотношение форм рельефа и покровного материала в районе р. Аващ, Нижние равнины, Эфиопия [Currey, 1977 г.].

1 — глина; 2 — тощая глина; 3 — аллювиальный конус выноса; 4 — ил; 5 — склоновый смыв; 6 — коренная порода; 7 — русловые системы.

Аллювиальные почвы обычно считаются молодыми и неразвитыми. Однако с научной точки зрения не все такие почвы недоразвиты, поскольку в них могут происходить изменения, аналогичные почвообразовательным процессам. Так, некоторые почвы аллювиальных болот имеют четко выраженный темноокрашенный верхний слой, характерный для горизонта  $A_1$ . Почвы на речных террасах часто называют аллювиальными, но в связи с тем что большая часть речных террас относится к плейстоценовому времени, многие из этих почв хорошо развиты. Несмотря на существование серьезных различий между аллювиальными областями, основные взаимосвязи между осадками, геоморфологическими и почвенными процессами позволяют нам объединять их в одну систему, в рамках которой и следует рассматривать эволюцию почв.

### СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИЕ И ПЕДОЛОГИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ

Для аллювиальных почв и почв речных террас характерны как перенос и отложение осадков, так и формирование почв. Осадки обычно стратифицированы, что заметно влияет на почвообразование. Рю [Ruhe, 1975 г.] привлек всеобщее внимание к этой проблеме. Для примера он взял пойму р. Миссури. В пределах русловой зоны почвы имеют светлоокрашенные горизонты, а их подпочвы стратифицированы и почти лишены признаков почвообра-

звательного выветривания. В поясе меандрирования почвы имеют в своем составе более мощные темноокрашенные поверхностные горизонты, а в их подпочвах присутствуют структуры, связанные с почвообразованием. В пойме р. Вулф, штат Айова, почвы валов характеризуются слабо развитыми профилями, а почвы понижений включают глинистые горизонты В с четкой угловато-блоковой структурой. И в тех и в других почвах видна осадочная стратификация, но если в почвах гряд глина обнаруживает незначительную вертикальную расслоенность, то в почвах понижений наблюдается хорошая вертикальная зональность.

Отсутствие учета стратификации привело к переоценке скорости почвообразования, а без таких данных невозможно отделить седиментологические и педологические характеристики от почвообразовательных. Было предложено несколько подходов к этой проблеме; главной задачей было проследить поведение почвенных характеристик с глубиной [Foss, Rust, 1962 г.; Sleeman, 1964 г.; Oertel, Giles, 1966 г.]. Одним из вариантов является метод, принятый Раадом и Протцем [Raad, Protz, 1971 г.]. Они определили стратификацию осадков, установив статистически достоверные изменения соотношения содержаний песка и алевролита в зависимости от глубины. Это позволило выявить значительную стратификацию, что, без сомнения, очень важно для определения типа и скорости почвообразования.

Интересное дополнение к этой работе предложено Гринем [Green, 1974 г.] на основе седиментологических исследований Мосса [39; Moss, 1963, 1972 г.]. При помощи метода Мосса [39] были измерены продольные  $p$  и поперечные  $q$  размеры зерен крупностью до 0,1 мм. По графику зависимости удлинения  $p/q$  от  $p$  для зерен различных размеров возможно разделить почвы *in situ* от перенесенных осадков. В почвах, сформированных на гранитах *in situ*, кварцевые зерна с увеличением их размеров становятся все более и более изометричными. Более грубые частицы аллювиальных почв с увеличением размеров зерен делаются менее изометричными и более удлиненными. Это, вероятно, характерно и для донных осадков.

## ВЛИЯНИЕ ЗАТОПЛЕНИЯ

Аллювиальные почвы подвергаются периодическому затоплению, обуславливающему многие их свойства. От этого зависит оглеение почв и появление глинистых прослоев в их основании [Grammer, 1964, 1966, 1971 г.]. Прослой глины особенно характерны для периодически затопляемых почв восточной части Пакистана, где эти прослой обычно сплошные, мощные, окрашенные в серый цвет. Они встречаются в молодых аллювиальных почвах пойм Брахмапутры и Ганга, а также в некоторых почвах террас. Такие прослой наблюдались и в Испании — в почвах поймы Гвадалквивира, а также в северной части Малайзии и на равнине Инда. Раньше их могли путать с покрытием из глинистых минералов на

стенках пор в почвах (с так называемой глинистой кожей), с натеками или аргилланами\* и поэтому не уделяли им должного внимания.

Прослой отличаются от аргилланов по скорости образования и в некоторой степени по составу. Прослой состоят не только из тонкоструктурной глины, но также из алеврита и гумуса; мощность их (даже в молодых пойменных почвах) может достигать 0,5 мм. Окраска прослоев указывает на то, что они представляют собой собственно почвенный материал, а не осадки, принесенные наводнением. В пойме Ганга, воды которого обычно содержат карбонат кальция, наблюдаются почвы с безызвестковыми верхними слоями. Прослой глины встречаются только в почвах, которые периодически затопляются. Больше они развиты в сильно заливаемых почвах, меньше — в почвах пойменных гребней. Поэтому создается впечатление, что образование прослоев непосредственно связано с затоплением.

После пребывания под водой в течение нескольких недель поверхностный слой почвы (несколько сантиметров) делается сильно восстановленным, подпочвенные же слои остаются окисленными. Верхние слои почвы, в разные сезоны подвергаясь то восстановлению, то окислению, лишаются большей части свободного железа путем вертикального выщелачивания и переходят в легкодиспергируемое состояние. Однако еще не ясно, каким образом диспергированные верхние слои перемещаются в нижние. Это может происходить в начале сезона затопления, когда верхний слой почвы насыщается раньше нижних слоев и диспергированная почва может стекать вниз под действием гравитации через поры и трещины в подпочве. Это может происходить и после прекращения затопления, когда дожди вымывают почву вниз через трещины, образующиеся на высохшей земле. Поэтому существует несомненная связь между глинистыми прослоями и затоплением.

Материал прослоев более мелкозернистый, чем в окружающих почвенных массах. Прослой часто бывают слоистыми, что указывает на последовательные затопления, но по самой глине, вероятно, нельзя судить об этой последовательности. Бреммер [Brammer, 1971 г.] считает, что прослой формируются как небольшие грязевые потоки, вероятно, под действием веса воды, остающейся на поверхности почвы. Каково бы ни было происхождение глинистых прослоев, они явно тесно связаны с периодическим затоплением.

### ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОЧВ И ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ

Аллювиальные почвы в регионах умеренного пояса часто содержат карбонат кальция, и кислая среда для них не типична. В субтропических районах с относительно сухим климатом содержание

---

\* Аргилланы — пленки или натеки, состоящие преимущественно из глинистых минералов. — *Прим. ред.*

карбоната кальция в аллювиальных почвах тоже может быть высоким. Во влажных же тропиках многие аллювиальные почвы не содержат карбоната кальция, и в них преобладает кислая среда. Однако есть исключения из этого правила, как, например, часть дельты Ганга и Брахмапутры, где осадки богаты карбонатом кальция. Вследствие более кислых условий тропические аллювиальные почвы имеют меньшую катионообменную способность и по отношению обменных оснований отличаются от почв умеренного пояса. К тому же в связи с более сильным разложением органического материала при более высоких температурах аллювиальные почвы тропических регионов, как правило, характеризуются низким содержанием органического вещества.

Аллювиальный материал бассейнов крупных рек до того, как отложиться, вероятно, транспортировался на большие расстояния, т. е. он характеризует климатические и геологические условия разных частей бассейна. Это можно проследить на примере серий глинистых минералов. Одни аллювиальные отложения содержат только каолинит, другие — большей частью монтмориллонит. Связи между климатом, выветриванием, типом пород и глинистыми минералами четко видны в аллювиальных почвах Шри Ланки и Египта.

Территорию Шри Ланки можно разделить на две зоны — влажную и сухую, с промежуточной полосой между ними. В большинстве случаев компоненты аллювиальных почв Шри Ланки ведут свое происхождение от глин, а сопутствующие минералы образовались при выветривании *in situ* изверженных и метаморфических в основном докембрийских пород. В более влажной юго-западной зоне имеет место последующее выветривание почв [Herath, Grimshaw, 1971 г.]. Здесь распространен гиббсит, что объясняется условиями выветривания в тропиках. Вторичное выветривание часто вызывает образование смешанослойных минералов. Аллювиальные глинистые минералы засушливой зоны появились в результате сходных процессов первичного выветривания, однако после переноса и осаждения вторичному выветриванию они не подвергались. Эти почвы содержат каолинит и монтмориллонит, но не содержат гиббсита. В промежуточной зоне гиббсит может встречаться совместно с монтмориллонитом.

Сходные соотношения наблюдаются и в почвах дельты Нила [Hamdi, 1959, 1967 г.; Hamdi, Iberg, 1954 г.; Hamdi, Barrada, 1960 г.]. Эти почвы образовались большей частью из продуктов выветривания изверженных пород Эфиопского нагорья. Глинистая фракция верхних слоев аллювия состоит в основном из иллита, тогда как в более глубоких слоях распространен монтмориллонит. Создается впечатление, что иллит, будучи в течение тысяч лет погруженным в грунтовые воды, превратился в монтмориллонитоподобную глину. Монтмориллонит распространен в верховьях долины Нила [Naппа, Beckmann, 1975 г.]. Вероятно, он был перенесен из более верхней части бассейна или же образовался *in situ* в результате вторичного выветривания, поскольку химиче-

ские свойства почв (высокий показатель рН, большое количество кальция и магния) обеспечивают для этого благоприятные условия. Принимая во внимание количество имеющегося монтмориллонита, можно предположить, что большая его часть была принесена водами Нила, но некоторое количество возникло уже в почвах. Присутствующие в почвах иллит и хлорит, вероятно, образовались из взвешенного материала, переносимого водами Нила [Nabhan, e. a., 1969 г.].

### ПОЙМЕННЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

Многие свойства пойменных почв связаны с различной природой форм рельефа. Исчерпывающий обзор по геоморфологии пойм дал Левин [Lewin, 1978 г.]; здесь мы обсудим только основные моменты. Наиболее часто встречающиеся типы форм рельефа изображены на диаграмме (рис. 7.2), и хотя она сводная, каждый тип можно проиллюстрировать реальным примером. Сложность процессов промыва меандр на примере р. Миссисипи детально описана Расселлом, образование пойменного конуса хорошо видно на примере р. Сейхан, Турция [Russell, 1967 г.].

Каждому типу форм рельефа соответствует свой, слегка отличный от других тип осадков, а почвенные образования различаются значительно. Косы состоят из слоев крупного гравия с небольшим количеством песка. Прирусловый вал образуется в основном из



Рис. 7.2. Типично пойменные формы рельефа и осадков [Vanoni, 1971 г.; Gregory, Walling, 1973 г.].

более грубого материала, перенесенного турбулентными потоками. Когда превышаетея стадия максимальной емкости русла, вода распространяется за прирусловые валы, становится менее турбулентной и начинает течь как ламинарный поток. Донные осадки оседают вблизи от русла, а суспензионный материал более тонкого алевритового и глинистого состава отлагается в пойменных болотах.

Скорость аккумуляции зависит от размеров и количества осадков, а также от частоты наводнений. Грубый материал осаждається быстро, а мелкий глинистый — медленнее. В районах, где наводнения бывают редко, образование поймы в большой степени определяется латеральным наращиванием и русловым отложением. Для США было подсчитано [Leopold, Wolman, 1957 г.], что 80—90 % пойменных отложений сформировались именно таким образом и только 10—20 % — в процессе паводкового осадконакопления. Однако в других районах, например во влажных тропиках, где преобладает тонкозернистый материал, а наводнения происходят часто, паводковые осадки более распространены. Показано [Blake, Ollier, 1971 г.], что в восточной части о. Новая Гвинея, особенно вдоль рек Флай и Стрикленд, преобладают пойменные болота и паводковые осадки.

Многие из общих принципов можно проиллюстрировать на примере крупных рек мира. Наиболее исследованной является рав-

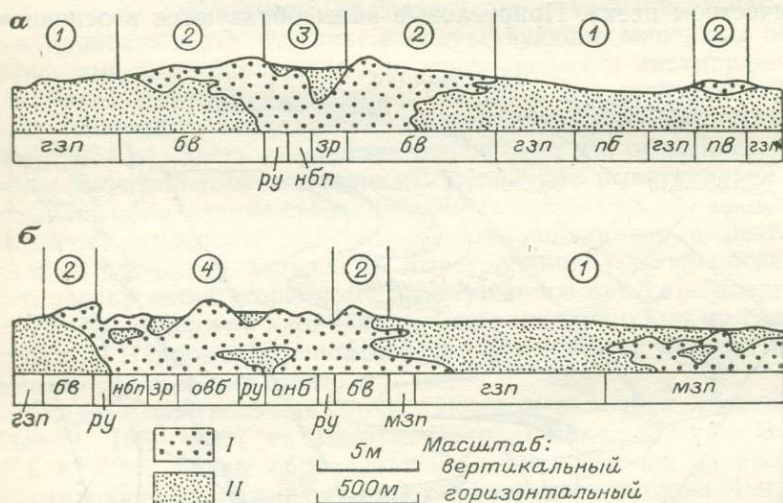


Рис. 7.3. Соотношение между формами рельефа пойм и осадочным материалом равнины р. Инд [28].

а — остаток русла, окруженный закрытыми поймами и разделенный обширными зонами осадков прирусловых валов; б — меандровая равнина, расположенная вблизи от ранее погребенной меандровой равнины и представляющая собой мелкую закрытую пойму (структура б значительно сложнее структуры а).

1 — закрытая пойма; 2 — прирусловые валы; 3 — остаток русла; 4 — меандровая равнина; осадки: I — крупно- и среднезернистые, II — тонко- и мелкозернистые. Осадки баров: онб — низких, овб — высоких; зр — заполнение русла; ру — русловый уступ; вал: бв — береговой, пв — прирусловый; закрытая пойма: мзп — мелкая, гзп — глубокая; пб — пойменное болото; нбп — низкий бар поймы.

нина нижнего течения Инда. Низовья р. Инд имеют сложную систему русел, прирусловых валов, промывов и баров. Иногда при особенно сильных летних наводнениях река меняет свое русло и прокладывает новое, но обычно при ежегодных наводнениях вода затопляет прирусловые валы, а изменений течения не происходит. Эти процессы вызвали образование множества различных форм рельефа и сопутствующих им осадков (рис. 7.3).

В настоящее время вода Инда течет в искусственных берегах и большая их часть отводится в каналы, питающие крупнейшую в мире ирригационную систему. Поэтому аллювиальное осадконакопление в значительной мере сокращено. Руслу реки, существовавшие в недавнем прошлом, прослеживаются по наличию таких разных форм рельефа, как меандровые уступы, прирусловые отмели и пересохшие русла. Можно выявить два самостоятельных типа пойм. Широкая пойма крупной реки способна вместить в себя множество ежегодных наводнений, которые ограничивают развитие прирусловых валов; основными характеристиками этой поймы являются многочисленные и обширные меандровые уступы. Второй тип поймы образован небольшими притоками реки; здесь поймы узкие, с барами и меандрами, ограниченными одним руслом. При ежегодных наводнениях воды с легкостью переливаются через прирусловые валы и образуются обширные затопленные поймы. Основные формы рельефа пойм и сопутствующие им осадки перечислены в табл. 7.1.

ТАБЛИЦА 7.1

**Геоморфологические компоненты и осадки поймы р. Инд [28]**

Геоморфологические подразделения	Сочетания форм рельефа	Осадки
Меандрированная пойма	Меандрированная равнина, остаток русла, активная пойма	Высокого и низкого баров, руслового уступа, руслового заполнения
Валы	Валы разных форм	Берегового, прируслового, паводкового и искусственного валов
Пойма намывания	Пойменные валы	Мелкого и глубокого покровов, пойменного болота

**СТРОЕНИЕ ПОЙМЕННОГО МАТЕРИАЛА**

Детальное структурное исследование различных осадков долины р. Инд было предпринято Холмсом и Вестерном [28]. Они предложили символику номенклатуры для обозначения связи структуры (крупно-, средне-, мелко- или тонкозернистой) и глубины осадков, т. е. для различения ситуаций, когда грубозернистым материалом перекрывается тонкозернистый, и наоборот. Эта

номенклатура отображена в табл. 7.2. Изучение отдельных структурных классов показало, что в ассоциации каждой формы рельефа обычно преобладает один или два класса (табл. 7.3). Так, в прирусловых валах доминирует класс В, в отложениях пойменных болот — класс Dv, а в мелких покровах пойм — класс С. Поэтому существуют основные ассоциации, что показано в табл. 7.4. Несомненно, имеется связь между типом структуры и такими факторами, как превышение, рельеф, заболочивание, соленость, проницаемость и дренаж. Реальная структурная картина поэтому сложнее, но связь между формами рельефа и материалом всегда очевидна.

ТАБЛИЦА 7.2

Номенклатура для описания свойств отложений в долине р. Инд [28]

Номенклатура	Характерная структура
AL	Преобладают грубые пески и супесь
A	Смесь песков и суглинков
Bd	Песками и суглинками перекрываются алевриты и глины на глубине больше 100 см
B	Песками и суглинками перекрываются алевриты и глины на глубине 50—100 см
Bs	Песками и суглинками перекрываются алевриты и глины на глубине меньше 50 см
Xlm	Сложная, но в основном пески и суглинки
X	Сложная, но в основном тонко- и крупнозернистые образования
Xhv	Сложная, но в основном алевриты и глины
Cs	Алевритами и глинами перекрываются пески и суглинки на глубине меньше 50 см
C	Алевритами и глинами перекрываются пески и суглинки на глубине 50—100 см
Cd	Алевритами и глинами перекрываются пески и суглинки на глубине больше 100 см
CdV	В верхних горизонтах преобладают глины
D	Преобладают алевриты и глины
Dv	Возможно, преобладают глины

Сходные связи показаны Рю [Ruhe, 1975 г.] для района р. Миссури (рис. 7.4). Станции 4 и 8 расположены на естественных валах, и в верхней части профиля там преобладают песок и алеврит. Станции 5—7 находятся во впадинах, здесь в верхней части профиля преобладают алеврит и глина, а в нижней наблюдается обратное соотношение. Осадки нижней части профиля представляют собой продукты руслового накопления, тогда как осадки верхней части профиля являются результатом вертикального наращивания. Можно привести множество других примеров подобных связей, например долины Тигра и Евфрата [Buringh, Edelman, 1955 г.] или восточный Льянос в Колумбии [Goosen, 1972 г.].

ТАБЛИЦА 7.3

## Соотношения между структурой отложений и формами рельефа в долине р. Инд [28]

Формы рельефа	Участки данной структурной группы, %						
	AL	A	Bd	B	Bs	Xlm	X
Низкие бары	41	27,5	0,5	4	—	4	2
Русловые уступы	26,7	26,7	—	6,7	—	6,7	33,3
Русловое заполнение	0,7	—	—	—	0,7	—	1,3
Прирусловые валы	10,2	21,3	5,5	33,1	7,1	12,7	21,6
Мелкие покровы поймы	0,4	1,8	—	0,4	—	0,4	10,2
Глубокие покровы поймы	—	—	0,5	1,0	1,0	—	—
Пойменные болота	—	—	—	0,6	—	—	0,3

Формы рельефа	Участки данной структурной группы, %						
	Xhv	Cs	C	Cd	CdV	D	Dv
Низкие бары	—	14,5	6,5	—	—	—	—
Русловые уступы	—	—	—	—	—	—	—
Русловое заполнение	5,7	2,5	24,8	9,6	—	35,0	19,7
Прирусловые валы	—	0,8	—	—	—	—	0,8
Мелкие покровы поймы	11,1	5,8	53,3	8,9	—	6,7	0,9
Глубокие покровы поймы	0,5	—	0,5	8,3	—	80,7	7,3
Пойменные болота	1,5	—	2,4	0,3	5,4	6,3	83,3

ТАБЛИЦА 7.4

## Структуры отложений разных форм рельефа в долине р. Инд [28]

Формы рельефа	Характерная структура
Высокие бары	AL
Низкие бары	A, AL, Cs, Xlm
Русловые уступы	A, AL, Cs, Xlm
Русловое заполнение	D, Dv, Cd, CdV
Береговые валы	D, AL, Bd, B, Xlm
Прирусловые валы	A, Bd, B, Xlm
Паводковые валы	AL, A, Bd, B, Bs, Xlm
Искусственные валы	A, Bd, B, Bs
Пойма с мелким покровом	CdV, Cd, Dv, D
Пойменные болота	Dv, CdV

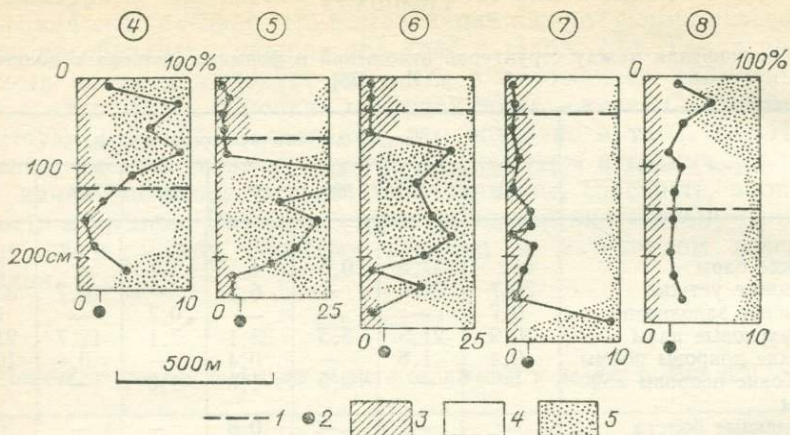


Рис. 7.4. Изменение почв в зависимости от положения и формы рельефа в пойме р. Миссури [Ruhe, 1975 г.].

1 — репер 27,9 м; 2 — отношение грубозернистых структур к мелкозернистым; 3 — глина; 4 — пыль; 5 — песок.

### СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННЫЕ ВОЗМОЖНОСТИ ПОЙМЕННЫХ ПОЧВ

Если аллювиальные почвы дренированы, они обычно бывают очень плодородными. Дренаж невозделанных аллювиальных почв сопровождается существенными изменениями почвенных условий. Этот процесс завершает созревание почв, вызывает значительные потери воды и сжатие почвенного материала, что приводит к образованию многочисленных трещин. В это же время появляются условия для поступления воздуха в почву через трещины и восстановление сменяется окислением. Аллювиальные почвы в своем незрелом состоянии, вероятно, не имеют сельскохозяйственной ценности, но после завершения процесса созревания они могут стать чрезвычайно плодородными. Достигнув созревания, почва может выдерживать сильные периодические наводнения, не теряя при этом своей структуры.

Как было отмечено, аллювиальные осадки всегда отлагаются в форме слоев. Эта стратификация постепенно разрушается под влиянием растений и животных, которые попадают в почву, как только произошло дренирование. Биологическая гомогенизация постепенно достигает все более глубоких слоев, почва становится перемешанной, образуется открытая структура с системой гетерогенных пор. Там, где биологическая гомогенизация ограничена, имеет свои пределы и сельскохозяйственная ценность земель. Освоение аллювиальных почв аридных и полуаридных регионов представляет особую проблему. Осаждение тонких слоев из текущей воды обычно приводит к заилению поверхности почвы, поэтому аридные и полуаридные почвы особенно трудно поддаются

ирригации. Такие почвы покрывают большие площади в долине нижнего течения Инда, в северной части Судана и Нигерии. Самозаиление может быть обусловлено также действием ветра.

### Связь с грунтовыми водами

Связь между грунтовыми водами, почвами и формами рельефа бывает сложной, но ее необходимо учитывать при оценке сельскохозяйственного потенциала пойм. Ирригация может влиять на эти связи, вызывая постоянное повышение уровня грунтовых вод. В 80-х годах XIX в. на Северных равнинах (Виктория, Австралия) отмечался глубокий уровень грунтовых вод, но сейчас в связи с ирригацией он находится в пределах 1 м от дневной поверхности [Currey, 1977 г.]. Этот факт является решающим, поскольку если уровень грунтовых вод достигает корневой зоны, это серьезно влияет на плодородие. Значения этих критических глубин сильно меняются для каждого типа почвы, так как варьируют капиллярные силы; уровень грунтовых вод в глинистых почвах может подниматься до 3 м, а в песчаных почвах повышение составляет только 20 см [Talsma, 1963 г.].

Дополнительную проблему создает неравномерное повышение уровня грунтовых вод, вызывающее появление своеобразных неровностей («бугров»). Образование неровностей может быть связано с чрезмерной ирригацией [Bouwer, 1962 г.]. Это касается проницаемых почв отмерших русел, выполненных осадками речных систем. Почвы, прилежащие к таким речным системам, могут не быть проницаемыми, но повышение уровня грунтовых вод все же возможно. Оно может наблюдаться также вдоль русел, поскольку просачивание из русла создает барьеры давления, что может вести к локальному повышению уровня грунтовых вод, пока он не достигнет дневной поверхности. Карри [Currey, 1977 г.] описал это явление на примере дельты р. Аваш в Эфиопии. Он выявил три системы: а) региональный источник грунтовых вод под равнинами, находящийся под давлением ниже непроницаемого барьера; б) неровности уровня грунтовых вод, образовавшиеся на непроницаемых барьерах; в) неровности уровня грунтовых вод р. Аваш, возникшие в пойме как результат инфильтрации речной воды. Если удастся выявить «бугры» грунтовых вод, то можно и предсказать эффект их воздействия [Kirkham, 1965 г.].

### Проблемы, связанные с соленостью

Для пойменных почв соленость является постоянной проблемой. Содержание соли зависит от типа почвы, ее возраста и климатических условий. Глинистые почвы содержат больше солей, чем песчаные. Соль накапливается тогда, когда из озер и болот испаряется вода и происходят процессы самозаиления, что значительно усиливает запруживание поверхностной воды. Первоначально соль

образуется на поверхности, но затем она может быть погребена при накоплении алевроита и глины.

Относительно молодые переработанные отложения поднятых речных долин содержат наименьшее количество соли. Молодые осадки отмерших русел также включают меньше соли, чем более древние осадки. Грунтовые воды крупных речных равнин обычно отличаются высокой соленостью, и для успешной реализации любого проекта дренирования необходимо учитывать вред, который может нанести вероятное перемещение солей. В ирригуемых районах долины Мерримбиджи, Австралия, соль выступает на поверхности в нескольких отчетливых зонах [England, 1964 г.]. Они расположены у подножия каменистых или гравелистых склонов холмов (что является результатом просачивания воды вниз), а также у краев русел, в районах, где неглубоко залегают водонесные горизонты, и в низких местностях.

Сходные взаимоотношения наблюдаются на равнинах р. Лоддон в Австралии [Masumber, 1969 г.]. Здесь осолонение объясняется типом речной долины и наличием погребенных речных систем. Во многих районах в 2—6 м от поверхности, покрытой более молодыми глинистыми наносными осадками, присутствуют насыщенные водой русловые пески. Заболачивание этих песков усилено обширными болотами с наружной стороны от валов ранее существовавшей реки. В других районах связь между засолением и погребенными речными системами более сложная. Неглубоко залегающие пески могут либо способствовать аккумуляции соли, либо затруднять ее в зависимости от того, обеспечивают ли они сток, переносящий соль с поверхности. Пек [Pекс, 1978 г.] подчеркивал, что засоление распространено также в неирригуемых почвах, особенно в Канаде и Австралии, и что оно тоже связано с типом почв и их топографическим расположением.

Многие из этих проблем надо было разрешить при освоении земель Месопотамской низменности в Ираке. Существует множество работ, посвященных почвенным характеристикам и проблемам ирригации [Smith, Robertson, 1956 г.; Smith, 1957 г.; Harris, 1958 г.; Jacobsen, Adams, 1958 г.]. Многие почвы указанного района загипсованы, что порождает дополнительные трудности. Почвенный профиль состоит из двух контрастирующих слоев: месопотамского аллювия и перекрывающего его гипсоносного материала. Аллювий окрашен в коричневый цвет, имеет тонкую структуру и содержит много кальция, однако гипс в его составе не отмечен, поэтому существует четкая граница между горизонтами. Проблема возникает тогда, когда гипс присутствует в таких количествах, что становится достаточно заметным компонентом почвенного материала. Это происходит при содержании гипса около 10 %, а почвы с содержанием гипса более 25 % являются неблагоприятным субстратом для роста растений [Smith, Robertson, 1962 г.]. Несмотря на эти трудности, аллювиальные равнины крупных тропических рек необходимо осваивать; они так же продуктивны, как равнины умеренных регионов.

## РЕЧНЫЕ ТЕРРАСЫ

Террасы представляют собой отмершие поверхности, не связанные с функционирующим течением рек. Они состоят из двух частей: уступа и площадки, расположенной выше уступа и за ним. Поэтому термин «терраса» обычно используется для обозначения структуры в целом, т. е. и площадки и склона. Следует различать террасы, врезанные в материнскую породу, и террасы, представлявшие собой в прошлом дно аллювиальной долины. Первые являются «стратом», или «цокольной террасой», где склон почти целиком состоит из коренной породы, покрытой только тонким слоем гравия. Терраса второго основного типа — аккумулятивная — целиком состоит из осадков, отложившихся в период намыва. Термин «терраса» иногда используют для обозначения собственно осадка, когда аллювий слагает площадку и склон. Однако в этом случае во избежание путаницы с формой рельефа лучше привлекать такие термины, как «заполнение», «аллювиальное заполнение» или «аллювиальные отложения».

События, ведущие к образованию террас, включают периоды повторяющегося намыва и врезания. Так может сформироваться любое число террас, и в зависимости от масштаба и последовательности осадконакопления и эрозии может отложиться любое количество осадков или различных стратиграфических подразделений. В долине может существовать аллювиальное заполнение, даже если террасы не возникают. В некоторых случаях взаимоотношения террас простые, но очень часто последовательность террасообразования усложнена наличием смытых со склона осадков, а также лёссовыми отложениями (в большей части Европы и в Северной Америке). Перемещение почвы и осадков через площадку террасы вниз по крутому склону делает элементы рельефа неразличимыми, а почвы — очень сложными. Классическим примером такого явления служит долина р. Свратка (Черевен Копец, Брно, Чехословакия). Здесь серия из пяти террас была уничтожена в ходе последовательных периодов отложений лёсса, почвообразования и смыва со склонов. Подсчитано, что накопление лёсса шло около 0,9 млн. лет. В таких случаях почвенные взаимоотношения бывают очень сложными.

## ПОЧВЫ РЕЧНЫХ ТЕРРАС

Связи между почвами и речными террасами хорошо проиллюстрированы на примере Австралии [Walker, 1962 г.]. Во многих водосборных бассейнах с крутым уклоном русла в Науре (Новый Южный Уэльс) наблюдается серия из четырех террас (рис. 7.5).

Терраса  $K_3$  имеет широкую плоскую поверхность, расположенную в 10—12 м над рекой, и состоит из слоистых песков, перекрытых алевролитами и глинами. Терраса  $K_2$  более узкая, она находится в 3 м над рекой. Эта терраса обычно состоит из суглинка и глинистого суглинка, хотя имеется и базальный слой гравия. Терраса  $K_1$  отмечается на изгибе террасы  $K_2$ , сложена суглинками и

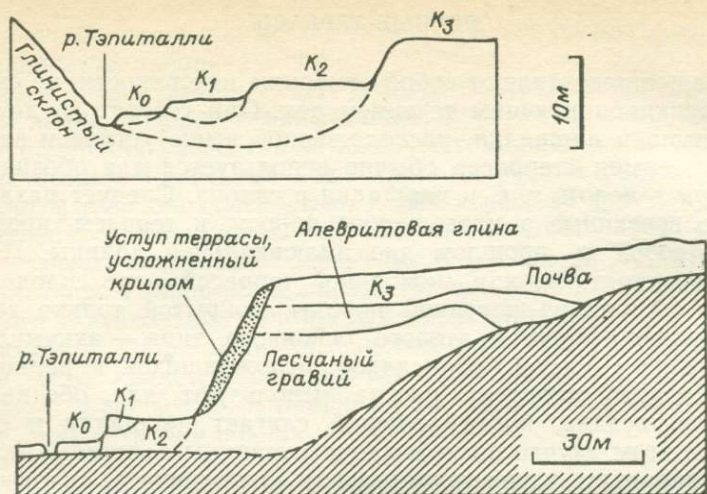


Рис. 7.5. Система террас близ Науры, Новый Южный Уэльс [Walker, 1962 г.].

глинистыми суглинками одинаковой структуры. Терраса  $K_0$  видна в непосредственной близости от реки в 1—2 м над ней. Осадки здесь очень разнообразны и представлены чередованием песка и гравия с редкими слоями алеврита и глины. Вероятно, перечисленные террасы фиксируют простые фазы смены речного вреза и намыва.

Радиоуглеродным методом был определен возраст террас: терраса  $K_3$  —  $29\,000 \pm 800$  лет,  $K_2$  —  $3740 \pm 100$  лет,  $K_1$  —  $3390 \pm 60$  лет,  $K_0$  — современная. Уолкер [Walker, 1962 г.] сделал вывод, что увеличение намыва и формирование террас связаны с изменением климатических условий в сторону более сухого климата.

На террасе  $K_0$  шло очень слабое образование почвы. Видна тонкая слоистость осадконакопления, при этом осадки не гомогенизированы фауной. Почвы террасы  $K_1$  имеют профиль лугового типа, только с горизонтами А и С. Горизонт А представляет собой суглинок и иловатый суглинок с четкой зернистой структурой и следами сильной активности животных. В хорошо дренируемых районах такие следы и органическое вещество присутствуют до глубины 1 м, ниже видны структуры осаждения. Изменение или перемещение минеральных составных частей очень слабое.

Профили почв террасы  $K_2$  серо-коричневые с хорошо различимыми горизонтами А, В и С. Происходит постепенное увеличение содержания глины с глубиной, глинистые покрытия выстилают пустоты в нижней части горизонта В. Почвообразование включает некоторую сегрегацию минеральных составных частей. Красные и желтые подзолистые почвы встречаются на террасе  $K_3$  с характерной нечетко выраженной поверхностью, покрытой мощной пластичной глиной горизонта В. Сегрегация полуторных окислов наблюдается в нижних частях горизонтов  $A_2$  и  $B_1$ ; горизонт  $B_2$  окрашен в красный и желтый цвет с серыми крапинками в глу-

бинной части. Там происходит сильная сегрегация минеральных составляющих, а деятельность животных и проникновение органического материала сокращены.

Хотя стратиграфии террасовых образований на Британских островах уделялось много внимания, исследования почв на этих террасах очень немногочисленны. Возможно, такая ситуация сложилась потому, что в ходе формирования этих террас произошли некоторые серьезные климатические изменения, вследствие чего затрудняется объяснение почвенных различий между террасами только их возрастом. Исключение представляет работа Чартра [9], проведенная в долине р. Кеннет (южная часть Англии). Почвы четырех четвертичных террасовых равнин были изучены очень подробно; установлено, что эти террасы существенно различаются по осадкам и почвам (табл. 7.5). На трех верхних террасах наблюдаются четкие цветовые и структурные отличия от материнского материала. Контакт между материнским и почвенным горизонтами на террасах Фулц-Хилл и Хемстед-Маршалл был нарушен, вероятно, в результате перигляциальной активности.

Эта работа представляется важной, поскольку в ней сочетается детальный анализ почв, включая микроморфологические методы и изучение ассоциаций тяжелых минералов, с рассмотрением геоморфологии и геологии; такой синтез помогает понять эволюцию всей террасовой последовательности (табл. 7.6). На двух наиболее высоко расположенных террасах фаза сильной иллювиации глины и сопутствующей коррозии марганца и покраснения иллювиальных структур представляла собой первую стадию почвообразования. За этим последовали разрушение иллювиальных структур и вторая фаза иллювиации глины, характеризующаяся образованием строго ориентированных ферриаргилланов яично-желтого цвета. Завершается этот процесс второй фазой разрушения, которую сопровождает золотой привнос, и третьей фазой иллювиации глин. Поэтому, вероятно, в полигенетических почвенных профилях может быть объединено множество особенностей, связанных с четвертичной историей вообще. Различия между этими почвами всегда зависят от времени, хотя структура осадков тоже имеет некоторое значение.

Террасовые почвы, описанные Корлессом и Рю [Corless, Ruhe, 1955 г.] в западной части штата Айова, дают иную картину, поскольку террасы покрыты лёссом и в связи с этим формирование почв начинается примерно в одно и то же время. Хорошо развитая терраса, покрытая лёссом, прослеживается вдоль склонов долины р. Нишнаботна; эта терраса, вероятно, представляет собой остаток ледникового зандрово-аллювиального комплекса. Такие же почвы найдены на других террасах и на прилежащих возвышенностях, поэтому создается впечатление, что почвообразовательные факторы одинаково эффективны как на террасах, так и на возвышенностях. Однако вследствие небольших изменений топографии имеются и различия. Там, где сток в низинах и небольших впадинах на поверхности террас затруднен, горизонты А становятся мощнее,

ТАБЛИЦА 7.5

## Почвы четырех террас долины р. Кеннет, Англия [9]

Местоположение	Глубина, см	Цвет (по Мунселлу)	Структура	Прочие характеристики
Фурц-Хилл	0—60	Очень бледно-бурый (10YR 7/4)	Гравий с опесчаненным пылеватым суглинком	Нижняя граница резкая, неправильная
	60—120 и более	Желтовато-красный (5YR 4/8)	Гравий с песчанисто-глинистым цементом	Пятна покраснения
Хемстед-Маршалл	0—120	Светлый желтовато-бурый	Гравий с пылевато-суглинистым цементом	Нижняя граница четкая, неправильная
	120—170	Желтовато-красный (5YR 5/6)	Гравий с опесчаненно-суглинистым цементом	Пятна покраснения
	220—280	Интенсивно-бурый (7,5YR 5/6)	Гравий с небольшим количеством опесчаненно-суглинистого цемента	Признаки речной слоистости
Сетчем	0—50	Светлый желтовато-бурый (10YR 6/4)	Опесчаненный суглинок с редкими камнями (кремень)	Нижняя граница отчетливая, волнистая
	50 (60)—110	Красновато-желтый (7,5YR 6/6)	Опесчаненный суглинок с часто встречающимися камнями (кремень)	Неотчетливые пятна покраснения
	110 и более	—	Гравий	Слоистость на глубине 2 м и более
Бинхем-Грендж	0—120 (150)	От светлого желтоватобурого (10YR 6/4) до темно-бурого (7,5YR 4/4)	Пылеватый суглинок на пылевато-илловатом суглинке	Суглинки подстилаются гравием
	120 (150) и более	—	Гравий	Признаки речной слоистости

ТАБЛИЦА 7.6

## Фазы почвообразования на террасах в долине р. Кеннет, Англия [9]

Фурц-Хилл	Хемстед-Маршалл	Сетчем	Бинхем-Грендж	Предполагаемое время образования
Эоловый привнос	Эоловый привнос	Эоловый привнос	Террасовое осадконакопление	Поздний девенсиан
Криотурбации — образование инволюций, разрушение существующих почв	Криотурбации — образование инволюций, разрушение существующих почв	Криотурбации — разрушение существующих почв, менее выраженное, чем на двух вышерасположенных участках	—	Девенсиан
Почвообразование — промыв ячно-желтых глин	Почвообразование — промыв ячно-желтых глин	Почвообразование — промыв ячно-желтых глин	—	Ипсуич
		Террасовое осадконакопление в снежно-флювиальных условиях	—	Уолстон
Криотурбации	Криотурбации	—	—	
Почвообразование — промыв и покраснение	Почвообразование — промыв и покраснение	—	—	Хоксни
Террасовые отложения	Террасовые отложения	—	—	Англи или древнее

Примечание. На Британских островах девенсиан — поздний плейстоцен, ипсуич — конец среднего плейстоцена, уолстон — средний плейстоцен, хоксни — начало среднего плейстоцена, англи — ранний плейстоцен. Девенсиан, уолстон, англи — ледниковья; ипсуич, хоксни — межледниковья. — *Прим. ред.*

а горизонты В делаются более тонкоструктурными. Другая картина складывается в тех местах, где существуют пологие склоны и вода стекает, а не накапливается.

Таким образом, формирование почв на речных террасах зависит от совокупности форм рельефа и слагающего их материала, а также от возраста террасы. Там, где террасовые последовательности относительно простые, и особенно там, где их можно датировать, имеется значительная дополнительная информация об изменении свойств почвы со временем. И наоборот, анализ свойств почвы необходим для познания исторического развития форм рельефа. Поэтому изучение почв террасовых последовательностей дает сведения, полезные как для почвоведов, так и для геоморфологов.

\* \* \*

Речные поймы и террасы с характерными для них совокупностями форм рельефа и слагающего их материала представляют собой замечательные природные лаборатории для изучения почв и процессов почвообразования. Следует тщательно разделять процессы осадконакопления и почвообразования, поскольку ошибочное рассмотрение последствий осадконакопления может привести к преувеличению скорости почвообразования. Террасовые последовательности являются благодатным объектом для почвоведов, особенно если их можно датировать. Это помогает составить достоверную хронологию почв и сделать выводы относительно скорости почвообразования. Изучение свойств почв дает геоморфологу полезную информацию также о климатических условиях в прошлом, о стабильных и нестабильных фазах в истории ландшафта. Кроме того, изучение пойм и речных террас, их почв и условий важно еще и потому, что эти районы — одни из наиболее густонаселенных и интенсивно осваиваемых земель в мире.

## ПОЧВЫ ПРИБРЕЖНЫХ РАВНИН И ПЕСЧАНЫХ ДЮН

### МАТЕРИАЛ ПРИБРЕЖНЫХ СИСТЕМ

Солончаки и прибрежные равнины сложены из разнообразных материалов, имеющих разное происхождение. Они транспортировались с неодинаковой скоростью и по-разному превращались в стабильные отложения. Как правило, имело место сочетание элементов морского, речного и эолового осадконакопления. Тип переносимого и накапливающегося материала варьирует в зависимости от структуры пород, подвергающихся эрозии. Так, береговые пространства юга и востока Англии, сложенные в основном рыхлыми породами, всегда состоят из алевритовых осадков, тогда как клифовые берега большей части северной Шотландии представлены песчаными отложениями. Речной дренаж районов с преобладающим развитием основных пород поставляет много питательных веществ, благоприятных для растительности соленых маршей, например для *Artemisia maritima* и *Carex divisia*. На других побережьях разнообразные геологические структуры и местные энергетические возможности обуславливают появление смеси частиц песчаной и алевритовой размерности.

Большая часть осадочного материала прибрежных систем Северного полушария представляет собой переработанные ледниковые отложения, образующие в море резерв, который и питает осадочную прибрежную систему. Большие тропические реки дают огромное количество алеврита, поступающего из химически выветрелых внутренних районов. Часть этого алеврита оседает в поймах рек, но большая его часть переносится в морские прибрежные системы, где эти осадки многократно переоткладываются до своего окончательного отложения.

Осуществляются также разнообразные поступления материала, связанные с сезонными климатическими условиями. Кэмпс [Kamps, 1962 г.], работавший в восточном Ваддене, Нидерланды, отмечал более высокое содержание глины весной по сравнению с осенью. Повышенная флокуляция\*, связанная с высокой соленостью воды и коагуляцией частиц в результате более интенсивной летом деятельности живых организмов, вызывает отложение большого количества ила. Осенью соленость воды и деятельность жи-

\* Флокуляция — процесс соединения в комковидные массы мельчайших взвешенных частиц с образованием рыхлых агрегатов, обычно осаждающихся в виде комков и скоплений (например, выпадение из взвеси глинистых частиц в соленой воде). — Прим. ред.

вых организмов понижаются и усиленная штормовая активность обуславливает возрастание притока частиц алевритовой и песчаной размерности.

Разное происхождение прибрежных материалов показано на примере эволюции осадков вдоль побережья Суринама, где найдены как тонкие глины, так и более грубозернистые пески [Augustinius, Slager, 1971 г.]. Они попали на побережье разными путями. Предполагается, что глина ведет свое происхождение из р. Амазонка, откуда она была перенесена в виде взвеси локальными потоками вдоль северного побережья Южной Америки [Reijne, 1961 г.]. Одна часть песчаных отложений происходит из рек Гвианы, другая — из рек Суринама; они переносятся дальними и приливно-отливными течениями. Кроме того, может происходить поступление материала в результате ветровой деятельности.

Взаимодействие множества процессов, происходящих в прибрежных системах, и разнообразных материалов приводит к уверенности в том, что на побережье создается сложная система форм рельефа. Многие из этих форм сначала являются нестабильным субстратом для почвообразования и растительности, но затем, в результате аккреции или изменения уровня моря, могут начаться процессы почвообразования. Поэтому последовательность почвообразования определяется формами рельефа и слагающими их материалами.

#### СИСТЕМЫ ПРИБРЕЖНЫХ ФОРМ РЕЛЬЕФА

В пределах приливно-отливной отмели по вертикальным приливно-отливным колебаниям можно определить местные геоморфологические условия. При этом, обращая внимание на неявные связи между формами рельефа, осадками и осадочными структурами, можно выявить множество зон (рис. 8.1). В районах с умеренным климатом приливно-отливные зоны характеризуются сложной системой ручейков и протоков. В морской зоне отмечаются очень пологие склоны, направленные в сторону моря. Эта зона сложена песками с размерностью частиц от грубой до средней. Местами в изобилии могут встречаться обломки раковин, а содержание глины возрастает от берега к морю. Протоки и проливы вблизи основного приливно-отливного потока могут иметь ширину до 600 м и глубину 20 м, а в засоленных маршах они сужаются до 2 м и глубина их становится около 1 м. За береговыми валами часто находятся слепо заканчивающиеся протоки, очень широкие и глубокие. Вероятно, в прошлом они были связаны с ручейками, а теперь заполняются более тонкозернистыми осадками. В протоках осадки более грубозернистые, чем на прилежащих участках, что связано с быстрыми течениями.

Бухты делятся на две основные группы. Большие, глубокие и открытые бухты находятся в самой широкой части прибрежного комплекса, тогда как мелкие бухты с наиболее низким уровнем моря (в прилив менее 50 см) характерны для внутренних районов.

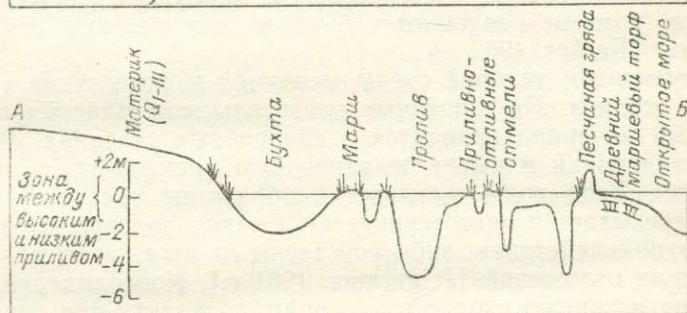


Рис. 8.1. Основные геоморфологические подразделения в прибрежных районах [Harrison, 1975 г.].

Такие разные условия среды определяют различные физические структуры осадков и состав биоты.

Зона между средними уровнями малых и полных (больших) вод сложена главным образом песком, особенно вблизи ручейков. На некотором расстоянии от ручейков идет накопление ила и песка и образуется зона песчаных баров и илистых отмелей, лишенная растительности и пересыхающая при малой воде. При среднем уровне полных вод происходят значительные изменения. Скорость течения падает, и откладываются более глинистые осадки. Снижается частота затоплений, что способствует развитию растительности. Это в свою очередь ускоряет заиливание, но поскольку затопления происходят все реже и реже, снижается также скорость осадконакопления.

Вдоль берегов ручьев отмечается быстрое увеличение мощности осадков, обуславливающее последующую инверсию рельефа; почвы,

которые возникнут на этих валах, будут иметь более низкое содержание глинистого компонента и будут лучше дренироваться. Периодические колебания приливо-отливных стоков обеспечивают крупномасштабное перемещение осадков за относительно короткий период времени. Исследования, проведенные в Каерлавероке (Дамфрис, Шотландия) показали, что практически все 60 га солевого марша образовались менее чем за 140 лет.

Организмы, обитающие на приливо-отливной отмели, играют важную роль в процессе аккреции. Многие нитчатые водоросли обладают способностью захватывать значительные количества алеврита. Гинсберг и его сотрудники [Ginsberg e. a., 1954 г.] в ходе серии экспериментов обнаружили, что культура водоросли *Phormidium* может за 24 ч образовать поверхностный слой осадка мощностью 4 мм. Моллюски тоже способны влиять на аккрецию. Они либо создают неровность грунта, что усиливает осадконакопление [Gillham, 1957 г.], либо переводят глину в состав фекальных комочков, которые осаждаются быстрее, чем частицы неизменной глины [Kamps, 1962 г.].

С изменением условий среды меняются и физические характеристики осадков. На лишенных растительности илистых отмелях осадочный материал находится в анаэробных условиях, он почти неконсолидирован и имеет ограниченную проницаемость порядка  $10^{-7}$  мкм<sup>2</sup>. Уход воды вызывает необратимое обезвоживание, и почва пересыхает и растрескивается. Осадки подвергаются консолидации под действием либо собственного веса, либо веса перекрывающих отложений [Jelgersma, 1961 г.]. Консолидация может влиять на истинную скорость аккреции, поскольку при определенных условиях годовая аккреция может быть скомпенсирована оседанием осадочного материала в результате его уплотнения [Stearns, MacCreary, 1957 г.].

В тропических прибрежных районах глины скапливаются на илистых отмелях, связанных с берегом. В Южной Америке такие илистые отмели часто состоят из ила, который, очевидно, представляет собой гель, образовавшийся в условиях повышенной концентрации тонких частиц [Diephuis, 1966 г.]. Эти частицы формируют структуру, которая осаждается как единое целое, и ил постепенно превращается в незрелую глину в процессе осаднения частиц. Как только поверхность ила становится выше среднего приливо-отливного уровня, начинается рост мангровых деревьев (*Avicennia nitida*), что способствует процессам осадконакопления, ибо деревья действуют как фильтр и замедляют скорость течений.

#### ПОЧВООБРАЗОВАНИЕ И РАЗВИТИЕ СОЛЕННЫХ МАРШЕЙ

Когда идет аккреция и осадки более длительное время остаются над уровнем воды, происходят постепенные изменения микро-рельефа. При боковом разрастании валов первоначально выпуклые контуры поверхностей открытых илистых отмелей становятся во-

гнутыми. Затем рельеф выравнивается, поскольку поступление материала в более высоко расположенные районы сокращается, а в низко лежащие районы осадки продолжают поступать. Растения, первыми осваивающие эти земли, закрепляют осадки. Сначала растения располагаются пятнами, образуются холмики, покрытые небогатой растительностью. Однако когда осадки аккумулируются, растительный покров распространяется и становится более разнообразным. Депрессии, поначалу представляющие собой широкие мелкие каналы, постепенно создают разветвленную систему ручьев, пересекающих возвышенные соленые марши.

Свойства образующихся в результате этих процессов почв зависят от физического и минералогического строения материнского материала, а также от факторов среды, ныне действующих и существовавших в прошлом. Материнский материал трансформируется главным образом выщелачиванием растворимых солей и природного карбоната кальция, окислением, восстановлением и замещением железосодержащих минералов, образованием физических структур и проникновением органического вещества. В районах, которые большую часть времени покрыты водой, никакого окисления и почвообразования не происходит. Районы, ближе расположенные к берегу, особенно приподнятые соленые марши и гряды, периодически пересыхают и растрескиваются. Надо отметить, что небольшие вертикальные различия в высоте над уровнем моря вызывают серьезные различия в условиях затопления. Так, в зал. Мокемб (Англия) [Gray, Bunce, 1972 г.] передовые зоны соленого марша затапливаются в среднем 350 раз в году, тогда как низкие маршевые луга — около 200, а высокие — только около 50 раз.

Неконсолидированные материалы с суглинистой и глинистой структурой и значительным содержанием карбоната кальция благоприятствуют образованию хорошо структурированных почв, но только в том случае, если они не постоянно увлажняются и не слишком долго содержат соли. Районы, постоянно находящиеся выше уровня высокой воды, страдают от колебаний уровня грунтовых вод. Низкий уровень грунтовых вод летом влечет за собой подповерхностное пересыхание и образование трещин, что в свою очередь вызывает появление твердых призматических и угловатых глыбистых агрегатов.

Замедляющее влияние плохого дренажа на структурообразование видно на примере почв, сформировавшихся на отложениях дна ручья. Эти почвы имеют рыхлую поверхностную структуру, а ниже 30 см они становятся бесструктурными. При появлении трещин и разрывов возникают внутренние напряжения в материале, что приводит к образованию гораздо более плотного поверхностного почвенного слоя, чем это можно было ожидать. Напряжения обусловлены тем, что корни растений-пионеров неравномерно извлекают влагу из почвенной толщи, а также нерегулярным увлажнением во время сезона дождей. Напряжения в некоторой степени компенсируются пластическим течением, которое наблюдается в плазма-

тических структурах подпочвы. В целом этот процесс до сих пор не ясен. Когда почва высыхает, содержание соли в ее верхнем слое, вероятно, значительно возрастает. Предполагается, что когда вода проходит через трещины и поры биологического происхождения, концентрация электролитов в почвенном растворе вблизи пор увеличивается, происходит пептизация и часть почвенной массы перетекает в подпахотный слой.

Если почва обработана, а затопления предотвращены, то почвообразование зависит в основном от сезонных колебаний уровня грунтовых вод. В почве можно различить три зоны: первая лежит ниже самого низкого уровня грунтовых вод и является зоной постоянного восстановления; над ней расположена зона, которая находится то в условиях аэрации, то в условиях насыщения водой, и поэтому она периодически то окисляется, то восстанавливается; третья зона, ближе всего расположенная к дневной поверхности, подвергается полузатоплению только на короткое время и никогда не бывает анаэробной в значительной степени. Наиболее четко эти зоны выявляются в пористых суглинистых или песчаных материалах, поскольку глинистые почвы могут иметь один непроницаемый слой (или более одного), который ограничивает просачивание дождевой воды. В районах с благоприятными почвенными условиями и местоположением происходит быстрое выщелачивание и содержание соли здесь обычно низкое. Засоленные почвы, как правило, встречаются в плохо дренируемых районах и вблизи от берега, где они подвергаются действию брызг соленой воды.

На ранних стадиях почвообразования основная часть адсорбированных ионов связана с кристаллической решеткой глинистых минералов. Поэтому катионообменная способность осадков зависит от присутствия глинистых минералов, для каолинита она составляет 3—15 мг-экв/100 г, иллита — 10—40, монтмориллонита — 80—150. Как в морской воде, так и в песке отмечается дефицит азота, но в маршевый ил азот поступает благодаря его фиксации из атмосферы синезелеными водорослями. Поэтому содержание питательного материала варьирует в зависимости от близости к морю и от типа растительности.

На ранней фазе созревания почв влияние живых организмов велико. На приливо-отливных отмелях такие виды, как *Ensis* sp., *Solen* sp., *Tegelus* sp., *Callianassa* sp. и *Arenicola* sp., населяют отдельные норки в песчаных осадках высоких приливов. Когда осадки становятся тоньше, приобретают большое значение *Crasostrea* sp., *Mercenaria* sp. и роющие черви. Изоподы, амфиподы, черви и *Mercenaria* sp. в изобилии присутствуют в очень тонких глинистых осадках; они способствуют аэрации и тщательному перемешиванию осадков и подготавливают материал для почвообразования. Живые организмы важны также и на более поздних стадиях почвообразования. Так, Грин и Аскью [Green, Askew, 1965 г.] объясняют высокое плодородие почв марша Ромни в Кенте улучшением дренажа, обусловленным деятельностью растений, муравьев и земляных червей.

На ранних стадиях почвообразования скорость инфильтрации низкая даже в песчаных маршевых почвах. Это отчасти является результатом дефицита вертикальных структур, но играют роль и многие другие факторы. Понс и Зонневельд [Pons, Zonneveld, 1965 г.] ввели коэффициент  $n$ , показывающий изменения в ходе созревания почвы:

$$n = (A - 0,2R)/(L + bH),$$

где  $A$  — общее содержание воды, г/100 г сухой почвы;  $L$  и  $H$  — содержание глины и органического вещества в сухой почве, %;  $R$  — содержание неглинистых минеральных частиц, % ( $R = 100 - H - L$ );  $b$  — соотношение водоудерживающей способности органического вещества и глины.

Значения  $n$  для нормальных почв варьируют от 0,3 до 0,4, тогда как для рыхлых недавно отложенных илов  $n = 3 \div 5$ . Илистые отмели в условиях малой воды имеют коэффициент  $n \approx 2$ , а самые низкие соляные марши — от 1,2 до 2,0.

### ДЕКАЛЬЦИФИКАЦИЯ МОРСКИХ ПОЧВ

Выщелачивание карбоната кальция из осадков является одним из наиболее важных процессов на ранних стадиях почвообразования. Исследования, проведенные в Нидерландах, показали, что процесс декальцификации непрост и состоит из множества стадий. Обнаружено, что в некоторых случаях более древние осадки содержат больше карбоната кальция, чем более молодые. Зуур [Zuur, 1936 г.] первым обратил внимание на эту проблему, и с тех пор многие исследователи придерживаются предположения, что декальцификация может происходить в процессе вертикального роста осадков [Edelman, 1950 г.; Веппема, 1953 г.; De Smet, 1954 г.; Van Straaten, 1954 г.; Zonneveld, 1960 г.]. Эти выводы означают, что карбонат кальция может теряться также во время транспортировки осадков.

Было показано наличие определенного количества  $\text{CaCO}_3$  в мелком морском илу вдоль побережья Северного моря, причем более тонкие фракции имеют довольно постоянное содержание  $\text{CaCO}_3$  [Verhoeven, 1962 г.]. Бруин и Тен-Хаве [Bruin, Ten Have, 1935 г.] обнаружили только небольшое количество тонкозернистого карбоната кальция; Доглас [Doeglas, 1950 г.] не нашел разницы в распределении частиц берегового песка по размеру до и после исчезновения  $\text{CaCO}_3$ . Таким образом, в процессе осадконакопления карбонат кальция подвергается такой же сортировке, как и прочие частицы минералов, а не осаждается в ходе биохимических процессов, как предполагалось ранее [Edelman, 1950 г.; Веппема, 1953 г.; Zonneveld, 1960 г.].

В период вертикального роста маршевых лугов карбонат кальция как поступает, так и выщелачивается. С появлением растительности усиливаются образование и распад органического материала, а также идет накопление углекислого газа. Усадочные тре-

щины увеличивают проницаемость почв. Зуур [Zuur, 1936 г.] придает особое значение влиянию проницаемости на выщелачивание, тогда как другие исследователи [Benneba, 1953 г.; Zonneveld, 1960 г.] считают, что оно вызвано увеличением давления углекислого газа, которое усиливает декальцификацию. Ван дер Слуййс [Van der Sluijs, 1970 г.] пришел к выводу, что разные условия заиливания являются основной причиной современных различий в содержании карбоната кальция и в глубине декальцификации морских глинистых почв в Нидерландах. Это означает, что должна существовать тесная связь между декальцификацией, формами рельефа и микрорельефом земной поверхности.

### СВЯЗЬ МЕЖДУ ПОЧВАМИ И ФОРМАМИ РЕЛЬЕФА

Многие связи, отмеченные выше, можно проиллюстрировать на отдельных примерах. Подходящим районом для этого является марш Ромни в Кенте, где были проведены обширные исследования почв [25]. Сложные осадки и исходный почвенный материал можно разделить на несколько основных категорий. Мощные отложения песка Мидли-Сэнд имеют грубую структуру, глина и алевроит в них представлены слабо, а карбонат кальция, как правило, отсутствует. В нескольких местах песок обнажается и образует серию отчетливо видных банок, которые в прошлом могли представлять собой песчаные отмели или дюны, а затем подверглись расчленению и переработке в ходе погребения под глинами (синие глины) и более молодыми осадками. Глины имеют высокое содержание алевроита (2—50 мкм) и являются исходным материалом для почв в заполненных аллювием лощинах. Обширные отложения торфа встречаются на разных глубинах, а наличие пней свидетельствует о том, что деревья росли *in situ* в период с низким уровнем моря [Gilbert, 1933 г.]. Образцы дерева, взятые из торфа, имеют радиоуглеродный возраст около 3000 лет [Callow e. a., 1964 г.], а образцы дерева (вероятно, березы) из приливно-отливной полосы  $3040 \pm 94$  и  $3360 \pm 92$  года [Gilbert, 1968 г.].

После образования торфа осадконакопление привело к созданию осадочных структур разного возраста и неодинаковой сложности. Самым крупным отдельным элементом является галечный фестончатый форланд, который создают следующие друг за другом гряды, возникшие во время штормов [Lewis, 1932 г.; Lewis, Balchin, 1940 г.]. Хотя галечник, состоящий большей частью из кремнистой гальки, химически инертен, зародился ряд растительных сообществ. После образования торфа развитие марша Ромни было очень сложным, шло «отложение более тонкого материала в условиях, определяемых постоянным изменением конфигурации береговых баров и различной защитой, которую они оказывают от воздействия моря, относительными колебаниями уровня моря, изменениями течений рек... и дренажа» [25, с. 17].

Можно выделить различные ассоциации форм или типов рельефа, которые отражаются в почвенных ассоциациях. Эти связи

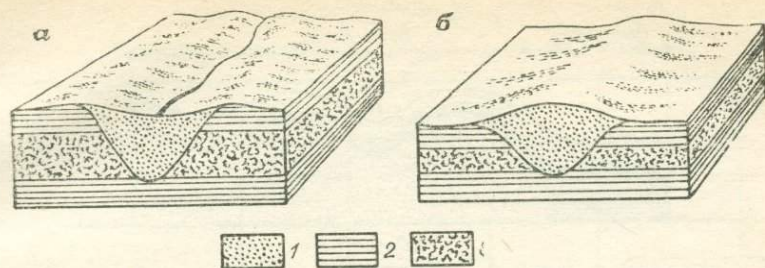


Рис. 8.2. Развитие инверсионных гряд на марше Ромни в Кенте [25].

*a* — заиленный ручей; *б* — речная гряда.  
1 — песок; 2 — глина; 3 — торф.

могут быть показаны на примере района декальцифицированного (Старого) Маршленда. Одной из наиболее заметных структур являются речные гряды, которые в поперечном сечении всегда симметричны и образуют сложную разветвленную систему. Считается, что они представляют собой систему речных рукавов, врезанных в мощные отложения торфа и позднее заполнившихся глиной, алевроитом и песком (рис. 8.2, *a*). Когда местность высыхает, падение уровня грунтовых вод способствует усадке торфа между речными рукавами, при этом глубже лежащий (под рекой) торф остается незатронутым. Это приводит к инверсии рельефа, и прежние речные рукава становятся грядами (рис. 8.2, *б*). Локальные различия в высоте и форме гряд связаны с разной мощностью торфа. Низкие инверсионные гряды встречаются там, где отложения торфа маломощные (рис. 8.3, *a*); узкие гряды образовались из глубоких речных рукавов, эродированных в мощном торфе, в связи с его большей усадкой (рис. 8.3, *б*).

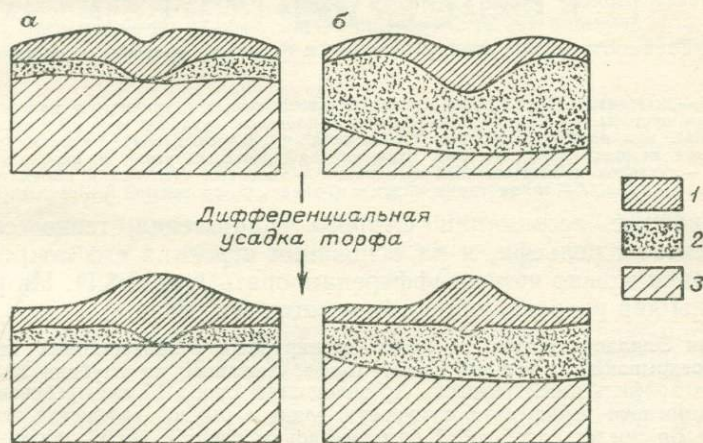


Рис. 8.3. Развитие инверсионных гряд разных размеров и формы [25].

1 — осадки, лежащие над торфом; 2 — торф; 3 — осадки, лежащие под торфом.

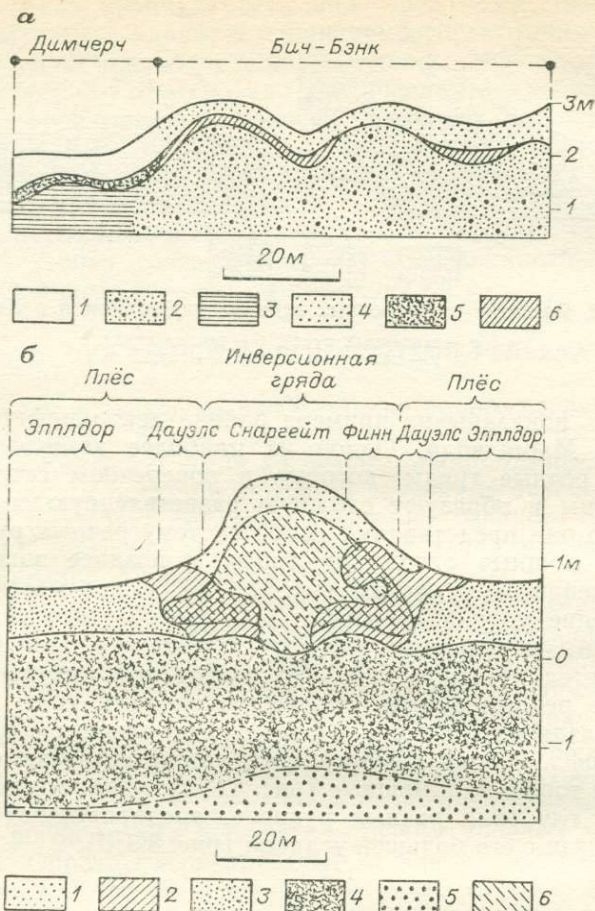


Рис. 8.4. Взаимоотношения между почвами и формами рельефа на марше Ромни [25].

Рис. а: 1 — пылеватая глина, 2 — галечник, большей частью с глинистым материалом, заполняющим пустоты, 3 — синяя глина (пылевато-иловатый суглинок или пылеватая глина), 4 — галечный или иловатый суглинок, 5 — темная органическая глина, местами с торфом, 6 — галечная темная глина, местами включающая древесный уголь и кирпичную глину; рис. б: 1 — суглинок и опесчаненный суглинок, 2 — иловатый суглинок и пылеватая глина, 3 — глина, 4 — торф, 5 — синяя глина (пылевато-иловатый суглинок), 6 — известковая зона.

Почвенные ассоциации Старого Маршленда тесно связаны с элементами рельефа, и на основании строения его покрова эти ассоциации можно четко дифференцировать (табл. 8.1). На рис. 8.4 показаны два разреза, иллюстрирующие эти связи.

Серия Эпплдор состоит из плохо дренируемых безызвестковых глинистых почв, перекрывающих мощный пласт торфа, лежащий на глубине 30—60 см. Типичный профиль имеет горизонт Ag мощностью около 15 см, представляющий собой интенсивно темно-серую гумусовую глину с рыхлой глыбистой текстурой. Горизонт Vg представляет собой безызвестковую глину с грубо призматической текстурой.

Серия Дауэлс состоит из тонкоструктурных почв, перекрывающих мощный пласт торфа на глубине 60—100 см. Преобладающими отложениями здесь яв-

ТАБЛИЦА 8.1

## Строение почвенных ассоциаций на марше Ромни [25]

Характеристики	Пылеватая глина или глина	Иловатый суглинок над пылеватой глиной или глиной	Иловатый суглинок	Суглинок или опесчаненный суглинок	Супесь или песок
Состав глубже 7 см сходный или более тонкий, чем в горизонте В	Димчерч	Брензетт	Финн	Снаргейт	Мидли
Материал от суглинка до песка между 6 и 10,5 см	Ивичерч				
Мощный торф между 6 и 10,5 см		Дауэлс			
Мощный торф выше 6 см	Эпплдор				

ляются алевроитовая глина и глина; поскольку они расположены выше, то дренируются лучше, чем серия Эпплдор. Почвы серии Снаргейт, доминирующие на крупных речных грядах, представляют собой умеренно дренируемые суглинки и опесчаненные суглинки. Они доходят до глубины как минимум 60 см, а ниже содержание песка часто увеличивается до глубины 3 м и более. Серия Финн содержит почвы с более тонкой структурой, чем почвы серии Снаргейт, и дренируется хуже. Они замещают почвы серии Снаргейт, когда гряды глинистые, а не песчаные.

Почвы серии Димчерч представляют собой типичную алевроитовую глину, хотя верхние 30 см почвы могут быть иловатым или пылегато-иловатым суглинком. Серия Ивичерч очень похожа на предыдущую, но в почвах между глубинами 60 и 100 см имеются горизонты грубого механического состава. Здесь структуры более грубые или менее развитые по сравнению с горизонтами, расположенными на таких же глубинах в почвах более тонкого механического состава. Если почвы не листоватые, то они не обладают пластичностью и встречаются обычно там, где песчаные линзы расположены вблизи от поверхности.

Эти примеры достаточно ясно показывают связи между осадками, элементами рельефа, дренажем и почвами. Они свидетельствуют также, что колебания уровня моря происходили довольно часто и что их было достаточно для изменения локальных соотношений между эрозией и осадконакоплением. Даже когда уровень моря не меняется, может идти постепенное накопление материала и многие прибрежные комплексы быстро регрессируют. На п-ове Дельмарва скорость регрессии определяется в 10 м/год, и если эта скорость сохранится, то единственным отражением берегового комплекса будет углубление протоков бухт [Harrison, 1975 г.]. На многих побережьях ситуация усложнена тем, что за последние 10 000 лет произошла серия трансгрессий и регрессий. Это означает, что почвы сформировались на разнообразных осадочных материалах и что некоторые слои торфа могут лежать между слоями песка и алевроита.

## ПОЧВЫ ПРИБРЕЖНЫХ СИСТЕМ ПЕСЧАНЫХ ДЮН

Для систем прибрежных песчаных дюн характерны некоторые особые свойства. Эти системы часто представляют собой правильную последовательность от более активных и нестабильных передовых дюн на краю берега до более древних и стабильных, покрытых растительностью дюн, находящихся дальше от моря. Другая важная особенность — это наличие системы ложин, расположенных между дюнами и ориентированных по их простирацию. Для того чтобы возникла береговая дюна, должно произойти следующее: либо мористее образуется новая дюна, либо дюна достигнет своей максимальной высоты, а затем подвергнется эрозии со стороны суши. В результате первого процесса добавляются новые гряды, следующие друг за другом, которые в конце концов стабилизируются; система же эродируемых дюн может годами оставаться неустойчивой, пока не станет постоянно неподвижной. Когда преобладают ветры, дующие с моря, самая высокая дюна будет расположена на некотором расстоянии от берега, а если преобладают ветры, дующие с берега, то самая высокая дюна будет ближайшей к берегу. Скорость миграции дюн может сильно варьировать, часто она составляет 3—7 м/год.

Природа дюнных почв и растительности подробно изучалась, а о дюнных ложинах собрано меньше сведений. Солсбери [Salisbury, 1925 г.] в своем раннем исследовании по Британским островам (он изучал песчаные дюны Блэкин-Пойнт в Норфолке) дал предпосылки для дальнейших работ на эту тему. Установлено, что с увеличением возраста происходит постепенное выщелачивание карбонатов и в сочетании с повышением содержания органического материала осуществляется переход от щелочных условий к кислым. Сначала выщелачивание идет быстро, затем скорость его снижается, поскольку лимитирующим фактором становится не количество атмосферных осадков, а количество карбоната. На ранних стадиях скорость выщелачивания зависит от размеров обломков раковин (процесс замедляется, если эти фрагменты большие). Выщелачивание временно приостанавливается, если под действием ветра поступает дополнительный материал в дюнную систему. Поэтому выщелоченные слои и слои, богатые органическим материалом, могут стать погребенными.

Эти основные положения хорошо проиллюстрированы подробным исследованием Барретта [Barratt, 1962 г.], проведенным в Нортумберленде, Англия (рис. 8.5). Засоленные передовые дюны образуются вокруг участков, поросших пыреем (*Agropyron junceum*); гумусовый материал сосредоточен в светло-серых пятнистых примазках в зоне максимального развития корневой системы, на несколько сантиметров ниже свежееотложенного песка. Серые примазки содержат гнилые листья, опутанные белыми и коричневыми гифами грибов. Основные аккумулялирующиеся дюны над уровнем самого высокого прилива укрепляются песчаным песколюбом (*Ammophila arenaria*). Темно-серые горизонты с обилием корней (мощность 5—10 см) разделены интервалами (60 см) тем-

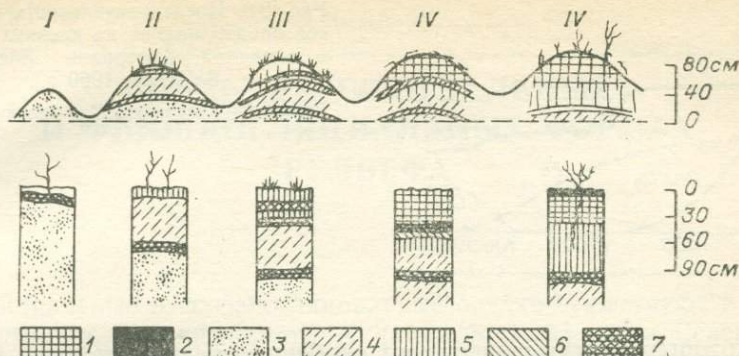


Рис. 8.5. Последовательность преобразования дюн в Нортумберленде, Англия [Barratt, 1962 г.].

Дюны: I — передовая, II — основная, III — консолидированная, IV — неподвижная серая. 1 — буроватый гумус, окрашенный песок; 2 — аморфный гумус; песок; 3 — неокрашенный, 4 — светло-серый, 5 — серый, 6 — темно-серый; 7 — накопление отмерших корней.

но-серых песков. На консолидированных дюнах песок накапливается медленнее и корневые горизонты встречаются через 15 см.

В темных гумусовых горизонтах гифы грибов окружают зерна песка, объединяя их в группы. Гифы играют важную роль в стабилизации горизонтов с множеством корней. Растительный покров более обилен на неподвижных дюнах с мхами, лишайниками, низким травостоем и темным серо-коричневым, почти черным пахотным слоем мощностью до 2 см, содержащим корневой войлок из тонких корней. Местами вертикальная последовательность чередующихся светло-серых и темно-серых горизонтов мощностью 1—2 см распространяется под дневную поверхность до глубины 8 см. На самых древних дюнах в большем количестве растут кустарники, черно-бурый гумусовый горизонт достигает мощности 8 см и перекрывает более светлый бурый слой.

Небольшие различия в увлажнении почв на молодых и старых дюнах, а также на дюнах и в лощинах определяют ход почвообразовательного процесса, особенно в отношении окисления органического вещества. Молодые почвы лощин сначала имеют значительное преимущество, особенно когда питательные элементы и другие минералы аккумулируются в лощинных системах. Это обязательно отражается на почвенных профилях и значениях pH. Скорость накопления органического материала зависит от первоначального количества окиси кальция в дюнах. На дюнах, где отмечается ее недостаток, возможна ранняя колонизация *Calluna*, сопровождающаяся увеличением скорости аккумуляции лесного опада. Поэтому здесь преобладают более кислые условия, распад лесного опада замедляется, складывается благоприятная ситуация для образования органического вещества.

Большинство систем прибрежных песчаных дюн можно датировать с точностью только до нескольких сотен лет, и поэтому сведения о долговременных изменениях почв ограничены. Однако

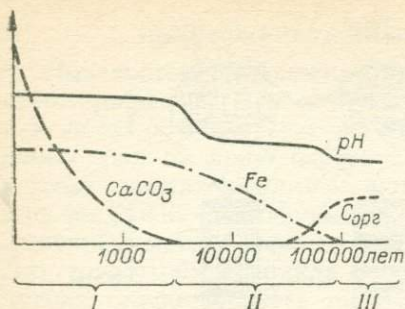


Рис. 8.6. Последовательность процессов оподзоливания на древних дюнах в западной Австралии [McArthur, Bettenay, 1960 г.].

Дюны: I — Квиндалуп, II — Спирвуд, III — Бассендин.

в некоторых местах существуют особенно древние системы песчаных дюн, причем их возраст можно определить достаточно точно. Одна из таких систем расположена на прибрежной равнине Сван в западной Австралии (рис. 8.6); здесь можно установить три основных направления дюн, при этом самое древнее датируется 200 000 лет [McArthur, Bettenay, 1960 г.]. Удаление всех карбонатов из пород с высоким содержанием окиси кальция заняло от 100 000 до 200 000 лет. С полной потерей карбонатов показатель pH падает примерно на две единицы. При эффективном вымывании, характерном для более сырых и хуже осушаемых районов, происходит и постепенная потеря железа.

\* \* \*

Образование почв на песчаных дюнах и недавно обнажившихся морских осадках является сложным процессом. И дюны, и морские осадки потенциально неустойчивы; существует постоянное взаимодействие между профилем развивающейся почвы и процессами эрозии и осадконакопления. Тем не менее можно отметить некоторые важные положения. Специфичностью осадков береговой равнины и форм рельефа часто определяется природа почв, что ясно видно на примере таких районов, как марш Ромни. В соответствии с этим можно спланировать схемы дренажа и освоения земель для многих регионов земного шара. В тех районах, где последовательности береговых равнин поддаются достаточно точной датировке, можно проследить историю почвообразования. Сведения, почерпнутые из наблюдений почвенного профиля, дают возможность выделить периоды геоморфологической активности.

Все это справедливо и для дюнных систем, хотя в этом случае часто используется иная временная шкала. Стабилизация земной поверхности сопровождается постепенным выщелачиванием карбонатов, падением значений pH и увеличением содержания органического вещества. В конце концов образуется полностью развитый почвенный профиль. В связи с некоторым сходством материала и форм рельефа многие из положений, рассмотренных в этой главе, можно отнести и к районам, сложенным гляциальными осадками. Такие районы анализируются в следующей главе.

## ПОЧВЫ НА ГЛЯЦИАЛЬНЫХ И ФЛЮВИОГЛЯЦИАЛЬНЫХ ФОРМАХ РЕЛЬЕФА

Гляциальные и флювиогляциальные осадки существуют в виде непрерывного или пятнистого чехла на большей части Северного полушария. В этих районах они часто являются тем фундаментом, с которым приходится иметь дело инженерам-строителям. Именно поэтому важно исследовать почвы, образовавшиеся на таких осадках. Добавим, что многие из сравнительно недавних гляциальных событий можно датировать с достаточной точностью. Это означает, что можно установить и скорость почвообразования. Для этих осадков применяют разные названия — «валунная глина», «ледниковый нанос» и «тиллер». Термин «валунная глина» неудачный, поскольку многие гляциальные осадки вовсе не содержат валунов и очень редко состоят из одной глины. Название «ледниковый нанос», как правило, включает в себя флювиогляциальные и ледниково-озерные осадки. «Тиллер» — наиболее точный общий термин; он и будет использоваться далее.

Исследования почвы в сочетании с геологией поверхностных отложений и геоморфологией гляциальных образований полезны для специалистов. Как подчеркивал Скотт [Scott, 1976 г., с. 51], «почвы... в Канаде были подробно изучены, но лишь немногие ученые провели хоть какие-то количественные исследования тилля, исходный материал которого (верхние 1—2 м) превратился в почву. В связи с таким подходом к изучению процессов почвообразования много внимания уделялось климатическим различиям и различиям в рельефе и меньше внимания обращалось на воздействие региональных и местных различий в составе тилля; таким образом, внимание ученых было обращено не в ту сторону».

Объем данной книги не позволяет детально рассмотреть все формы и процессы, участвующие в гляциальном и флювиогляциальном осадконакоплении. Все, что мы попытались сделать, — это пролить свет на те закономерности, которые существуют в формах рельефа, сложенных гляциальными и флювиогляциальными осадками, выявить тесную связь между ними и пространственным распределением самого почвенного покрова, а также проанализировать специфические аспекты почвообразования.

### ГЛЯЦИАЛЬНЫЕ И ФЛЮВИОГЛЯЦИАЛЬНЫЕ ОСАДКИ

Характеристики осадков варьируют в зависимости от условий той среды, откуда они транспортируются и где накапливаются. Было уточнено [Sugden, John, 1976 г.] утверждение о том, что

существует только три основных способа гляциального осадконакопления: 1) либо материал может высвободиться из льда в его основании или у поверхности при таянии, 2) либо он может переноситься по поверхности льда и при таянии проникать под лед, 3) либо он может транспортироваться между основанием льда и твердой породой или подстилающим ледниковым наносом. Исследования действующих в настоящее время ледников показывают, что первые два процесса имеют наибольшее значение. Эти механизмы вызывают образование тилля с широким диапазоном механического состава, формы частиц, цвета, пористости, проницаемости и компактности. Такая изменчивость всегда влияет на характер и типы изменений, вызываемых выветриванием и почвообразованием.

Для флювиогляциальных условий характерны колебания в расходе наносов, как долгосрочные, так и краткосрочные. В осадках отмечается тенденция к стратификации, частицы имеют близкую к округленной форму. И осадки, и формы рельефа в высшей степени разнообразны, они варьируют от узких изогнутых гребней эскеров (озов) до обширных площадей, занятых намывными песками или зандровыми отложениями. Любую систему классификации и терминологию, которые используются в связи с этими осадками и формами, следует, вероятно, подвергнуть пересмотру, поскольку обогатились [Price, 1973 г.] наши знания о флювиогляциальных условиях и осадках, связанных с современными ледниками. Флювиогляциальные формы и осадки можно различать на основании условий осадконакопления и близости или отдаленности их от края льда.

Предледниковые осадки обычно формируют гладкие и непрерывные покровы с песками и гравием; они хорошо сортированные и четко стратифицированные. Это подтверждается исследованием осадков центральной части Шотландии [McLellan, 1971 г.]. В зандровых покровах отмечается довольно высокое содержание гравия, тогда как осадки, контактирующие со льдом, обычно содержат частицы более широкого размерного диапазона, хуже сортированные, с крупной галькой и связанными с ней алевритовыми линзами. Пласты имеют тенденцию к прерывистости и разломам, а их поверхность неровная, с частым чередованием гребней, холмов и впадин.

Тип осадков, формы рельефа и характер почвенного покрова зависят от положения льда в прошлом и от числа оледенений, которым подвергался данный район. Осадконакопление в зоне абляции ледника наиболее сложное, здесь идут процессы образования конечной морены, осуществляются разгрузка материала, накопление под ледником слоев валунной глины, таяние и затопление, а также здесь сказывается давление льда. Наличие флювиогляциальных, а возможно, и перигляциальных процессов еще более усложняет процесс осадконакопления. Поэтому можно ожидать,

что последовательность осадков, найденных в бывших ледниковых районах, будет очень сложной, и это должно отразиться на характере почвенного покрова.

### ЛАНДШАФТЫ ГЛЯЦИАЛЬНЫХ И ФЛЮВИОГЛЯЦИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Связи между формами рельефа и осадочным материалом и зависимость их от положения внутри или напротив ранее существовавших масс льда позволяют выявить характер ландшафта. Возможно, эти типы ландшафтов осадконакопления наиболее заметны на картах среднего масштаба. Прест [Prest, 1968 г.], работавший на Северо-Западных территориях Канады, показал, что зона друмлинов к северу сменяется зоной удлинённых друмлиноидов, затем друмлинообразной основной мореной и, наконец, рифленой основной мореной. Другие исследователи установили, что у внешней зоны абляции за параллельными конечными моренами обязательно следует зона ледниковой дезинтеграции с характерными котловинами.

На основании многих фактов Сагден и Джон [Sugden, John, 1976 г.] представили модель типов аккумулятивных ландшафтов, которые должны сформироваться по периферии среднеширотного плейстоценового ледяного щита (рис. 9.1). В деталях ситуация оказывается более сложной, но тем не менее можно сделать некоторые важные выводы. Рю [Ruhe, 1950 г.] показал, что для мореного покрова различного возраста характерны разные соотношения крутизны склонов, так как чем древнее тилль, тем лучше он освоен дренажной сетью и тем круче склоны его форм рельефа. Это отражается на почвах, образующихся на соответствующих склонах.

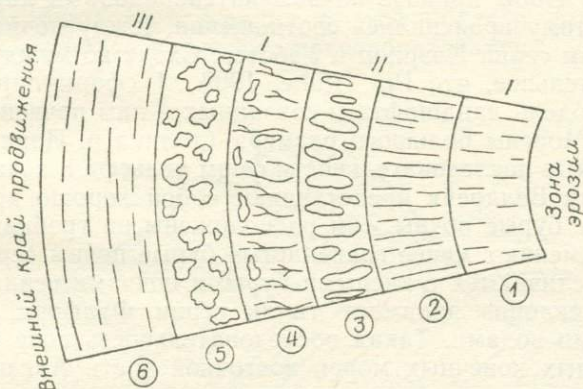


Рис. 9.1. Последовательность ландшафтов гляциального осадконакопления [Sugden, John, 1976 г.].

Зоны: I — перехода, II — активная, III — абляции.

I — рифленая донная морена; 2 — друмлинообразные гряды; 3 — друмлины; 4 — друмлины и эскеры (озы); 5 — структуры дезинтеграции; 6 — конечные морены.

Отчетливые типы форм рельефа позволяют предсказать ожидаемый почвенный покров. Некоторые из этих связей между почвой и ландшафтом изучаются в настоящее время.

### ПОЧВЫ НА КОНЕЧНЫХ МОРЕНАХ

Во многих районах, подвергшихся когда-то действию ледников, существуют ярко выраженные связанные между собой гряды и мелкие впадины. Гвинн [Gwynne, 1942 г.] отнес такие районы в штате Айова к стадияльным моренам отступающего ледника поздневисконсинского возраста. Эти морены связаны с сезонным интерстадиалом отступающего фронта льда, что сопровождается частичным наполнением и увеличением мощности материала, отложившегося в период таяния. Такой характер форм рельефа сильно влияет на распределение влажности, и это отражается на типах почв; результатом является ленточное распространение основных типов почв [Gwynne, Simonson, 1942 г.].

Почвы серии Клэрион расположены на грядах. Для них характерны хороший естественный дренаж и три слабовыраженных горизонта. Горизонт А (мощность 25—35 см) имеет буровато-черный цвет и промежуточную структуру, горизонт В (10—50 см) окрашен в темный желтовато-бурый цвет. Почвы мелких впадин относятся к серии Уэбстер и обладают ограниченным дренажем. Горизонты А здесь более мощные (30—50 см), окрашены в черный цвет и имеют массивную структуру, а горизонты В менее мощные (10—25 см) и окрашены в темно-серый цвет. В этом случае выявление характера морен помогло при картировании почв.

На моренах больших размеров, как, например, ледниковый язык Де-Муан в штате Айова [Oshwald e. a., 1965 г.], различий в характеристиках дренажа и осадочного материала оказалось достаточно, чтобы придать почвам катеноподобный характер (см. гл. 4). Поэтому прояснились соотношения между почвами, подобными почвам серий Клэрион и Уэбстер. Сходство между районами столь разительное, что Рю [Ruhe, 1969 г.] сформулировал обобщающую модель ландшафта и связанных с ним почвенных систем (рис. 9.2). Морены большого размера (долина р. Йорк в Англии) имеют сходные последовательности форм рельефа и почв (рис. 9.3). Почвы серии Велдрейк представляют собой хорошо дренируемые суглинистые бурые почвы, они расположены на гребнях. Ниже по склону их сменяют менее гравелистые бурые почвы серии Эскрик. Эти почвы сливаются с кислыми бурыми почвами серии Келфилд. Подножие склонов занимает тилль серии Фулфорд, связанный с грунтовыми водами. Такая последовательность почв характерна для обширных конечных морен восточной части Англии.

Перечисленные почвенные последовательности стабильны, и почвообразование, вероятно, активно протекало по крайней мере в последние 10 000 лет. Морены, расположенные вблизи от действующих в настоящее время ледников, служат прекрасными природными лабораториями для изучения хода почвообразовательного

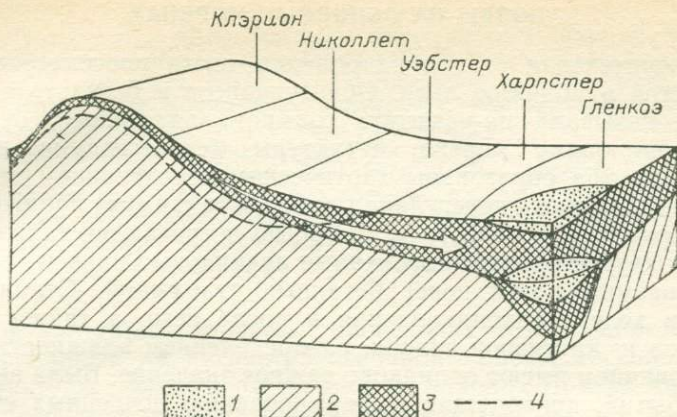


Рис. 9.2. Почвенная ассоциация Клэрион—Николлет—Уэбстер в штате Айова [Ruhe, 1969 г.].

1 — болотный ил; 2 — тилль; 3 — суглинки холмов, болотные илы; 4 — глубина до карбонатов.

процесса. Во многих случаях эти морены можно датировать с высокой точностью, что дает возможность определить интересные временные периоды. Исследования, проведенные на Аляске [Crocker, Major, 1955 г.; Crocker, Dickson, 1957 г.], значительно дополнили знания об изменениях некоторых свойств почв в зависимости от времени. Как правило, показатель pH верхних слоев имеет более низкие значения и карбонат кальция выщелачивается из системы. С увеличением возраста падает содержание азота, а содержание органического углерода повышается. Тип растительности тоже влияет на скорость этих изменений; максимальное преобразование в единицу времени происходит в почвах под зарослями ольхи. Дальнейшие исследования в этой области должны дать материал для выводов о скорости почвообразования.

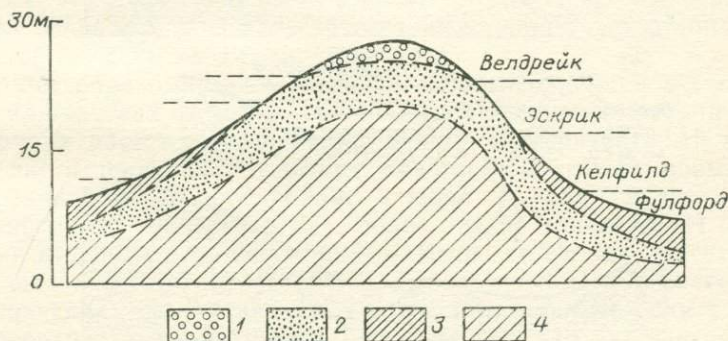


Рис. 9.3. Почвы на морене в долине р. Йорк, Англия [Matthews, 1971 г.].

1 — гравий; 2 — каменистый песок; тилль: 3 — суглинистый, 4 — глинистый.

## ПОЧВЫ НА ОСНОВНЫХ МОРЕНАХ

Заключительная стадия накопления тилля повсеместно включает застой и абляцию льда. Образующиеся в результате формы рельефа называли по-разному: холмисто-западинный, бугристая дезинтеграционная морена, структуры дезинтеграции ледника. Формы рельефа образованы хаотическим чередованием холмов и бугров, разделенных нерегулярно перемежающимися понижениями. Холмы состоят в основном из тилля, но встречаются также песок, гравий и грубо стратифицированные ледниковые наносы, частично перекрываемые слоем переработанных отложений. Стабильность склона в ходе осадконакопления и после него, а также зависимость между крутизной склона, распределением влажности и почвообразованием имеют одинаково важное значение. Была выявлена цепь событий, приводящих к формированию почвенных структур в ландшафтах этого типа [Acton, Fehrenbacher, 1976 г.] (рис. 9.4).

В ходе фазы 1 перед полным растаиванием льда снос тонкого материала со склона водой приводит к аккумуляции плохо сортированных алевритов и глин в понижениях. Можно ожидать, что часть тилля перераспределится под

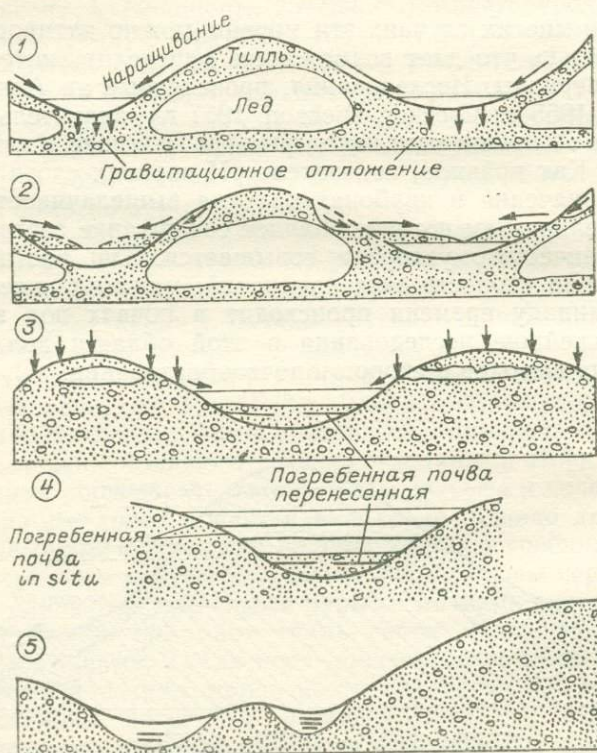


Рис. 9.4. Происхождение осадков и образование почв на бугристых основных моренах [Acton, Fehrenbacher, 1976 г.].

действием солифлюкции и прочих форм движения масс (фаза 2). Когда лед тает, происходит инверсия рельефа и эти перетолженные осадки теперь обнаруживаются на вершинах (фаза 3). Продолжающиеся перемещения и переработка осадков в ходе солифлюкции и движения масс приводят к заполнению новообразованных впадин, и все уже появившиеся почвы транспортируются или погребаются (фаза 4). Радиоуглеродный анализ таких почв в Саскачеване дал возраст  $8410 \pm 140$  лет [Martel, Paul, 1974 г.]. Эти процессы, вероятно, происходили вскоре после окончательной абляции льда. Периоды стабильности и нестабильности благоприятствовали появлению ряда горизонтов, богатых органическим материалом, и последующему их погребению; в конце концов склоны стабилизировались окончательно и образовалась современная почва (фаза 5).

Вероятно, такие процессы происходят в большинстве почв, сформированных на бургристой основной морене, поскольку сходные структуры обнаружены во многих районах Британских островов. Аналогичная последовательность почв описана для Ланкаширской равнины [Crompton, 1966 г.]. Бурые почвы встречаются на склонах холмов разной крутизны; их профили включают горизонты А или Ар, состоящие из супеси среднезернистой структуры, цвет — от бурого до красновато-бурого. Подстилающий горизонт состоит из бесструктурного, рыхлого и несвязанного песка от ярко-бурого до желтовато-бурого цвета. Обычно в этом горизонте встречаются слои гравия и камней. Оглеенные бурые почвы появляются на более низких склонах и в некоторых хорошо дренируемых лощинах. Глеевые почвы грунтового увлажнения обнаруживаются в замкнутых лощинах, где происходят заметные колебания уровня грунтовых вод.

Почвы на гребнях холмов относительно маломощные, в процессе их образования осадочный материал непрерывно транспортируется. Почвы, расположенные ниже, часто бывают алевроитовыми и насыщенными органическим материалом. Эти почвы почти целиком формируются в отложенных осадках, они более мощные. Процессы эрозии и аккреции оказывают, вероятно, более заметное влияние на свойства почв, чем выветривание *in situ*. Этот вывод был сделан Уолкером при исследованиях в штате Айова [Walker, 1966 г.]. Наличие следующих друг за другом слоев в центральных частях депрессий свидетельствует о чередовании фаз стабильности и нестабильности на соседних склонах.

Таким образом, можно выявить общие тенденции в свойствах почв на участках от холма до впадины. Содержание органического материала растет с увеличением мощности горизонта Ah и всего почвенного профиля. В почвах впадин отмечаются повышенное выщелачивание и образование элювия (о чем свидетельствует формирование горизонтов Ae), более низкие значения pH и более слабая насыщенность основаниями. Выше по склону присутствуют ярко выраженные горизонты Csa, а ниже по склону в более влажных профилях они встречаются реже. Растворимые соли уносятся из поверхностных горизонтов, они движутся вертикально по отношению к подстилающим горизонтам и латерально по отношению к нижней части склона. Количество столбчатых отдельностей возрастает по направлению к депрессиям, поскольку карбонаты уда-

ляются из горизонтов В; в конце концов усиливается вторичная глыбистая структура в иллювиальных профилях, присущая горизонтам Вt.

Эти примеры еще раз показывают, что в ассоциациях форм рельефа произошло значительное перераспределение материала. Лощины и впадины являются получателями алевроитов и глин, смытых с окружающих склонов; легко представить, что почвы и поверхностный осадочный материал преобладают в таком движении. Однако не всякая поверхность прошла через периоды нестабильности, и даже на нестабильных склонах были периоды относительной стабильности. Поэтому не надо забывать и о процессах выветривания. Можно ожидать изменения нескольких метров поверхностных гляциальных и флювиогляциальных осадков с образованием глинистых выветрелых зон, особенно на сравнительно плоских стабильных участках. Есть два главных пути формирования тонкозернистых материалов из гляциальных осадков: первый — изменение под действием выветривания *in situ*, второй — преобразование под влиянием эрозии и следующего за ней осадко-накопления. Ученых долгое время занимал вопрос о способах различения этих двух процессов и материалов.

### ГУМБОТИЛ И АККРЕЦИОННЫЙ ГЛЕЙ

Многие из древних (поздневисконсинских) моренных отложений в Северной Америке покрыты серыми липкими глинами. Мак-Джи [McGee, 1891 г.] был одним из первых, кто обратил внимание на этот материал, покрывающий тилль периода канзасского оледенения в штате Айова. Эти осадки впоследствии получили название «гумбо», и хотя определяли их по-разному: как флювиогляциальные осадки, как результат коллювиальных процессов или как лёсс,— Мак-Джи считал их остаточным материалом, образовавшимся при поверхностном выветривании. Кэй [Kay, 1916 г.] предложил для этого материала название «гумботил». Он определил гумботил как сильно выщелоченную глину, окрашенную в цвет от серого до темно-серого, нелистоватую, раскисленную, очень липкую. При увлажнении гумботил становится крахмалоподобным, но в сухом состоянии он очень твердый и вязкий. Гумботил, как правило, является продуктом выветривания тилля.

Были изучены природа материала и процесс выветривания [34]. Выветривание начинается сразу после осадконакопления и проходит ряд стадий, таких как окисление, выщелачивание и образование элювия (рис. 9.5).

На ранних стадиях (1, 2) формируется горизонт 1, эквивалентный почвенному горизонту А, а глина становится элювиальной. На стадии 2 появляется окисленный, но не выщелоченный слой (горизонт 4). Последующее выщелачивание приводит к стадии 3, и карбонаты постепенно уничтожаются. Затем начинается сильное селективное выветривание кремния (стадия 4), и с течением

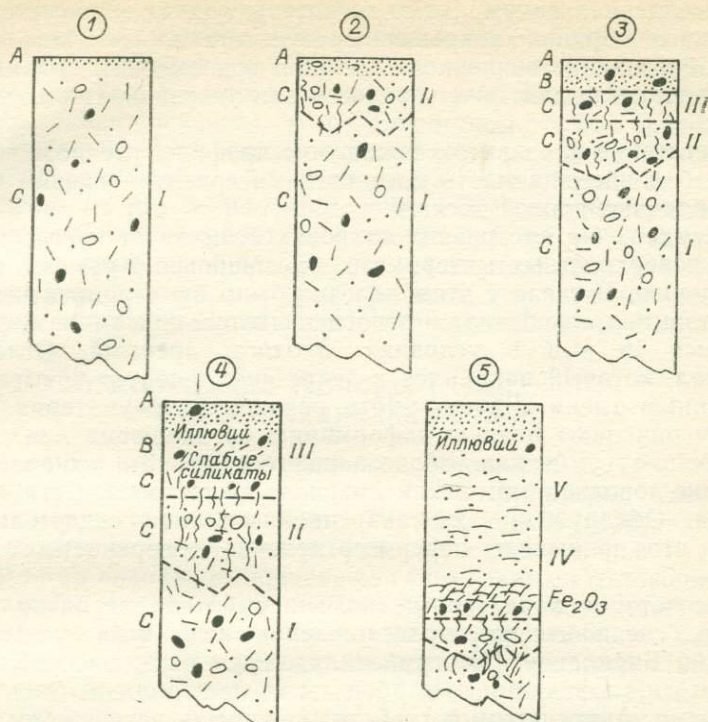


Рис. 9.5. Процесс выветривания на ледниковом тилле [34].

Тилль: I — неокисленный невыщелоченный, II — окисленный невыщелоченный, III — окисленный выщелоченный, IV — монтмориллонит; V — гумботил.

времени должен, как предполагается, образоваться характерный для гумботила профиль (стадия 5). Для такой последовательности выветривания обязательным условием является плохой дренаж.

Некоторые исследователи утверждают, что гумботил не сформировался *in situ*, а является тонким намывным осадком. Так, Крузекопф [Kruskopf, 1948 г.] считает, что все характеристики гумботила указывают на то, что по происхождению он является водным или озерным и что он сразу откладывался как гумботил, а не стал таковым после накопления. Во время осадконакопления гумботил выветривался и выщелачивался. Фрай и его сотрудники [21] продолжили и усложнили дискуссию, выделив пять возможных путей образования гумботилоподобного материала:

а) аккумуляция наиболее тонких из переносимых ледником компонентов обломочных наносов в предледниковых озерах;

б) медленное наращивание тонкозернистых осадков в болотистых или маршевых участках на моренной равнине; при этом материал образуется в результате выветривания прилежащих, но чуть выше расположенных участков поверхности моренной равнины и удаляется в процессе плоскостного смыва;

в) медленная аккумуляция тонкоструктурных эоловых осадков в условиях марша и аккреция в результате плоскостного смыва;

г) образование почвенного профиля при высоком уровне грунтовых вод, когда действуют процессы как аккреции, так и выветривания;

д) оглеение в развитом почвенном профиле, где первоначальная слабая проницаемость исходного материала и низкий рельеф обуславливают плохой дренаж.

Очевидно, что на древних покровах существует множество похожих поверхностных материалов, но совершенно разных по происхождению. В связи с этим полезно было бы ограничить применение термина «гумботил» и относить его только к глинам, образовавшимся *in situ* в условиях плохого дренажа. Огленный материал, который накопился в депрессиях, следует называть аккреционным глеем. Важно уметь различать эти материалы, поскольку они дают разную информацию об эволюции ландшафта. Присутствие гумботила, образовавшегося *in situ*, означает, что в течение довольно длительного периода существовали стабильные условия. Обнаружение же аккреционного глея свидетельствует о том, что произошло перераспределение поверхностного материала.

По сочетанию характерных свойств гумботила, вероятно, можно выявить специфическое происхождение всех этих материалов. Согласно Биркленду [5], гумботил должен быть массивным, лишённым стратификации, и карбонаты из него должны быть выщелоченными. Аккреционный глей должен иметь четкие слои с контрастным механическим составом, а также серию слоев, богатых гумусом. В случае аккреционного глея переход к нижележащему свежему тиллю должен быть резким, а в случае гумботила — постепенным. На профилях гумботила химическое разложение и чередование глинистых минералов должны точно соответствовать их положению, тогда как в аккреционном глее глинистые минералы не обнаруживают закономерной связи с различными степенями выветривания.

Образование «классического» профиля гумботила занимает много времени, но заметные изменения в верхней части тилля могут быть вызваны даже выветриванием, действовавшим сравнительно короткий период. Эти изменения бывают настолько ярко выраженными, что создается впечатление, будто существует два, а не один тилль с поверхностным выветриванием. Такой случай отмечался в восточной части Англии, когда на примере глин Хессл-Клэй, которые считались самостоятельными отложениями и четко датировались девенсийским временем, было показано [Catt, Penny, 1966 г.], что многие характеристики этих глин, принимаемые за диагностические, возможно, явились результатом изменений, вызванных послеледниковым почвообразованием. Поэтому глины Хессл-Клэй следует рассматривать только как глубоковыветрелый покров, у поверхности которого расположен тилль, а не как стратиграфическое подразделение.

Изменения, вызванные выветриванием, особенно в глинистых минералах, препятствуют использованию таких минералов в качестве либо стратиграфических индикаторов, либо индикаторов исходного тилля. Так, Квигли и Огунбадейо [45] показали, что высокое содержание смектитов в поверхностном тилле некоторых районов Северной Америки не отражает ни различий моренного покрова, ни различий в источнике сноса. Оно указывает только на окисление *in situ* и на выщелачивание, удалившие соответственно хлориты и карбонаты, существовавшие первоначально. Поэтому для правильной интерпретации гляциальных и флювиогляциальных отложений, их стратиграфии и четвертичной истории необходимо детальное знание процессов выветривания тилля.

### ГЕОТЕХНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГЛЯЦИАЛЬНЫХ И ФЛЮВИОГЛЯЦИАЛЬНЫХ ТОЛЩ

Гляциальные и флювиогляциальные отложения играют особую роль при строительстве на большей части территории Северной Америки, севера Европы и Азии. Геотехнические свойства этих осадков важны также при изучении эволюции склонов и ландшафта. Многие склоны, выполненные гляциальными отложениями, из-за механизма осадконакопления или состава осадочных материалов либо нестабильны, либо потенциально нестабильны. Хорошо иллюстрирует этот факт работа Скемптона [Skempton, 1953 г.] об эволюции склонов валунных глин Шоттон-Болдер-Клэй в северо-восточной части Англии. Многие отдельные формы рельефа, как, например, друмлины, также потенциально нестабильны из-за сочетания форм и материалов, и это влияет на подповерхностное движение воды. В настоящее время почти повсеместно признается важность гляциальных форм рельефа для строительства.

Считается, что природные склоны в тилле очень крутые. Прочностные характеристики нетронутого тилля обычно высокие, но стабильность уменьшается в связи с подвижностью массы тилля. Некоторые дефекты, вероятно, появляются во время образования тилля, например при высыхании или замерзании, происходящем вслед за осадконакоплением. Наличие ископаемых ледяных клиньев может обуславливать значительную рыхлость, и многие случаи обвала склонов в Англии, сложенных гляциальными осадками, объяснялись именно этим [Hutchinson, 1974 г.]. Глыбы тилля обваливаются кусками, ограниченными вертикальными плоскостями обрушения, которые определяются литологическим составом.

Влияние трещин на сопротивление сдвигу глинистого тилля в центральной части Шотландии было открыто [McGown, Saldivar-sali, Radwan, 1974 г.] при исследовании неглубоких ущелий. Клон [Klohn, 1961 г.] зарегистрировал в Британской Колумбии склоны, устойчивость которых контролируется маломощными зонами чрезвычайно пластичной отполированной глины. Сильнотрещиноватый тилль имеет сложные гидравлические свойства, которые влияют на систему подземного стока. Если содержание глины

высокое, то у тилля обычно бывает сильное сцепление, относительно небольшой угол внутреннего трения, малый коэффициент консолидации (из-за более низкой проницаемости). При низкой концентрации глины тилль имеет слабое сцепление, большой угол внутреннего трения и высокий коэффициент консолидации.

Изменчивость параметров тилля велика, но все же существует возможность связать в общих чертах геотехнические свойства тилля со способом его образования. Растаявший тилль имеет механический состав, типичный для транспортируемых обломков, а степень их консолидации зависит от давления осадков, а также от влияния высыхания и замерзания. В процессе скопления могут появляться группы валунов; в некоторых случаях разноразмерные фракции зерен распределяются неслучайно, что делает структуру потенциально более сжимаемой. Большой частью тилль сильно переуплотнен и имеет горизонтальные трещины скалывания или трещины, возникающие при снятии нагрузки. Струйчатый тилль может быть похожим на растаявший, за исключением тех случаев, когда структура течения накладывается на внутриледниковую. Некоторый струйчатый тилль обладает весьма изменчивым механическим составом и может быть обогащен или обеднен тонкими фракциями. Сложная последовательность высыхания и намокания, замерзания и оттаивания тилля также вызывает комплексные изменения его консолидации. Общая проницаемость гляциальных осадков при наличии песчаных и гравийных тел увеличивается, а сжимаемость уменьшается. При наличии глиняных линз картина будет обратной.

Ранее речь шла о химических и физических изменениях, вызываемых выветриванием. Этим процессом обуславливаются также фундаментальные перестройки геотехнических свойств, так что с глубиной часто проявляются их систематические изменения. Некоторые из них перечислены в работе Квигли и Огунбадейо [45]:

а) уплотнение — поверхностные почвы уплотняются до максимального значения  $0,13-0,24 \text{ г/см}^3$ , что меньше, чем плотность глубже лежащего невыветрелого материала, особенно если из него выщелочены карбонаты;

б) пределы Аттерберга — нижний предел текучести увеличивается от 20 % на глубине 2 м до 52 % ближе к поверхности, активность течения тоже увеличивается соответственно от 0,4 до 1,0;

в) потенциал разбухания — измеренный параметр (разбухание под действием давления 7 кПа) увеличивается от нуля на глубине 2 м до 7 % для бескарбонатных выветрелых поверхностных почв;

г) остаточный угол трения — этот показатель в поверхностных почвах сокращается до  $18^\circ$  по сравнению с  $27^\circ$  в невыветрелых почвах;

д) растрескивание — обширное приповерхностное растрескивание и горизонтальная параллельность глинистых пластинок уменьшают общую прочность.

При столь тесной связи между генезисом тилля и его геотехническими свойствами изучение моренных ландшафтов дает ценную информацию как инженерам-строителям, так и геоморфологам, которых интересуют вопросы эволюции форм рельефа, сложенных такими осадочными материалами. Педологические и геотехнические методы исследований очень помогают при геоморфологическом и геологическом изучении областей развития тилля и его стратиграфической истории. И наоборот, геоморфологический подход позволяет оценить значимость тех или иных структур почвы, например прослоек камней, гумусовых слоев и т. д. Он показывает, что со времени последнего оледенения произошли значительные перераспределения материала и разнообразные изменения ландшафта. Почвы и формы рельефа тесно связаны между собой и должны рассматриваться в совокупности.

\* \* \*

Изучать почвы на гляциальных и флювиогляциальных формах рельефа сложно, но весьма важно, так как в северных районах они служат фундаментом построек. Среди множества названий для ледниковых отложений наиболее общим термином представляется «тилль».

Значительное разнообразие морфологических форм рельефа, сложенного ледниковыми и флювиогляциальными отложениями, обусловлено особенностями протекания процессов накопления, перемещения и таяния ледников, транспортировки и аккумуляции обломочного материала ледниками и водами при частичном или полном таянии льдов. От места и продолжительности процессов почвообразования зависит строение почвенного покрова; весьма интересным, в частности, является гумботил — своеобразная элювиально-почвенная модификация тилля.

Наличие почв среди гляциальных и флювиогляциальных отложений имеет важное палеогеографическое и стратиграфическое значение, что более подробно рассмотрено в следующей главе.

## СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ПОЧВ

### ОБЩИЕ ПРИНЦИПЫ

Почвы могут дать обширные сведения по эволюции ландшафтов. Почвообразование требует времени, поэтому почва отражает период относительного затишья в геоморфологической эволюции. Наличие почв может быть единственным свидетельством того, что в ходе циклов эрозии и осадконакопления были периоды относительной стабилизации. Природа почв предоставляет информацию об условиях среды в период почвообразования. Конкреции карбоната кальция, железистые корки, глинистые минералы (например, каолинит) и различные обменные катионы могут дать сведения о специфических условиях среды. Однако корреляционные связи между свойствами почв и условиями среды недостаточно изучены, чтобы можно было делать определенные выводы.

Наибольший интерес представляют те почвы, которые были погребены под более поздними осадками, и их уже ископаемые структуры. Погребенные почвы привлекают внимание потому, что в пределах стратиграфической летописи они являются единственным показателем временных перерывов. При использовании почв для изучения стратиграфии надо, чтобы была возможность различать структуры почвенного профиля, которые по своему происхождению являются главным образом седиментологическими, от структур чисто почвенного генезиса. Здесь задача та же самая, что и при изучении аллювиальных почв (см. гл. 7). Эта неопределенность означает, что не следует рассматривать почвы отдельно, исключая прочие критерии. Стратиграфический подход к изучению почв следует начинать с материалов, наблюдаемых в поле, по которым можно изучать процессы и делать выводы об эволюции почв. Стратиграфический подход облегчает координацию и синтез информации из смежных наук о Земле.

Почвы, используемые для корреляции, называются почвенно-стратиграфическими подразделениями. Американский стратиграфический кодекс [American Commission on Stratigraphic Nomenclature, 1961 г.] определяет почвенно-стратиграфическое подразделение как почву, обладающую такими физическими свойствами и стратиграфическим положением, которые позволяют распознать и закартировать ее в качестве стратиграфического подразделения. Поскольку стратиграфическое положение является определяющим фактором, любое почвенно-стратиграфическое подразделение может состоять (а возможно, и состоит) из нескольких почвенных еди-

ниц. Почву следует изучать как мантию — покров, который можно проследить на обширной территории. Свойства почвы могут варьировать, но стратиграфическое положение остается постоянным.

Чтобы быть настоящим почвенно-стратиграфическим подразделением, почва должна обладать свойствами, которые были бы почвенными по происхождению и соответствовали бы свойствам почв других подразделений стратиграфической последовательности. По этой причине лучше использовать не стратотипы, а стратотипические местности. Поэтому Комиссия по палеопочвоведению INQUA [59] установила, что профили почв должны прослеживаться латерально, чтобы можно было определить их пространственную изменчивость. Высказывание в пользу стратотипического разреза было сделано Фолльмером [Follmer, 1978 г.] для сангамонских почв Северной Америки, которые из всех погребенных почв, вероятно, наиболее широко известны и лучше всего изучены. Этот разрез, в сущности, представляет собой палеокатену и должен содержать весь диапазон условий дренажа и топографии, характерных для почвенно-стратиграфического подразделения. В случае сангамонской почвы он должен включать в себя профили: плохо дренируемый, богатый органическим материалом аккреционный глей; слабодренируемый *in situ*; не очень хорошо дренируемый и очень хорошо дренируемый.

Для детальной реконструкции эволюции ландшафта необходимо выявлять корреляции между почвами, расположенными на коротком расстоянии друг от друга. Это достигается главным образом путем анализа и интерпретации погребенных почв. Был предложен [Morrison, 1967 г.] термин «геосол» для обозначения основного почвенно-стратиграфического подразделения, но этот термин до сих пор еще не является общепринятым. В данной книге этот термин применяется. По палеопочвам имеется обширная литература; в этой главе мы попытаемся разрешить только некоторые методологические проблемы, связанные с идентификацией и интерпретацией палеопочв. Есть работы, где палеопочвы рассмотрены более исчерпывающе [59; Morrison, Wright, 1967 г.; Mahaney, 1978 г.]; прекрасный обзор по погребенным четвертичным почвам опубликовали Валентайн и Дальримпл [Valentine, Dalrymple, 1976 г.].

Павлюк [43] настаивал на том, что при изучении погребенных почв следует делать упор на рассмотрение не почвенных профилей, а профилей почвообразования. Профиль почвообразования отражает взаимодействия процессов динамики почвенного тела. Рассмотрение профилей почвообразования дает возможность выявлять палеоусловия по энергетическим связям, а не по изменениям осадочного материала. В связи с тем что несколько почв, морфологически различающихся, могут формироваться в одних и тех же условиях, следует больше внимания уделять изучению этих условий. Нужны данные о процессах, а не об их результатах.

Сильная изменчивость характеристик почвообразования затрудняет корреляцию разобщенных подразделений, а может быть, и

делает ее невозможной. Изменение энергетических факторов, осадочного материала и геоморфологических структур даже на относительно коротких расстояниях требует анализа как можно большего количества разрезов. Так, Ричмонд [Richmond, 1962 г.] показал, как в штате Юта погребенная бурая подзолистая почва на высоких уровнях превращается в бурую лесную почву, а на более низких уровнях — в серозем. Хорошо развитые слои погребенного торфа могут постепенно переходить в органические алевриты, а затем на расстоянии сотни метров — в чисто минеральные осадки. Стратиграфическое положение остается постоянным, но постепенно изменяются фации, и разные по происхождению почвы могут встречаться на разных уровнях.

Предположение о том, что почвенно-стратиграфические подразделения можно проследить, не принимая во внимание границы почвенных и климатических зон и пересекая их [Figmap, 1968 г.], рождает многочисленные проблемы. Корреляции между континентами, проводимые на основании наиболее развитых почв, как это делал Ричмонд [Richmond, 1970 г.] между интергляциальными осадками в Скалистых горах, сангамонскими палеопочвами в западной части Северной Америки и сходными осадками в Европе, могут быть подвергнуты сомнению. Сейчас проверяются методы, использованные для этих корреляций.

## ТИПЫ И СООТНОШЕНИЯ ПАЛЕОПОЧВ

Палеопочва представляет собой почву, образовавшуюся в древнем ландшафте. Этот ландшафт может быть погребен или обнажен. Погребенные палеопочвы встречаются там, где земная поверхность была покрыта более молодыми осадками; реликтовые же палеопочвы встречаются на поверхностях, которые никогда не были погребенными. Палеопочвы, которые были погребены, а теперь вновь обнажились, называются эксгумированными или откопанными. Реликтовые палеопочвы остаются обнаженными на поверхности после ее образования.

Погребенные палеопочвы имеют значительно измененные характеристики, что связано с перекрытием их аккумулятивными поверхностями разнообразных отложений. Могут происходить некоторые вторичные изменения, например осаждение железа, марганца или карбоната кальция, а органический материал может быть окисленным, но, как правило, эти изменения ничтожны. Устанавливается несколько типов связей между погребенными, реликтовыми и современными почвами.

Характеристики слабо развитой палеопочвы могут измениться под влиянием более сильного почвообразования. Поэтому слабо развитые палеопочвы можно идентифицировать только тогда, когда они встречаются под более молодыми осадками. Когда палеопочвы достигают дневной поверхности и сливаются с ней, их характерные признаки исчезают под влиянием более устойчивой почвы (рис. 10.1, а). Напротив, если погребенная палеопочва

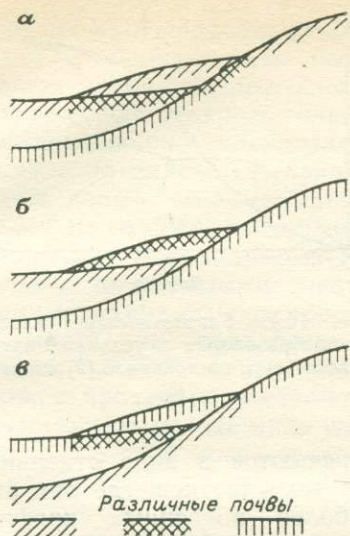


Рис. 10.1. Гипотетические связи между ископаемыми и современными почвами.

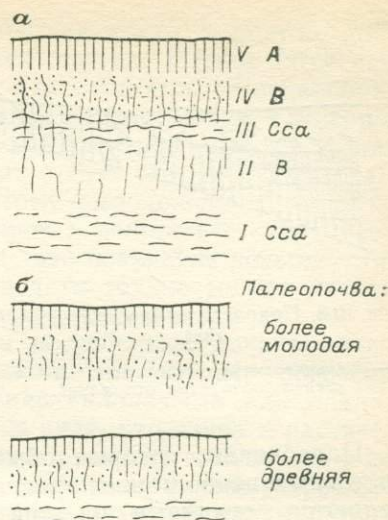


Рис. 10.2. Составная (а) и сложная (б) палеопочвы [38].

Горизонты: I, II — более древней палеопочвы, III — более молодой палеопочвы, IV — составной, V — из обеих почв.

сильно развита, то последующее почвообразование, вероятно, не окажет действия на ее особенности (рис. 10.1, б). Сочетание этих вариантов дает более сложную картину (рис. 10.1, в).

Возможны и другие сочетания, которые получили название составных, сложных и подразделенных палеопочв [38]. Детальное изучение почв иногда может дать сведения больше чем об одном эпизоде почвообразования в пределах одного и того же профиля. Такая палеопочва называется составной (рис. 10.2, а). Последовательность событий может быть определена, но промежуток времени между этими событиями установить невозможно. Стратиграфические соотношения поддадутся определению, если проследить почву до тех участков, где можно четко разделить события почвообразования. В стратиграфии четвертичного периода бытовало мнение, что одна палеопочва связана с одним межледниковым периодом, но сейчас стало ясно, что в течение одного и того же межледниковья может осуществиться несколько фаз почвообразования. Реликтовые палеопочвы всегда в какой-то степени полигенны, но и многие погребенные палеопочвы тоже могут иметь различное происхождение. Хорошим примером этого являются почвы Паудорф в Австралии и сангамонские в Северной Америке.

Многоярусные профили — это такие почвенные профили, где в закрытой вертикальной последовательности имеется более одного профиля, но они разделены осадками таким образом, что отдельные почвенные профили не перекрываются. Такие палеопочвы называются сложными (рис. 10.2, б).

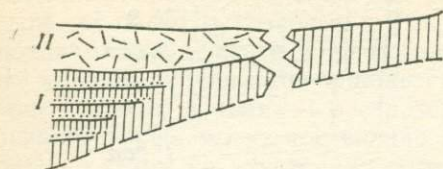


Рис. 10.3. Подразделенная палеопочва [38].

*I* — подразделенная палеопочва; *II* — по-  
слепадепалеопочвенные отложения.

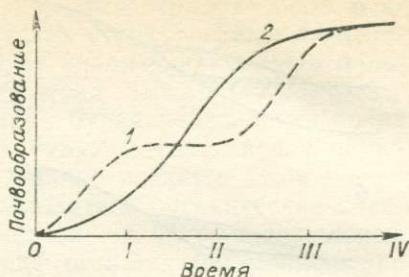


Рис. 10.4. Гипотетические кривые почвообразования в условиях изменчивого (1) и постоянного (2) климата [5].

Палеопочвы, которые обычно встречаются в виде отдельных составных почв, можно проследить до тех участков, где они разделяются осадками на два или более почвенных профиля (рис. 10.3). Такие палеопочвы называются подразделенными. Понятно, что профиль, который одним исследователем будет назван подразделенной палеопочвой, другим исследователем в ином районе может быть описан как отдельные палеопочвы. Моррисон [38] показал, что именно так обстояло дело с почвой Паудорф. Считалось, что эта палеопочва относится к поздне-средневюрмскому интерстадиалу, но сейчас установлено, что она относится к временному интервалу от начала рисс-вюрмского межледниковья до начала основной стадии вюрмского оледенения. Подразделенные эквиваленты почвы Паудорф распространены в Чехословакии.

Сходство между погребенными и реликтовыми палеопочвами рождает множество проблем. Было предложено два возможных механизма, приводящие к достижению этого сходства [5]. В течение периодов климатических колебаний формирование почв могло идти ступенчатым образом (рис. 10.4, кривая 1). Интенсивное почвообразование осуществлялось при оптимальных климатических условиях. Изменение климата в течение интервала *I* замедляло почвообразование, и поверхностные процессы приводили к погребению части ранее существовавшей почвы. Поскольку между интервалами *I* и *II* имеет место слабое почвообразование, поверхностный слой почвы, появившийся между интервалами 0 и *II*, похож на почву, возникшую в промежутке между интервалами 0 и *I*, но погребенную во время между *I* и *II* интервалами. Почвообразование в течение интервалов *II* и *III* должно приводить к формированию более развитого почвенного профиля, чем погребенный.

Другим возможным объяснением сходства между поверхностными и погребенными почвами может служить тот факт, что и те и другие уже достигли устойчивой фазы в своем развитии и в дальнейшем будут изменяться мало (рис. 10.4, кривая 2). В районах, где часто происходили сильные колебания климата, такое объясне-

ние вряд ли справедливо: одни свойства почвы, вероятно, достигают устойчивой фазы быстрее, чем другие. Первое объяснение согласуется с утверждением о том, что значительное почвообразование осуществлялось только в течение межстадиалов, а в периоды оледенения оно сильно замедлялось. Однако данные по арктическим и альпийским районам говорят о том, что почвообразование здесь далеко не замедленное. Поэтому выположенная часть кривой 1 не отражает реальной ситуации, и вопрос все еще остается открытым. Необходимо подчеркнуть, что сравнение поверхностных почв с погребенными следует проводить только между почвами, занимающими сходное топографическое положение.

Часто при определении свойств погребенных почв не учитывается способ захоронения. Во множестве случаев погребение может произойти внезапно, например склоновыми или ледниковыми осадками. Не надо упускать из вида, что почва и растительность при этом могут продолжать свое развитие и включать в себя погребаяющий субстрат. Многие погребенные почвы встречаются в лёссовых отложениях. Возможно, что развитие почвы и растительности не замедляется до тех пор, пока скорость осадконакопления не становится особенно высокой. Поэтому вопрос о реликтовых почвах все еще сопряжен со многими трудностями.

#### РАСПОЗНАВАНИЕ ПАЛЕОПОЧВ

Трудно распознавать палеопочвы в осадках сходного состава, основываясь только на полевых данных, и приходится согласиться с утверждением, что идентификация погребенной почвы в отдельном разрезе редко бывает простой [Ruellan, 1971 г.]. Валентайн и Дальримпл [Valentine, Dalrymple, 1976 г.] доказывают, что часть затруднений связана с той небрежностью, с какой применяют такие термины, как почва, реголит и зоны выветривания. Но самые большие трудности возникают из-за природы самих почв, а именно из-за недолговечности многих свойств почв и их тенденции к изменению, а также из-за сходства некоторых почв с осадками. Во многих погребенных почвах в результате эрозии может отсутствовать горизонт А, однако свойства именно этого горизонта чрезвычайно важны для классификации почв. С этой проблемой столкнулся Брюс при изучении лёссовых отложений в Новой Зеландии [Bruce, 1973 г.]. Горизонты А и В здесь исчезли до накопления лёсса, и по морфологической структуре большая часть палеопочв похожа на подпахотные горизонты ныне существующей почвы.

Для распознавания палеопочв можно использовать множество методов, как показано в докладе Рабочей группы по изучению происхождения и природы палеопочв [Working Group on the Origin and Nature of Palaeosols, 1971 г.]. Можно выделить полевые методы, основанные на визуальных характеристиках, или более точные лабораторные методы. Для точных исследований необходимо сочетание обоих этих методов. Многие исследователи исходят из такого признака, как цвет [Butler, 1958 г.; Kobayashi, 1965 г.],

но цвет может вводить в заблуждение и относительно быстро изменяться. Рэсайд [Raeside, 1964 г.] тоже использовал этот признак, но в сочетании со структурными свойствами, следами корней и покрытиями из глинистых минералов на стенках пор. Привлекались также и разнообразные морфологические характеристики; Симонсон [Simonson, 1954 г.] рассматривал сочетание таких свойств, как структура, цементация, а также аккумуляция глины и полуторных окислов. Одним из наиболее часто используемых полевых индикаторов является декальцификация; этот признак широко применялся для выявления моренных покровов в Северной Америке. Этот же признак использовался при выделении почв на аллювиальном конусе выноса в Нью-Мексико [Gile, Hawley, 1966 г.].

Лабораторные методы все чаще привлекаются для выявления палеопочв. Исследование соединений фосфора в почвах показывает, что для современных почв характерны определенные соотношения фосфора разного происхождения, отражающие их геологическое прошлое и генезис. Относительные пропорции первичного, остаточного и органического фосфора использовались для расчленения палеопочв в центральном Отаго в Новой Зеландии [Leamy, Burke, 1973 г.]. Авторы этой работы пришли к выводу, что определение палеопочв полевыми методами должно подкрепляться выявлением и измерением содержания присутствующих форм фосфора. Соотношение фосфора разного генезиса помогает оценить степень выветривания, а возможно, и продолжительность почвообразования.

Го [Goh, 1972 г.] выделял палеопочвы по уровню аминокислотного азота, являющегося индикатором биологической активности, а Чайлдс [Childs, 1973 г.] — по вертикальной изменчивости общего количества характерных элементов, перераспределение которых обусловлено происходящими в почве процессами. Другие исследователи [Birrell, Pallar, 1973 г.] определяли количество экстрагируемых элементов, например алюминия и железа, считая их показателем меры почвообразования. Использовался также инфракрасный спектр гуминовых кислот в погребенных горизонтах [Dormaag, 1967 г.]. Кроме того, свой вклад в выявление палеопочв вносят такие биологические индикаторы, как пыльца [Dimbleby, 1952 г.], моллюски [Kerney, 1963 г.], жуки и опаловые фитолиты [Dormaag, Lutwick, 1969 г.].

## ПРОБЛЕМЫ РЕКОНСТРУКЦИИ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

Те свойства, которые могут принести пользу при выявлении палеопочв, оказываются недейственными при точной реконструкции палеоусловий. Идентификация палеопочв очень нужна для определения изменений в геоморфологических системах, но она еще нужнее для установления климатических условий и растительности, участвовавших в формировании палеопочв. Однако это связано со многими трудностями. В гл. 1 подчеркивалось, что деталь-

ные количественные связи между климатом и почвами еще предстоит выяснить. Вообще принято считать, что почвы, образовавшиеся в условиях сходных биоты, климата и дренажа, похожи. Полагается также, что почвообразование является функцией времени, поэтому слабообразованные почвы должны быть молодыми, а хорошо развитые — древними. Но эти допущения не всегда оказываются правильными. Поэтому, используя простые современные аналоги для объяснения свойств палеопочв, можно допустить ошибку. Например, выбрав основным показателем цвет, можно приравнять палеопочвы, обладающие яркими красноватыми горизонтами, к современным аналогам, образовавшимся во влажном теплом климате.

Павлюк [43] доказал, что наличие или отсутствие характеристик, отражающих высокую степень выветривания, может говорить не о типе процессов, а о длительности их действия. Следует большее внимание уделять тем процессам, в ходе которых достигается тот пороговый уровень энергии активации, при котором может произойти реакция. Выявление этих процессов в палеопочвах даст гораздо больше информации об условиях их формирования. Это может быть проиллюстрировано работой Раттера и его сотрудников [Rutter *et al.*, 1978 г.] в центральном Юконе, Северная Америка. Выводы о различиях климата двух интерстадиалов были сделаны на основании типов глинистых минералов и глубины их залегания в двух палеопочвах. Глинистые минералы, смешанные с монтмориллонит-каолинитом, были найдены на глубине 190 см в одной палеопочве, а в другой были обнаружены переходные вермикулит-хлориты на глубине 93 см. Используя формулу Биркленда [5], можно определить количество воды, необходимое для того, чтобы минералы достигли таких глубин. Расчеты показывают, что климат, в котором образовалась первая палеопочва, был, вероятно, более влажным. Но различия глубины проникновения воды могут зависеть и от времени. Природа самих глинистых минералов способна дать больше информации о климате, так как для образования монтмориллонита нужен более теплый и сухой климат.

При выяснении условий среды больший интерес может представлять идентификация биологических компонентов. Для этого используются такие показатели, как тип и содержание органического материала и соотношение углерода и азота. Если можно предположить, что первоначальный состав растений и живых организмов, составляющих общую массу гумуса, относительно сходен, то оценка сохранности органических фракций может служить важным показателем условий среды, при которых происходило разложение органического материала [43]. Этот метод осложняется тем, что после захоронения разложение продолжается. Быстрее разлагающиеся фракции, например свободно связанные протеины и углеводы, удаляются, а содержание более устойчивых, таких как лигнопротеины, растет.

Особенно интересна в связи с этим работа Бола [Val, 1973 г.]. Предполагается, что процессы разложения и распределения орга-

нического материала связаны между собой, и их последствия можно рассматривать как одно целое, которому дается название «гумон». Гумон является своеобразным отпечатком на почвенном теле. Он рассматривается как совокупность макро- и микроскопических органических тел, для которых характерны особое морфологическое строение и пространственная структура. Первоначальные растительные компоненты можно определить, выявив клеточные структуры и продукты их разложения. Изучение органических тел, устойчивых к разложению, позволяет указать первоначальные популяции растений и животных, а также условия их существования.

Как отмечалось выше, для выявления палеопочв можно использовать инфракрасный спектр гуминовых кислот. Этот метод полезен и при определении типа среды; так удалось отличить лесные почвы от луговых [Dormaag, Lutwick, 1969 г.; Reeves, Dormaag, 1972 г.]. Этот же метод использовался для сравнения погребенной черноземной палеопочвы в Эдмонтоне, Канада, с современными почвами [43]. Линии на инфракрасных спектрах обеих почв подтверждали наличие луговой растительности, однако лучше была выражена линия для гуминовой кислоты, экстрагированной из погребенной почвы. Вероятно, это отражает удаление составляющих частей с низкой молекулярной массой в процессе разложения после захоронения. Указанный тип анализа сильно осложняется тем, что в погребенных почвах горизонты А, содержащие основную массу органического материала, отсутствуют. Тем не менее этот метод успешно применялся для горизонта В в размытых палеопочвах [Dormaag, 1973 г.].

При помощи таких биологических индикаторов, как фекальные комочки и педотубулы\*, можно определить характерные виды фауны. Склеротииумы и споры свидетельствуют о наличии грибов; фитолиты, пыльцевые зерна и макроскопические остатки растений характеризуют тип растительности; присутствие диатомовых водорослей указывает на влажные условия; наличие прочных хитиновых наружных скелетов жуков позволяет определить их вид и восстановить картину палеоусловий. Существует множество признаков, которые надо сочетать друг с другом, но определение каждого из них связано со своими трудностями.

### ПРИЗНАКИ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Интенсивность химического выветривания, которому подвергались почвы, можно определить, вычислив соотношение химических соединений (признаки химического выветривания) или минералов (признаки выветривания минералов). Многие признаки химического выветривания основаны на количестве в почве кремнезема  $\text{SiO}_2$  или глинозема  $\text{Al}_2\text{O}_3$  либо и того и другого. Многие щелочные

\* Педотубула — удлиненное, прутovidное, полое внутри, неправильной формы почвенное стяжение-конкреция; возникает вокруг корней растений при их отмирании.— *Прим. ред.*

почвы разрушаются быстрее, чем глиноземные, а кремнезем особенно устойчив к химическому разложению. Наиболее часто используемыми признаками служат соотношения  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{SiO}_2/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ ,  $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $(\text{CaO} + \text{MgO})/\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}/\text{MgO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ . Молярное соотношение  $\text{CaO}/\text{ZrO}_2$  тоже можно применять, поскольку роговая обманка, содержащая кальций, лучше поддается выветриванию, чем циркон. Показатели  $\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$  (табл. 10.1) и  $\text{SiO}_2/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$  послужили для разделения трех палеопочв в центральном Юконе [Rutter e. a., 1978 г.].

ТАБЛИЦА 10.1

Отношение  $\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$  в палеопочвах Юкона [Rutter e. a., 1978 г.]

Пререйд (раннеплейстоценовое время)		Рейд (иллинойское или ранне-висконсинское время)		Мак-Коннелл (висконсинское время)	
Горизонт	$\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2, 10^{-2}$	Горизонт	$\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2, 10^{-2}$	Горизонт	$\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2, 10^{-2}$
II B <sub>1</sub>	2,5	II Bm1	4,2	II Bm	4,1
II B <sub>2</sub>	1,7	II Bm2	4,3	II C	5,0
II BC	2,0	II BC	4,3	III C	5,1
II C	2,0	II Ck	5,0		

На тех же самых принципах построено и использование минеральных признаков выветривания. Исследовав сохранение тех или иных минералов в почвах при выветривании, Гольдич [Goldich, 1938 г.] сравнил самые распространенные минералы по их стабильности и составил ряд устойчивости минералов. Стабильность, как правило, обратно пропорциональна степени кристаллизации, и было сделано множество попыток объяснить этот факт. Значения энергии связи катион—кислород и энергии образования кремнистых минералов, вычисленные Келлером [Keller, 1954 г.], как и ожидалось, в ряду возрастают (рис. 10.5), но если сюда включены катионные связи, то корреляция становится не такой четкой [6]. К тому же энергетические признаки [Gruner, 1950 г.] и степень компактности [Fairbairn, 1943 г.] не соответствуют ряду устойчивости минералов. Однако Куртис [Curtis, 1976 г.] показал, что свободная энергия Гиббса для реакций выветривания и изменения свободной энергии (суммарная свободная энергия образования всех продуктов реакции минус суммарная свободная энергия реакций в стандартном состоянии), которые сопутствуют выветриванию, четко согласуются с рядом устойчивости.

Эти сведения полезны для выяснения минеральных признаков выветривания. Наиболее широко используется соотношение кварца и полевого шпата: чем оно выше, тем больше степень химического выветривания. Некоторые признаки основаны на содержании тяжелых минералов и базируются на ряде устойчивости, разработан-

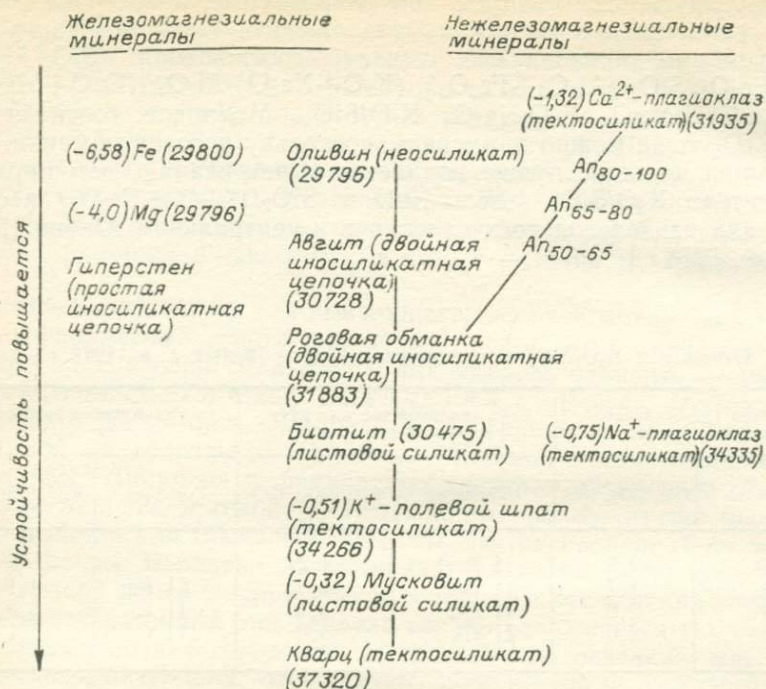


Рис. 10.5. Ряд устойчивости наиболее распространенных минералов (даны значения свободной энергии Гиббса и энергии связи) [6].

ном многими учеными (например, [Pettijohn, 1941 г.; Dryden, Dryden, 1946 г.]). Наименее стабильны оливин, амфиболы и пироксены, наиболее стабильны циркон и турмалин. Рю [Ruhe, 1956 г.] удачно использовал эти признаки при сравнении почв в штате Айова (см. гл. 6).

В пределах одной почвы состояние выветривания изменяется в зависимости от того, какой горизонт взят в качестве образца. Поэтому, сравнивая палеопочвы, в которых при идентификации горизонтов можно столкнуться с определенными трудностями, надо действовать осторожно. Кроме того, надо исследовать не одну гранулометрическую фракцию, поскольку содержание минералов зависит от размера частиц. Эти признаки можно подкрепить рассмотрением ряда устойчивости к выветриванию глинистых минералов и минералов глинистой размерности. Более других поддаются выветриванию гипс, кальцит, оливин и биотит, а наиболее устойчивыми оказываются анатаз, гематит, гибсит, каолинит и монтмориллонит [Jackson e. a., 1943 г.]. Эти методы основываются на точных сведениях о почвообразовании и последовательности изменений в результате выветривания. Поэтому усилия количественно оценить изменения, происходящие во время почвообразования [Evans, 1978 г.; McKeague, 1978 г.], оказываются бесплодными.

## РАДИОУГЛЕРОДНОЕ ДАТИРОВАНИЕ

Радиоуглеродный метод является основным при датировании почв и поверхностных осадков, но он применим только для образований, возраст которых не превышает 40 000 лет. Радиоуглеродным методом можно датировать торф, древесину, древесный уголь, органический ил, почвенный гумус и карбонат кальция в остатках раковин моллюсков и в костях; этим методом можно определять возраст и неорганических карбонатов.

При бомбардировке космическим излучением азота  $^{14}\text{N}$  образуется радиоактивный углерод  $^{14}\text{C}$ . Он соединяется с кислородом в углекислый газ, используемый растениями при фотосинтезе. Поедая растения, животные также становятся в какой-то мере радиоактивными. Когда организм умирает, радиоактивный распад продолжается; половина радиоактивности теряется за время, называемое периодом полураспада. Было вычислено, что этот период составляет  $5570 \pm 30$  лет [Libby, 1955 г.]. Впоследствии период полураспада был уточнен:  $5730 \pm 40$  лет, но во избежание путаницы радиоуглеродный возраст до сих пор вычисляют с учетом первоначально принятого значения. Поэтому, чтобы датировать образец, надо определить его удельную активность.

Датирование палеопочв может строиться на основании содержания в них как органического, так и неорганического углерода. Для органического почвенного материала датирование затрудняется тем, что различные составляющие гумуса, а именно гумин, гуминовая кислота и фульвокислота, имеют разный возраст. Поэтому истинный возраст почвы определить невозможно, а полученное значение представляет собой среднее время существования разных органических фракций, сложенное для палеопочв со временем, прошедшим после захоронения [Campbell e. a., 1967 г.]. В органических фракциях современных почв в Саскачеване, Канада, гуминовые кислоты были датированы  $1308 \pm 64$  года, фульвокислоты —  $630 \pm 60$  лет, гумин —  $240 \pm 60$  лет [43].

Даже небольшие изменения таких условий, как топография и дренаж, могут вызывать серьезные различия в датировках, поскольку они контролируют приращение свежего органического материала. Ошибочные определения возможны и при дальнейшем углеродном обмене с атмосферой, подземными водами либо с продуктами разного возраста. К тому же более молодой углерод может попадать в погребенные почвы при фильтрации гуминовых кислот, а возможно, и при глубоком проникновении корней. Было показано [Shotton, 1967 г.; Olsson, 1974 г.], что даже небольшие ошибки могут сильно влиять на полученные значения возраста.

Изменчивость возраста в пределах палеопочв может быть значительной, и всегда надо учитывать возможность какой-либо ошибки. Рю [Ruhe, 1975 г.] описал палеопочву из Австралии, в которой отобранные вручную скопления органики имели возраст  $33\,700 \pm (2200 \div 1730)$  лет; фракция мелкозема, содержащая органический углерод,  $19\,980 \pm 370$  лет; растворимая фракция NaOH

24 960 ± 580 лет, нерастворимая фракция NaOH 25 360 ± 580 лет.

Датированию неорганических карбонатов присущи свои сложности [Bowler, Polach, 1971 г.]. В засушливых условиях определения часто оказываются завышенными, а во влажном климате — заниженными (из-за современного обмена углеродом  $^{14}\text{C}$ ). Тем не менее, если использовать данный метод с должной предосторожностью, можно получить истинный возраст палеопочв.

В настоящее время для дополнения и уточнения результатов радиоуглеродного датирования применяют и другие методы. Так, советские ученые, изучавшие лёссовые отложения в Таджикистане, довольно успешно определили возраст до 2,5 млн. лет, используя термолуминесцентный и палеомагнитный методы.

### ПЫЛЬЦЕВОЙ АНАЛИЗ

Построение и интерпретация пыльцевых диаграмм являются стандартным методом естественных наук, и его методология хорошо разработана [Faegri, Iversen, 1974 г.]. Пыльца может долгое время сохраняться в кислых почвах, а распределение различных типов пыльцы дает общую картину изменений растительного покрова в прошлом. Однако анализ пыльцы из почв отличается от пыльцевого анализа болот и торфяников. Поэтому пыльцевые диаграммы для погребенных торфяных отложений должны интерпретироваться иначе, чем пыльцевые диаграммы для погребенных почв. Большая часть пыльцы попадает в торфяные образцы с растущих вблизи деревьев, малая часть — с растений самого торфяника, и еще некоторое количество приносится из каких-то других мест. Пыльцевой анализ почв дает локальную картину пыльцевого дождя в данном регионе [Dimbleby, 1961 г.].

В почве представлена пыльца не только древесных пород. Преобладание недревесной пыльцы является надежным показателем отсутствия древесных пород. Растения под деревьями цветут несколько меньше, их пыльца составляет малую часть от общего количества пыльцы. Смесь пыльцы древесных и недревесных пород свидетельствует о мозаичности растительного покрова, причем деревья должны быть расположены достаточно близко, чтобы участвовать в пыльцевом дожде.

Пыльцевой анализ погребенных палеопочв позволяет сделать вывод о растительности, существовавшей к периоду почвообразования. Анализ поверхностных, очевидно современных, почв также дает весьма полезную информацию о поверхностных процессах. Исследования большого количества почв [Dimbleby, 1961 г.] показали, что одна треть почвенных образцов содержала древние почвенные горизонты, в той или иной степени нарушенные и погребенные под почвой и гравием. Как правило, на поверхности почвы находится много пыльцы и ее количество быстро сокращается с глубиной. Древние поверхности при пыльцевом анализе выявляются в виде резких нарушений кривой, что связано с раз-

личиями в содержании пыльцы. Изменения состава пыльцы также могут свидетельствовать о наличии древних поверхностей.

Во многих случаях на почвенном профиле невозможно увидеть границу между перенесенной почвой и материалом *in situ* и только пыльцевой анализ позволяет выявить ее. Такие поверхности были названы погребенными горизонтами [Dimbleby, 1961 г.], что удачнее названий «погребенные поверхности» или «погребенные почвы». Вероятнее всего, в транспортировке материала участвует процесс солифлюкции, который всегда приводит к резкому увеличению мощности горизонтов  $A_2$ . Это происходит либо благодаря образованию на транспортируемом материале новых горизонтов  $A_2$ , либо в результате разрастания исходного горизонта  $A$  вглубь при поступлении нового материала. Поэтому очень важна здесь скорость переноса. Все это означает, что следует избегать упрощенных выводов об устойчивости ландшафтов и почв и что пыльцевой анализ заслуживает более широкого применения при исследованиях как современных, так и ископаемых почв.

### ТЕФРОХРОНОЛОГИЯ

Во многих вулканических областях (Новая Зеландия, Исландия, Южная и Центральная Америка) земная поверхность периодически покрывается пеплом и тефрой. Тефра — это пирокластические материалы, которые в ходе извержения по воздуху выносятся из кратера [Thorarinsson, 1954 г.]. Цвет и петрология тефры часто бывают характерны для данного вулкана, и ее можно датировать с достаточной точностью. Так, были датированы многие из слоев тефры, покрывающих поверхность Исландии [Thorarinsson, 1944 г.; Larsen, Thorarinsson, 1978 г.]. Извержения риолитовой тефры обычно происходят взрывообразно, и между этими пиками вулканической активности протекает много времени. Поэтому в промежутке между извержениями могут формироваться почвы, которые при следующем извержении будут погребены тефрой. Однако часто бывает так, что тефры выпадает недостаточно, чтобы уничтожить растительность, и она включается в развивающуюся почву. Здесь многое зависит от интенсивности извержения, расстояния от вулкана, а также от силы и направления ветра во время извержения.

Типичными для таких вулканических областей осадками являются последовательности пеплов, минеральных и органических слоев. Некоторые из промежуточных слоев могут быть палеопочвами. Поэтому стратиграфия пепла может оказать большую помощь при рассмотрении последовательности палеопочв. С геоморфологической точки зрения по пепловым слоям можно выявить эрозию и осадконакопление, произошедшие в промежутке между извержениями. Границы пепловых слоев представляют собой изохронные поверхности, и относительная мощность материала, заключенного между сходными пепловыми слоями в различных местах, позволяет сделать предварительные выводы об эволюции ландшафта.

Кроме того, в связи с тем что пепловые слои покрывают ранее существовавшую поверхность, могут сохраниться эрозионные структуры. Так, имеющиеся сейчас в некоторых районах южной Исландии овраги были рассмотрены с точки зрения стратиграфии пепла по обнажениям на их склонах и были получены данные о том, что в прошлом существовали заполненные овраги. Можно выявить по крайней мере два периода образования оврага и промежуточный период его заполнения. Таким образом, по слоям тefры можно многое узнать о палеоусловиях.

### ОПАЛОВЫЕ ФИТОЛИТЫ КАК ПОКАЗАТЕЛИ СРЕДЫ

Часть кремния, абсорбируемого растениями, осаждается в растительных клетках с образованием опаловых частиц, называемых опаловыми фитолитами. Они обладают характерной формой и размерами и, когда растение умирает, остаются в почве. Злаковые растения являются самыми активными продуцентами, и они производят фитолиты, которые можно отличить от поставляемых другими растениями, хотя фитолиты злаков, ситников и осок очень похожи. Современные лесные и луговые почвы различаются по содержанию фитолитов, и это различие может служить показателем значительных изменений растительного покрова [Jones, Beavers, 1964 г.].

По фитолитам можно также выявить реликтовые палеопочвы. Фитолиты сохраняются в течение долгого времени, и поэтому их можно обнаружить в погребенных палеопочвах [Wilding, 1967 г.] и получить важную информацию об изменениях растительности. Так, фитолиты помогли определить происхождение палеопочв в некоторых речных долинах южной части штата Альберта [Dortmaag, Ludwick, 1969 г.]. Однако для окончательных выводов необходимы данные о скорости образования и разложения опала, поскольку часть кремнезема может появиться при выветривании вулканического стекла. Влияние климатических и почвенных условий на выветривание опала в основном еще не известно.

### ПРИМЕНЕНИЕ ПОЧВЕННО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ПРИНЦИПОВ

Исследования погребенных палеопочв убедительно подтвердили наличие повторных фаз неустойчивости склонов во многих регионах земного шара. Некоторые из этих фаз связаны с колебаниями климата в плейстоцене, а также с местными изменениями условий, возможной причиной которых могут быть разрежение растительного покрова и чрезмерный выпас скота. Сочетание методов и стратиграфических принципов, изложенных в данной главе, дает ученым мощный исследовательский аппарат для выяснения некоторых из этих изменений. Здесь можно назвать и методику, разработанную Батлером [8]. Он предложил для изучения развития почвенного покрова концепцию поверхности грунта.

Хронологический порядок поверхностей грунтов, установленный по их стратиграфической очередности, обозначен  $K_1$ ,  $K_2$ ,  $K_3$ ,  $K_4$  и т. д., начиная с наиболее молодых (самых верхних) и до наиболее древних (нижних). Последовательность погребенных почв указывает на периодически повторяющийся цикл фаз устойчивости и неустойчивости в эволюции ландшафта, который Батлер назвал  $K$ -циклом. В каждом цикле должна быть фаза неустойчивости  $K_n$ , когда происходят эрозия и осадконакопление, и следующая за ней фаза устойчивости  $K_u$ , когда осуществляется почвообразование. Необходимо установить, что каждая из поверхностей грунтов представляет собой независимый слой и что в нем идет развитие почвенного профиля.

Верхний слой можно считать поверхностью грунта, если там формируется почвенный профиль. Местами этот слой может быть слишком маломощным, чтобы в нем присутствовал полный почвенный профиль А, В, С. В этом случае его надо проследить латерально до того места, где он будет достаточно мощным, чтобы в нем можно было выявить полный профиль. Подстилающие отложения могут содержать остатки нескольких горизонтов эродированных почвенных профилей, но если нет ни одного опознаваемого почвенного профиля, то их нельзя квалифицировать как поверхности грунта. Однако если проследить эти отложения латерально, можно выявить полный почвенный профиль. Здесь мы сталкиваемся с проблемой составных палеопочв, обсуждавшейся выше; присутствие таких почв можно проверять с помощью критерия независимости.

Детальные разрезы обычно показывают, что в каждой поверхности грунта имеется ограниченный диапазон почв. Это необходимо иметь в виду до того, как сделаны окончательные выводы; тогда задача различения и установления очертаний поверхностей грунта сильно упрощается. Различие между почвами в разных поверхностях грунта может не быть большим, но какая-либо характеристика является специфической, и Батлер требует, чтобы этой характеристике придавалось основное значение.

На склонах холмов часто имеются три зоны активности почвенного покрова: на самой крутой части склона отмечается зона осыпания, где почвенный покров полностью удаляется в течение каждой фазы эрозии; ниже и при чуть меньших углах наклона расположена зона переслаивания, где эрозия менее эффективна и почвы эродируются не полностью; третья зона находится в нижней части склона с наименьшим углом наклона и является зоной наращивания, здесь эрозия в промежутке между фазами осадконакопления бывает нулевой и поэтому встречаются наложенные друг на друга поверхности грунтов. Эти взаимосвязи хорошо иллюстрирует разрез вблизи Канберры, Австралия [Butler, 1967 г.] (рис. 10.6).

В зоне осыпания склонов встречается только поверхность  $K_2$ . В зоне переслаивания можно обнаружить эродированные останцы поверхностей  $K_3$  и  $K_4$ . Наиболее полно поверхности грунтов представлены в основании склона. На по-

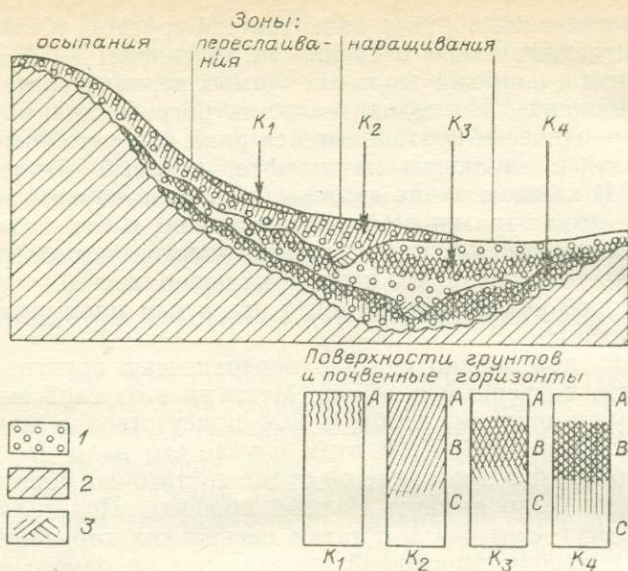


Рис. 10.6. Последовательность поверхностей грунтов в Канберре, Австралия [Butler, 1967 г.].

1 — галечниковый коллювий; 2 — глинистый сланец; 3 — слоистость, образованная бурными потоками.

верхности  $K_1$  расположена темная почва прерий, мягкая и рыхлая. Почвы на поверхности  $K_2$  варьируют от красоземов в хорошо дренируемых районах до желто- и сероземов в районах с плохим стоком. Красоземы в зонах осыпания часто бывают каменистыми. Эти почвы, безусловно, представляют собой развитую палеокатену. Здесь снова хочется подчеркнуть, что изучение палеопочв должно базироваться на исследовании разрезов, а не отдельных местностей. Катена поверхности  $K_3$  в районах с хорошим стоком состоит из красных подзолистых почв, а в более слабодренируемых районах — из желтых подзолистых или осолоделых почв. Эти почвы обладают четко выраженным, отличающимся от других глинистым почвенным горизонтом В. Поверхность  $K_4$  встречается главным образом в виде погребенного слоя, в той или иной степени эродированного. Катена здесь похожа на  $K_3$ , но горизонты В в ней более мощные, с плотной глиной, а в слабодренируемых районах они могут включать в себя известковый гиллгей.

Рассмотренная ассоциация представляет собой сложную последовательность погребенных, эксгумированных и реликтовых палеопочв, и для проведения корреляций необходимы детальный и тщательно разработанный отбор проб и применение строгих стратиграфических законов. Поверхность  $K_1$  встречается в виде террас, небольших аллювиальных покровов и сегментов аллювиальных конусов;  $K_2$  имеет вид покрова на склоне холма (в его нижних двух третях) и отдельных участков мелких каменистых почв, расположенных выше по склону. Поверхность  $K_3$  наблюдается, как правило, на более обширных и отлогих участках ландшафта; поверхность  $K_4$  обычно погребена.

Все это, а также природа поверхностей грунтов позволяют сделать некоторые выводы, касающиеся геоморфологии. Непрерывность грунтов от склонов холмов до террас показывает, что террасовый намыв, а также эрозия и осадконакопление на склонах холмов проходили одновременно. Складывается также впечатление, что эрозия и осадконакопление были широко распространены по всему ландшафту, причем каждый цикл начинался на склоне. Предполагается, что периоды неустойчивости были связаны с более аридными фазами, а почвообразование шло в течение более гумидных фаз.

Вопрос об установлении взаимосвязей между реликтовыми и погребенными палеопочвами, а также между отдельными погребенными палеопочвами встал перед Уолкером [53] при изучении почв Нового Южного Уэльса в Австралии. Он выделил четыре почвенных слоя. Слой М представляет собой темный или иловатый суглинок, мощность которого редко превышает 30 см; этот слой всегда приурочен к более крутым склонам. Почвенный слой N является рыхлым пылеватым суглинком со слабоглыбистой структурой. Здесь наблюдается серо-бурая почва, для которой характерно слабое разделение горизонтов А и В; слой N встречается также на более крутых склонах. Слой Wa образован непочвенным иловатым суглинком; отмечается в районах с волнообразной поверхностью. Слой Wb представляет собой красную пластичную глину, присутствует главным образом на слегка холмистых территориях. Если слои М, N и Wb встречаются совместно, это не означает, что они сформированы почвообразовательным процессом, — они упорядочены только стратиграфически. Верхний почвенный горизонт может отсутствовать в результате эрозии, но без нижних горизонтов его встретить невозможно. Эта зависимость была показана для горизонтов Wa и Wb, следовательно, на почвенном профиле они будут горизонтами А и В. Слой N перекрывается слоем М, но сам перекрывает Wb.

Эти почвы представлены последовательностью поверхностей грунтов, какую предлагал Батлер [8].

Самый верхний в стратиграфической последовательности, а значит, и самый молодой слой М обозначается как  $K_1$  (рис. 10.7). Слой N является поверхностью  $K_2$ , а слой Wa/Wb — самый древний и идентифицируется как поверхность  $K_3$ . На некоторых пологих склонах почвы  $K_3$  сохранились нетронутыми в течение циклов  $K_2$  и  $K_1$  и представляют собой реликтовые палеопочвы. Почвы  $K_2$  на некоторых склонах тоже являются реликтовыми. Только почвы  $K_1$  относятся к простым, образовавшимся в ныне существующих условиях. Поскольку реликтовые почвы  $K_3$  почти не были затронуты почвообразовательным процессом в ходе циклов  $K_2$  и  $K_1$ , а почвы  $K_2$  не изменились под влиянием почвообразования в течение цикла  $K_1$ , складывается впечатление, что почвообразование в ходе цикла  $K_3$  было сильнее и продолжительнее, чем в цикле  $K_2$ , а в ходе цикла  $K_2$  — интенсивнее, чем в цикл  $K_1$ . Это важно для решения спорных вопросов, которые уже обсуждались в данной главе.

Вышеописанные почвенные слои связаны с отложениями потока и являются неотъемлемой частью геоморфологических систем. Существуют, однако, такие участки, где осадки разделены террасами, образующими ряд ступеней. Это означает, что каждый слой

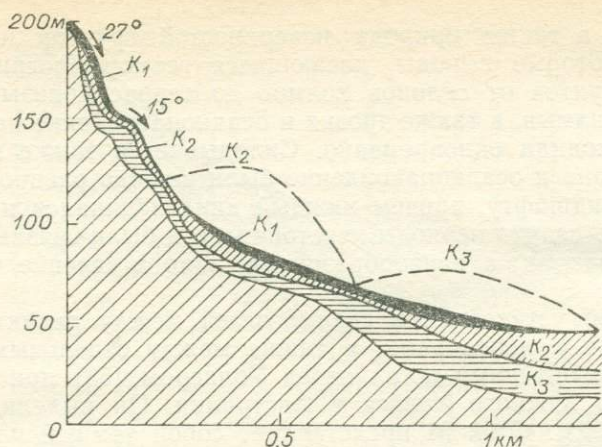


Рис. 10.7. Наслоения почв на склонах, связанные с К-циклом, в Новом Южном Уэльсе, Австралия [53].

ТАБЛИЦА 10.2

Последовательность поверхностей грунтов и связанных с ними процессов в восточной Австралии [53]

Цикл	Процессы
$K_0$	Слабое расчленение осадков $K_1$ и $K_2$ и накопление стратифицированных гравиев, песков и глин; почвообразования нет; современная эрозия
$K_{1s}$	Почвообразование на поверхностях осадконакопления и эрозии; формируются маломощные прериевые почвы с профилем А, С
$K_1$	Ограниченное осадконакопление на маломощном покрове над эродированными склонами и в верхней части русел со слабосортированными и неслоистыми осадками
$K_{1u}$	Слабая эродированность почв $K_2$ ; слабое расчленение потоками
$K_{2s}$	Почвообразование на поверхностях осадконакопления и эрозии; формирование серо-бурых почв с выраженными горизонтами профилей А, В, С
$K_2$	Накопление ровного покрова над эродированными склонами холмов и мощных осадков в верхней части русел; осадки слабосортированные и неслоистые
$K_{2u}$	Разрушение некоторых почв $K_3$ до плотика; значительное расчленение потоками
$K_{3s}$	Почвообразование на поверхностях осадконакопления и эрозии; формирование красных и желтых подзолистых почв с сильно дифференцированными профилями
$K_3$	Накопление мощного покрова над эродированными склонами холмов и очень мощных осадков в верхней части русел; осадки слабосортированные и неслоистые
$K_{3u}$	Полное уничтожение почв древнее $K_3$ до коренной породы; очень глубокий эрозионный срез

является результатом отдельного периода эрозии и осадконакопления. Этот факт, а также стратиграфическая информация позволяют установить последовательность событий (табл. 10.2). В цикле каждая фаза неустойчивости включает сокращение и удаление почвенного материала, сопровождающееся последующим осадконакоплением на нижних частях склонов, когда фаза неустойчивости подходит к концу. Эрозионные фазы проявляются врезанием вдоль речных русел.

Переход между фазами устойчивости и неустойчивости свидетельствует о сильном изменении климата. Дифференциация нормальных почвенных горизонтов не могла произойти без наличия обильной растительности и климатических условий, благоприятствующих ее сохранению. Уолкер [53] также утверждал, что фазы неустойчивости с плоскостным смывом и овражной эрозией могли иметь место только в обстановке скудной растительности. Было показано изменение климатических условий от равномерно влажных к относительно сухим. Этот пример не только иллюстрирует хорошее применение стратиграфических принципов для изучения почв, но и показывает также возможность синтеза данных для исследования геоморфологии и окружающей среды.

Лесли [Leslie, 1973 г.] в своей детальной работе, посвященной четвертичным отложениям и поверхностям на п-ове Отаго в Новой Зеландии, счел необходимым применить принципы почвенной стратиграфии. Он выделил пять типов почв и реголита: лёсс *in situ*, лёссовый коллювий, коллювиальные смеси лёсса и выветрелых вулканических пород, солифлюкционные осадки, состоящие из лёсса и выветрелой породы, а также сапролит, образовавшийся из вулканических пород. Земные поверхности и почвы, сформировавшиеся на них, не одновременны друг другу, но установление стратиграфических подразделений на основании литологии слоистого реголита позволило Лесли реконструировать процессы и климатические условия (рис. 10.8).

Морфология палеопочв показывает, что климат в течение межстадиального периода был похож на современный; в этот период осуществлялись химическое выветривание *in situ* и почвообразование. Климат среднего стадиала был холодным и только в летние месяцы влажным. В перигляциальных условиях преобладала эрозия с криопланацией на вершинах склонов и солифлюкцией в средней их части. Происходила также некоторая аккумуляция лёсса. Климат позднего стадиала был более теплым и влажным. Накопление лёсса и солифлюкция прекратились, начались оползание и движение масс; большая часть ранее образовавшегося материала переотложилась в виде коллювия. Радиоуглеродные датировки и пыльца из последовательных залежей торфа свидетельствуют о теплом климате и преобладании лесной растительности. Этот лесистый покров сохранился до 1850 г., когда освоение территории европейцами повлекло за собой расчистку леса и обусловило движение поверхностных масс. Сейчас характерным процессом этого района является оползание.

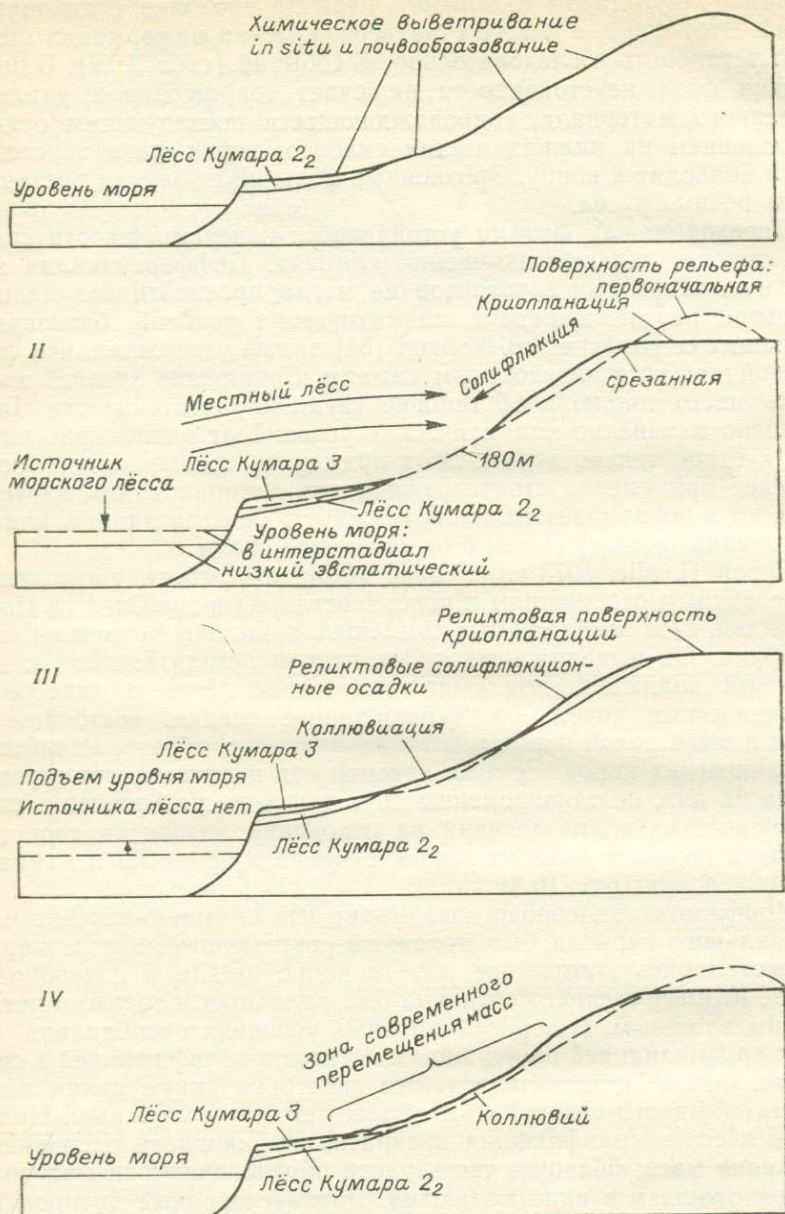


Рис. 10.8. Последовательность геоморфологических событий и образования форм рельефа на п-ове Отаго, Новая Зеландия [Leslie, 1973 г.].

I — межстадиал Кумара 2<sub>2</sub>/3; стадиал: II — средний Кумара 3, III — поздний Кумара 3; IV — послеледниковый период.

Выявление и анализ палеопочв и применение стратиграфических принципов позволяют провести реконструкцию окружающей среды. Почвенной стратиграфии помогают множество методов относительного и абсолютного датирования. Но не все из используемых методов достаточно простые, и их следует применять с большой осторожностью. К тому же изменчивость изучаемых материалов, включая палеопочвы, делает необходимым тщательно продуманный полевой отбор проб и построение детальных разрезов. Многие исследования, безусловно, еще не удовлетворяют этим требованиям. Но есть и заметные исключения: теория К-циклов и понятие о поверхностях грунтов значительно помогают в этих работах.

## ПОЧВЕННАЯ СЪЕМКА И ФОРМЫ РЕЛЬЕФА ПРИ ОСВОЕНИИ ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ

Почвы составляют часть наиболее важных природных ресурсов, доступных человеку. Поэтому эффективное изучение почв особенно необходимо для успешного развития национальной экономики. Однако детальное картографирование почв представляет собой дорогостоящую и трудоемкую процедуру, в особенности на больших не нанесенных на карту площадях в слаборазвитых странах. По этой причине при рекогносцировочной топографической съемке больших районов неоценимую помощь оказывают аэрофотоснимки [Goosen, 1966, 1967 г.]. Карты речных пойм, составленные по аэрофотоснимкам, хорошо отражают типы и свойства почв, которые характерны для данной местности. Кроме того, карты и аэрофотоснимки позволяют установить взаимосвязь между почвами и гляциальными моренами (см. гл. 9).

Эта взаимосвязь между почвами и формами рельефа послужила основой многих комплексных исследований, включающих изучение почвы, растительности и особенностей рельефа местности. Многие из этих исследований, в частности картирование почвенных систем, изыскание природных ресурсов и изучение потенциальных возможностей земель, рассматриваются в настоящей главе. Точное определение и картирование форм земной поверхности имеют также огромное значение при решении задач по рациональному использованию окружающей среды.

Существует несколько методов картирования форм рельефа, и все они основаны на предположении о наличии взаимосвязи между почвами и рельефом. Картографические процедуры при этом опираются на детальный полевой анализ отношений между почвами, растительным покровом, рельефом и геоморфологическими процессами. От правильной интерпретации этих отношений зависит успех или неудача в осуществлении любого плана использования среды, который основывается на каком-либо из методов съемки и картирования.

Наша цель здесь заключается не в том, чтобы дать полный обзор всех способов использования почв и рельефа при управлении окружающей средой, а в том, чтобы указать те методы, которые учитывают наличие тесной взаимосвязи между ними. Более подробное описание методов почвенной съемки, оценки земельных ресурсов и планирования при использовании земель приводится в работах Янга [60] и Дэвидсона [13].

## МОРФОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТОГРАФИРОВАНИЕ

В геоморфологии разработана техника картирования форм рельефа, которая может успешно применяться на любой местности [Savigear, 1965 г.]. Этот метод позволяет нанести на карту значительное количество данных и основан на признании различия между перегибами склона и изменением его уклонов. Перегибы склона отображаются на карте с помощью непрерывных линий, а изменения уклонов — штрихами. Вогнутые и выпуклые границы различаются посредством знака V, который наносится на карту со стороны более крутого склона и указывает вниз. Численные значения крутизны склона могут дать более подробную информацию. В случае необходимости крутизна склона отображается с помощью соответствующей системы закраски и штриховки. Выбор диапазонов склона вполне может определяться местными условиями рельефа, хотя «Руководство по детальному геоморфологическому картографированию» МГС (International Geographical Union — IGU) предлагает интервалы 0—2; 2—5; 5—15; 15—35; 35—55° и выше [15].

Комплексная морфологическая карта отражает форму и крутизну земной поверхности. Эта информация крайне необходима для изучения почвы, оценки возможностей земель и для землепользования в целом. В предыдущих главах было показано, что передвижение почв и вод на склонах зависит в основном от формы склона. Поверхностный сток Хортона, как и насыщенный поверхностный сток, определяются крутизной и длиной склона. В районах речных пойм также очень важно иметь морфологическую карту, чтобы объяснить распределение почв и дать оценку возможностей развития сельского хозяйства. Потеря почв становится проблемой на склонах, крутизна которых превышает 3°, а угол 6° является предельным для тяжелой сельскохозяйственной техники. На склонах круче 11° использование обычных уборочных комбайнов и тракторов становится опасным.

## ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТОГРАФИРОВАНИЕ

Картирование формы поверхности часто является первым этапом построения геоморфологической карты. Предложены различные методы геоморфологического картирования. Наиболее часто используются система МТК (International Technological Committee — ITC) и программа МГС [15; Verstappen, Van Zuidam, 1968 г.]. Хорошее описание этих методов дали Кук и Дорнкамп [Cooke, Doornkamp, 1974 г.].

Геоморфологические карты содержат информацию о расположении характерных особенностей местности, образованных в результате флювиальных, ледниковых, флювиогляциальных и эоловых процессов. Количество представленной информации зависит от масштаба карты, поэтому можно показать также природу отложений. Могут быть отражены такие геотехнические характери-

стики, как устойчивость склона, прочность на неограниченное сжатие и коэффициенты пластичности.

Трудно провести строгое сравнение картографических систем, принятых в разных странах. С одной стороны, различия связаны с тем, что каждая система требует нанесения на карту разных характеристик местности, а с другой — обусловлены уровнем развития геоморфологии в данных странах. Это отражено в исследовании Гилевской [Gilewska, 1967 г.], которая для описания одного и того же района в Сибири использовала советскую, французскую, венгерскую и польскую системы картографирования. Карта, составленная на основе польской системы, содержала сравнительно мало информации о склонах и речных процессах. Французский и венгерский методы подчеркивали структурные и литологические характеристики. Советская система включала, кроме того, информацию о тектонике.

Интересно, что геоморфологическая картография впервые была разработана в Польше для нужд экономического планирования. С тех пор геоморфологические карты интенсивно использовались в различных программах землеустройства и землепользования. В Венесуэле геоморфологическая карта применялась при определении районов, малопригодных для земледелия, благодаря чему освобождались денежные средства и время для проведения более детальной топографической съемки. Список областей применения геоморфологической картографии в планировании экономического развития, составленный Демеком [15], включает контроль за эрозией почвы, освоение и сохранение земель и охрану природного ландшафта. Стандартные геоморфологические карты содержат значительную информацию, которая не связана непосредственно с конкретными проблемами, но эти карты легко преобразуются и могут дать сведения, необходимые для рационального использования среды.

### КАРТОГРАФИРОВАНИЕ ЗЕМЕЛЬНЫХ СИСТЕМ

Картографирование земельных систем основано на предположении, что структуры рельефа, почв и растительного покрова настолько тесно взаимосвязаны, что каждую из них можно использовать для предсказания свойств остальных структур. Иначе говоря, земельная система представляет собой район или ряд районов, в которых наблюдаются повторяющиеся структуры рельефа, почвы и растительности [Christian, Stewart, 1952 г.]. Считается, что топография и почвы зависят от характера подстилающих пород, от процессов эрозии и осадконакопления и от климатических условий, в которых эти процессы проходили. «Земельная система есть научная классификация местности, основанная на соотношении рельефа, почвы и растительности с геологией, геоморфологией и климатом» [Stewart, Perry, 1953 г., с. 55].

Картографирование земельных систем разработано Государственной организацией научных и промышленных исследований

(Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation — CSIRO) Австралии в качестве способа быстрой рекогносцировочной съемки районов, не имеющих карт, где, однако, необходимо получить классификацию земель для сельскохозяйственных целей. Исследования, включающие картографирование и анализ земельных систем, проводились в таких странах, как Лесото [Wawden, Carroll, 1968 г.], Нигерия [Wawden e. a., 1972 г.], Замбия [Mansfield e. a., 1975, 1976 г.] и Эфиопия [King, Birchall, 1975 г.].

Анализ рельефа по аэрофотоснимкам позволяет определить земельные системы и провести соответствующие границы. На фотоснимках фиксируются геоморфологические и геологические особенности местности, различия почвы и растительного покрова. Земельные системы, представленные рядом блок-диаграмм, иллюстрирующих характер каждой из них, затем отображаются на общей карте, охватывающей весь район топографической съемки. С помощью блок-диаграмм устанавливаются отдельные компоненты земельных систем, которые называются земельными единицами. Земельные единицы имеют простую форму, обычно располагаются на породах одного типа и содержат почвы, характер которых в пределах данной единицы меняется постепенно. Единицы в свою очередь могут состоять из отдельных элементов. Недавно блок-диаграммы стали заменять стереоскопическими парами аэрофотоснимков каждой земельной системы.

Приблизительно такая же схема классификации местности разработана Уэбстером и Бекеттом [54] для Военно-технического экспериментального ведомства (Military Engineering Experimental Establishment — МЕХЕ). Эта схема предусматривает использование аэрофотоснимков для картирования граней на местности в масштабах от 1 : 10 000 до 1 : 50 000. Грани определяются как элементы ландшафта, расположенные на одной конкретной породе или на конкретных отложениях и обладающие однородными почвенным и водным режимами. Сходство между системами МЕХЕ и CSIRO поразительно. Применимость метода, разработанного Уэбстером и Бекеттом [54], полностью подтвердилась в Малайзии [Lawrance, 1972, 1978 г.].

Несмотря на то что подход, основанный на идентификации земельных систем, широко и довольно успешно применяется, он стал объектом серьезной критики как с теоретической, так и с практической точек зрения [Moss, 1969 г.; Thomas, 1969 г.]. Мосс утверждает, что для сельского хозяйства генезис почвы и хронология ее денудации не имеют большого значения. Земельные системы фиксируют статические отношения в ландшафте и не отражают динамического взаимодействия между почвами, климатом и растительностью. Так как функционирование экологической системы часто не зависит от тех факторов, которые используются для определения земельных систем, Мосс отдает предпочтение биоценологическому подходу. В соответствии с ним земледелие рассматривается как часть той биологической системы, в пределах которой оно осуществляется. Подход, который отстаивает Мосс,

не просто потребовал бы модификации метода, основанного на выделении земельных систем, но привел бы к внедрению совершенно новой системы, опирающейся на экологический анализ почв, рельефа и климата.

Несомненно, многие из замечаний Мосса справедливы, однако трудно представить, каким образом можно было бы включить его идеи в программу быстрой рекогносцировочной съемки неизученных районов. Преимущество метода картографирования земельных систем состоит в его простоте и легкости осуществления. Классификация и способ представления данных вполне понятны тем, кому необходима информация для планирования и принятия решений.

### ЧИСЛОВЫЕ ДАННЫЕ ПРИ КАРТОГРАФИРОВАНИИ ЗЕМЕЛЬНЫХ СИСТЕМ

В будущем откроются широкие возможности для использования числовых данных о форме рельефа при описании земельных систем. Карты отдельных элементов ландшафта применяются довольно широко, однако для тех или иных практических целей требуются методы, учитывающие числовые значения многих переменных. Гардинер [23] провел интересное сравнение районов, описанных с помощью метода картографирования земельных систем и числовым методом. С привлечением факторного анализа он рассмотрел для четырех земельных систем семь параметров рельефа. Они выражались числами слияний рек, пересечений контуров с диагоналями координатной сетки, независимых сетей рек, излучин потока, источников потока, пересечений речной сети со сторонами квадратов координатной сетки, замкнутых вершинных контуров. Выделяются три основных фактора.

Нагрузку фактора I составляет обширная информация о числе слияний рек, числе излучин потока и числе пересечений потоков со сторонами квадратов сетки координат, что интерпретируется как длина потока в квадрате координатной сетки. Фактор II определяется как обратный коэффициент размеров основной земельной единицы; фактор III имеет высокую отрицательную нагрузку переменных рельефа и рассматривается как показатель крутизны склонов. Сопоставление с земельными системами показало, что каждая из них обычно занимает свои участки на факторных кривых. Все три коэффициента форм рельефа, выявленные в факторном анализе, варьировали в большей степени между земельными системами, чем внутри каждой из них. Этот факт можно рассматривать как обоснование критериев, применяемых для определения земельных систем.

Анализ по числовым значениям множества переменных может также использоваться для определения регионов с общей формой рельефа и для проверки правильности выявления регионов другими методами. Гардинер [23] применил автоматизированный метод классификации к одному из районов Уганды, в котором

уже было выявлено шесть земельных систем (табл. 11.1). В качестве переменных фигурировали числа слияний, пересечений контуров и источников потока. Группа из семи типов регионов, полученных таким способом, неплохо соотносится с шестью земельными системами, нанесенными на карту.

ТАБЛИЦА 11.1

Земельные системы одного из районов Уганды [Ollier e. a., 1969 г.]

Земельная система	Ландшафт	Абсолютная высота, м	Превышения рельефа, м	Почва
Кауанда	Сильно изрезанный, широкие намывные долины, отсутствие поверхностных останцов	1100—1250	30—120	Мощный тяжелый суглинок
Бувекула	От волнистого до сильно пересеченного	1300	120	Тяжелый суглинок
Нсала	Кварцитовые гребни, крутые склоны	До 1600	200	Каменистая, литозольная
Бута	Холмы с плоскими вершинами	1500	200	Литозольная
Лукайя	Отлогие гребни и холмы, некоторые из них с плоскими вершинами	1300 (пики до 1500)	30	Гравелистый суглинок
Нгома	Изрезанная равнина, широкие междуречья, широкое дно долины	1150	Менее 30	Тяжелый суглинок или песчаная глина, латерит

Второй тип регионов встречается лишь один раз и почти полностью входит в земельную систему Нгома. Хотя часть земельной системы Бувекула содержит пять из семи типов регионов, ее основным типом является третий. Поэтому между земельными системами и типами регионов существует соответствие, близкое к однозначному. Гардинер [23] пришел к выводу, что хотя некоторые методологические и технологические проблемы еще не решены, анализ форм рельефа, основанный на числовых данных, получение которых не составляет особого труда, может использоваться как основа для определения и описания земельных систем. Кинг [King, 1975 г.] также установил ряд соответствий между геоморфологическими данными, сведениями о почвах и земельных системах в Замбии.

Такие классификационные процедуры могут применяться также для группирования почв. Групповой анализ дает диаграмму связей (дендрограмму), которая показывает тот уровень, где земельные участки сливаются, образуя более крупные группировки. Теоретически для представления почвенных групп на каждом уровне слияния необходима специальная карта, однако для этой цели обычно выбирается определенный коэффициент подобия. Преимущество этого метода состоит в том, что он позволяет на

одной карте объективно учитывать сразу несколько почвенных признаков. Однако многое зависит от выбора этих признаков, и к тому же совсем не просто определить необходимый коэффициент подобия. Вместе с тем такой классификационный метод картографирования имеет широкую область применения.

## КАРТОГРАФИРОВАНИЕ ВОЗМОЖНОСТЕЙ ЗЕМЕЛЬ

Классификация земель по их возможному использованию, принятая Службой охраны почв США (United States Soil Conservation Service), напоминает получаемую методом определения земельных систем [Klingebiel, Montgomery, 1961 г.]. Эта классификация устанавливает иерархию групп из подразделений, подклассов и классов земель по их возможным перспективам. Предполагается, что почвы в каждом подразделении достаточно однородны, чтобы можно было с помощью соответствующих агротехнических приемов выращивать близкие культуры. Предполагается также, что эти почвы имеют примерно одинаковое плодородие и требуют применения одинаковых мер, направленных на противоэрозионную обработку и мелиорацию. Характеристики рельефа и дренажа учитываются прежде всего на уровне классов и подклассов, причем при выделении подклассов принимаются во внимание те неблагоприятные факторы, которые затрудняют использование земли в сельском хозяйстве. К числу таких факторов относятся в основном эрозия, влажность, климат и ограничения на развитие корневой зоны.

Выделяется восемь классов почв (I—VIII), которые отражают рост ограничений на пригодность почв для земледелия. К классам I—IV относятся пахотные земли, а к классам V—VII — непахотные. Почвы класса VIII не дают хорошего урожая трав и непригодны для произрастания деревьев даже при значительной мелиорации. В США земли распределяются следующим образом: класс I — 2 %, класс II, III, VI и VII — по 20 % каждый, класс IV — 12 %, класс V — 3 %, класс VIII — 2 %.

По системе оценки качества земли, принятой почвенной службой Англии, выделяются семь классов почв. Почвы, принадлежащие к классу I, почти не имеют физических дефектов. Класс II характеризуется некоторыми ограничениями, которые влияют на выбор культур. Классы III и IV имеют соответственно умеренные и умеренно сильные ограничения, которые лимитируют выбор культур, и требуют особо тщательной обработки. Сильные ограничения земель класса V делают ее пригодной лишь для выгона скота, для лесоводства и рекреации. Класс VI имеет еще более сильные ограничения, а дефекты земель класса VII столь значительны, что устранить их практически невозможно.

Система, принятая в Канаде, основана на американском методе, хотя имеются и некоторые важные отличия. Существуют и отдельные классификации пригодности почв для земледелия, лесоводства, рекреации и заповедников.

В настоящее время карты возможного использования земель создаются во многих странах. Португальская классификация очень похожа на американскую, но в ней можно заметить влияние и французской школы почвоведения. Создается карта качества земель в масштабе 1:50 000, а также карта основных почв. Классы качества определяются по степени и числу ограничений для землепользования, по степени риска нанести ущерб почве при ее неправильной обработке, по объему необходимой обработки почвы и по вероятности неурожая [Cardoso, 1968 г.]. Используется пять классов: А, В и С пригодны для культивирования, D и E — непригодны.

Основными факторами, ограничивающими землепользование, являются: природа почвы *N*, эффективная глубина *E*, эрозия *R*, поверхностные и внутрипочвенные воды *H*, каменистость *P*, обнажение пород *Q* и токсичные соли *S*. На основе этих ограничений определяется индекс *I* возможностей земель:

$$I = 100 - {}^6NERHPQS.$$

Для каждого из этих семи факторов разработана система оценки от 10 до 100; на основе коэффициента *I* определяются пять классов качества земли. При оценке качества земли необходимо учитывать потребности отдельных стран и районов. Это особенно важно для Ближнего Востока и Африки. Чтобы показать роль оценки качества земли и обратить внимание на типичные проблемы, рассмотрим два конкретных примера.

### Договорный Оман

Целью исследования качества земель было разделить их на потенциально пахотные и непахотные [50]. Для этого использовалась американская классификация. Большая часть ландшафта состоит из песка и гравийных отложений, смытых с Оманских холмов. На карту нанесены три основных типа почв: сероземы, незасоленные щелочные и засоленные щелочные. Сероземы в основном развиты на тонкозернистых отложениях с высоким содержанием карбонатов. Они включают маломощный алевроитовый горизонт с пластинчатой структурой, лежащий над песчаным суглинстым горизонтом с рыхлой полуугловатой глыбистой структурой. На глубине более 100 см иногда встречается горизонт каличе\*. Основным обменным катионом является кальций, из-за его высокого содержания фосфаты отсутствуют. Незасоленные щелочные почвы на глубине нередко содержат магний. Низкое содержание органического материала объясняется отсутствием растительности. Засоленные щелочные почвы имеют низкую проницаемость, но при культивации они приобретают характеристики незасоленных почв.

\* Каличе — горизонт подпочвы, возникающий благодаря вторичной аккумуляции *in situ* карбонатного материала, цементирующего ранее образованные отложения. — *Прим. ред.*

Отсутствие воды является основным препятствием для развития земледелия, но и почвенные ограничения играют существенную роль. Районы с гравелистой почвой неблагоприятны для земледелия из-за наличия небольших валунов и булыжников и из-за слабой способности почвы задерживать воду. Щелочность и соленость являются важными характеристиками при определении качества земель. Там, где  $pH > 9$ , простое выщелачивание понижает это значение до приемлемого уровня. Уменьшить содержание соли в почве значительно труднее. Однако это не оказывает влияния на традиционные методы земледелия, поскольку на культивируемых площадях выращиваются финики, которые могут выдерживать высокую концентрацию солей в почве.

При составлении карты качества земель учитывались как почвенные, так и физические ограничения. Гравийные участки почв имеют минимальные возможности для промышленного земледелия и в основном относятся к VI классу. Только сероземы тяжелого механического состава с содержанием карбоната кальция 25—50 % всегда принадлежат к классу II или III и пригодны для пахотной культивации. Легкие сероземы бывают как пахотные (классы II—IV), так и непахотные (класс VI). Незасоленные щелочные почвы обычно причисляются к VI классу.

### Гана

Почвы Ганы по степени ограничений на механизированную и ручную обработку культур, на пригодность для пастбищ и лесоводства подразделяются на восемь классов и четыре подкласса [41]. Степень почвенных ограничений возрастает от I до VIII класса. Почвы классов I—IV пригодны как для механизированной, так и для ручной культивации пахотных культур. Почвы классов V и VI могут обрабатываться только вручную и пригодны для пастбищ и плодовых культур. Классы VII и VIII можно использовать только в лесоводстве. Ограничения внутри классов включают эрозию *э*, влажность *в* и особенности почвы *п*. Так, класс II показывает, что земля класса II имеет некоторые ограничения, связанные с особенностями почвы.

Класс I обладает хорошими почвами, которые не имеют почти никаких ограничений для механизированной обработки. Почвы мощные и хорошо дренированные, располагаются на местности с плоским или слабопологим рельефом. Они хорошо удерживают воду и подвергаются лишь очень слабой эрозии. К классу II относятся хорошие почвы с небольшими физическими ограничениями на выбор культур и частоту орошения. Рекомендуется использовать органические и минеральные удобрения, проводить террасирование, посев по узким полосам и контурную вспашку. Почвы класса III умеренно хорошие, но в большей степени ограничивают применение механизированных методов культивации. Сложнее становится защита почв, а выбор культур еще более узкий. Необходимы сложные способы контроля за водным режимом и посев по узким полосам.

Почвы класса IV более всего пригодны для многолетних растений. Они имеют ряд существенных ограничений, но при внимательном отношении могут возделываться механически. Практика земледелия показывает, что на этих землях необходимо чередовать длительные периоды выращивания кормовых и плодовых культур. В Гане земли этого класса широко распространены и возделываются в основном под пищевые и плодовые товарные культуры. Земли класса V состоят из почв, которые из-за серьезных ограничений непригодны для механизированной обработки. Они более всего подходят для пастбищ и ручной культивации многолетних культур. Эти почвы обычно расположены на крутых склонах и подвержены умеренной или сильной эрозии. Мощные тяжелые почвы со слабой дренажной системой на плоской местности также попадают в этот класс. Но при наличии хорошего дренажа их можно отнести к III или IV классу.

Класс VI представлен маломощными почвами на крутых склонах, пригодными лишь для возделывания таких плодовых культур, как какао, масличные пальмы, кофе и цитрусовые. Использование почв классов VII и VIII ограничено. Они очень маломощные, влажные и расположены на слишком крутых для любого типа обработки склонах. Подстилающим материалом почв класса VII служит свободный гравий или мягкая выветрелая порода; почвы VIII класса маломощные или имеют твердые железистые либо водонепроницаемые глинистые корки.

## ИЗУЧЕНИЕ ЗЕМЕЛЬНЫХ РЕСУРСОВ

Результаты исследования земельных ресурсов были опубликованы во многих странах, но наиболее обширный материал представлен учеными Англии (Land Resource Division of the Ministry of Overseas Development). С 1966 г. кроме двух технических бюллетеней было опубликовано 27 выпусков «Исследований земельных ресурсов». Эти материалы были тщательно изучены Янгом [Young, 1978 г.]. Большинство работ направлено на определение приемлемых путей развития земель и на сбор информации, необходимой для их оценки.

В общих исследованиях используется метод выявления земельных систем; кроме того, во многих работах приводится количественная оценка физического ландшафта. Составлен и ряд промежуточных каталогов земельных ресурсов, которые включают материалы по детальному картированию почв. Специальные исследования посвящены поискам возможностей дальнейшего развития земельных ресурсов. Эти труды охватывают все аспекты разработки земельных ресурсов — от картирования до технологии использования, от экономических до социальных аспектов их развития. Изучение природного ландшафта с целью определения средств его освоения является новым и ценным вкладом в методологию исследования земельных ресурсов.

## ОСНОВЫ ОЦЕНКИ ЗЕМЕЛЬ

Более глубокий анализ методов определения качества земель показал, что почвы оценивались в основном с точки зрения их пригодности для культурной обработки. На примере Ганы видно, что необходимо учитывать и другие аспекты практики земледелия. Признание этой необходимости отражено в «Основах оценки земель» [19]. В этой работе предлагается ряд принципов, понятий и терминов, которые могут быть использованы в качестве основы при создании национальных систем оценки. Подчеркивается, что необходим многоцелевой подход и что оценка земель предполагает сравнение по крайней мере двух способов использования земельных ресурсов. Анализ должен проводиться с учетом местных условий и обязательно включать оценку возможной прибыли от определенных капиталовложений.

Предложенная классификация крайне проста и содержит только два разряда: пригодные и непригодные земли. Категория пригодных земель определяется высокой, средней и низкой степенью пригодности. Категория непригодных земель содержит только два класса: постоянно и временно непригодные. Установлено четыре уровня обобщения: разряды отражают типы пригодности; классы показывают степень пригодности по разрядам; подклассы фиксируют типы ограничений и необходимые меры улучшения земель по классам; единицы отражают некоторые различия в способах обработки земли по подклассам. Эта схема прошла испытание в Малави, и результаты проверки оказались очень хорошими [Young, Goldsmith, 1977 г.].

Такой подход очень похож на особую интерпретацию почвенной карты, которую предложил Волетс [Wohletz, 1968 г.]. В результате карты могут отображать агротехнические возможности земель, почвенные ограничения для различных рекреационных работ, процессы почвенной эрозии, режим усадки и разбухания почвы, коррозию трубопроводов и многое другое. Подобные карты и другие наглядные пособия помогают довести цели и задачи использования земель до планирующих организаций и общественности.

\* \* \*

В этой главе была сделана попытка рассмотреть практическое применение тех теоретических представлений и эмпирических данных, которым посвящены предыдущие разделы. Область их практического использования охватывает как составление простых карт почв и рельефа, так и более сложные исследования земельных ресурсов, учитывающие взаимодействие и взаимосвязи многих факторов. Но в конечном счете эффективность любой программы исследования зависит от правильного понимания развития системы процессов почвообразование—рельефоформирование и обратных реакций.

## ПЕДОГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ СИНТЕЗ

В основе анализа конкретных примеров, рассмотренных в этой книге, лежит предположение, что между почвами и формами рельефа существует тесная взаимосвязь. Структуры почв и элементы ландшафта часто соответствуют друг другу, и поэтому, имея представление об одних, можно предсказать другие. Это ясно видно на примере аллювиальных и гляциальных форм рельефа. Такое совмещение в пространстве может встречаться на любом уровне. В этом отношении характерны основные категории рельефа Восточной долины и тропической саванны в восточной части Колумбии площадью 130 000 км<sup>2</sup> [Goosen, 1972 г.]. Здесь три такие категории: аллювиальные равнины разливов, эоловые и возвышенные равнины, причем каждая из них обладает характерным набором почв. Каждая из основных категорий ландшафта имеет свои формы рельефа, которые, различаясь по морфологии и поверхностным материалам, оказывают определенное воздействие на почвы.

Так, эоловые равнины содержат пять почвенных ассоциаций, занимающих районы с различными морфологическими свойствами. Одна ассоциация включает избыточно или умеренно дренированные почвы грубого механического состава, родственные песчаным дюнам. Другая ассоциация связана с сильно разбросанными, очень мелкими и часто широкими дренажными каналами, которые называются эстеро. Эти каналы всегда влажные, а их поверхностный горизонт характеризуется высоким содержанием органического материала. Еще одна почвенная ассоциация развивается вследствие омоложения дренажной системы на эоловой равнине.

Слегка выпуклый рельеф и довольно открытый травяной покров (обнажено около 50 % территории) приводят к умеренной и местами сильной плоскостной эрозии.

Это последнее обстоятельство указывает на то, что пространственное совмещение почв и форма рельефа отражает взаимодействие между почвенными и геоморфологическими процессами. Действительно, различие между этими процессами нечеткое, и во многих случаях оно проводится искусственно. Как уже подчеркивалось, почвоведение и геоморфология в течение многих лет почти не соприкасались. В настоящее время они все больше сближаются, расширяя взаимный обмен ценной информацией.

## ЗНАЧЕНИЕ ПОЧВОВЕДЕНИЯ ДЛЯ ГЕОМОРФОЛОГИИ

Почва играет роль буферной зоны между атмосферными и поверхностными процессами, с одной стороны, и подстилающими породами — с другой. Поэтому почвенный профиль должен отражать историю развития ландшафта; ее можно будет прочесть, если удастся расшифровать код соответствующих признаков. Трикар и Кайо [Tricart, Cailleux, 1972 г.] утверждают, что наиболее важным законом почвенной геоморфологии является положение, в соответствии с которым химическая эрозия приблизительно пропорциональна интенсивности процесса почвообразования, и что нормальная эволюция почв проходит быстрее, если ограничена механическая эрозия. Существование типичной полной почвы с явно выраженными горизонтами говорит о том, что механическая эрозия протекает медленнее, чем процессы почвообразования. Как отмечалось в гл. 1, это отражено в представлении об относительной роли склонов и выветривания по сравнению с переносом в процессе денудации. Таким образом, при построении моделей для объяснения и предсказания эволюции склона необходимо учитывать почву в качестве основного фактора.

Многие процессы, проходящие на склонах, в частности развитие поверхностных стоков и промоин, носят крайне изменчивый характер во времени и пространстве, что очень усложняет их детальное изучение. По этой причине многие из процессов изучаются по их ответным реакциям. Такие реакции часто наблюдаются в почвах, и некоторые из них описаны [Conacher, Dalrymple, 1978 г.]. Реакция поверхностного стока на перенос осадков в районе плато Кимберли в восточной Австралии включает образование несвязных линз, возникновение специфической микрошероховатости и близповерхностное сцепление почвенного материала [Pilgrim, 1972 г.]. На гранитных склонах несвязные линзы достигают толщины 1 см. Картирование этих линз на различных частях склона позволило сделать ряд выводов о поверхностных процессах. Районы, из которых переносится материал, покрыты линзами менее чем на 10 %, тогда как в районах, где переотложение было значительным, линзы занимают 40—90 % земной поверхности. Установлено также, что средняя микрошероховатость поверхностей мобилизации (транслокации) выше, чем в зонах переотложения; сопротивление просачиванию в зонах транслокации меньше.

Движение подповерхностных почвенных вод также можно проследить по свойствам почвы [11]. В подзолах такими свойствами являются повторяющиеся вариации по числу, размерам, форме, цвету и структуре вкраплений в горизонте Ea. Имеют значение и трехмерные изменения мощности горизонта Ea, а также соответствующие свойства иллювиального горизонта B. Реакции на смежных неподзолистых почвах имеют другой характер. В оглеенных промытых почвах серые вкрапления, идущие вниз по склону, указывают на сквозной промыв.

Эти примеры показывают, какую информацию о происходящих процессах можно получить из детального анализа почвы. Почвен-

ные исследования дают также ценные сведения о длительности эволюции ландшафта (см. гл. 10). Погребенные почвы представляют возможность осуществить реконструкцию палеосреды. Но с теоретической точки зрения более важными являются данные о чередующихся фазах устойчивости и неустойчивости ландшафта и почвообразования [Butler, 1967 г.; Mabbutt, Scott, 1966 г.]. Некоторые из этих фаз можно связать со значительными изменениями климата, но в большинстве случаев они объясняются только слабыми изменениями соотношения эрозии и осадконакопления на склонах. Эта работа хорошо согласуется с современными представлениями в геоморфологии о динамическом равновесии и порогах. Синтез имеющихся в настоящее время данных позволяет прийти к выводу, что эволюция ландшафта характеризуется краткими периодами относительно интенсивных изменений, за которыми следуют сравнительно долгие периоды стабильного состояния.

### РОЛЬ ГЕОМОРФОЛОГИИ В ПОЧВОВЕДЕНИИ

Определение и точное датирование геоморфологических поверхностей и форм рельефа нередко позволяют установить длительность периода, в течение которого проходил процесс почвообразования. Так, для этой цели использовались песчаные дюны и ледниковые морены. Во многих районах мира периодическое понижение уровня моря или подъем суши приводили к формированию серий прибрежных равнин различного возраста, расположенных на разных высотах над уровнем моря. Осадочные породы, на которых проходило развитие почв, во многих случаях почти одинаковы, поэтому различие почв является в основном результатом местных особенностей дренажа и возраста поверхности. Если возраст поверхности можно установить независимыми средствами, то почвенные различия на одновозрастных поверхностях можно объяснить длительностью периода почвообразования.

Прибрежная равнина Сван в западной Австралии является районом, где эти взаимосвязи были подробно изучены [McArthur, Bettenay, 1960 г.]. Эта равнина почти полностью образована аллювиальными и эоловыми отложениями и состоит из ряда геоморфологических форм, почти параллельных современной береговой линии. Равнина Пинджарра является основной геоморфологической единицей, с западной стороны она ограничена рядом прибрежных песчаных дюн. Структура равнины представляет собой серию сливающихся предгорий, которые можно подразделить по осадочным системам, причем возрастные отношения между ними установлены стратиграфически. Названия систем: Кулап, Уэлсли, Боунап, Блитвуд, Белуз, Дарданап, Васс и Пиртон — являются и наименованиями основных почвенных серий; их возраст колеблется от 400 000 лет (Кулап) до современного (Пиртон). В целом были определены следующие направления развития почвы во времени:

а) из-за сегрегации железа цвет меняется от темно-бурого к бурому, затем к красному и желтому до серого с желто-бурыми краплениями;

- б) различия по структуре и цвету становятся более заметными;
- в) первичные, менее устойчивые минералы распадаются, и отношение глины к алевроиту возрастает;
- г) отношение каолинита к иллиту повышается, и на последней стадии появляется гиббсит;
- д) насыщение обменного комплекса понижается;
- е) отношение кальция к магнию в обменном комплексе уменьшается, кальций преобладает в более молодых почвах, магний — в более древних.

В отличие от многих поднятых прибрежных равнин, таких как на юго-востоке США, различные элементы этой последовательности систем не всегда четко разграничиваются по вертикали. Возрастные особенности также различаются, поскольку неуплотненные водные, морские и эоловые отложения имеют возраст от плейстоценового до мелового. Поверхности образуют явную ступенчатость с хорошо выраженными уступами; в ряде статей установлены и почвенные различия [Daniels e. a., 1970, 1971 г.; Daniels, Gamble, 1978 г.]. Средние и верхние поверхности сложены в основном из флювиального материала, хотя имеется и небольшая часть морских осадков, тогда как ниже расположенные поверхности по происхождению являются в целом морскими. При значительном возрасте некоторых из этих поверхностей и сходстве состава отложений одни и те же почвы или группы почв могут встречаться не только на одной поверхности. Но тем не менее с уменьшением возраста отчетливо проявляется тенденция к уменьшению таких параметров, как мощность горизонтов А и В, глубина уровня грунтовых вод, глубина и мощность плинтита\* и содержание гиббсита.

Необходимость идентификации педонов и полипедонов земной поверхности в различных ситуациях привела к фундаментальному исследованию модальности почвы [11]. Начались также поиски более эффективных способов группирования педонов. В настоящее время для определения почвенных групп применяются компонентный анализ и анализ по главным координатам. Кроме того, метод пространственной автокорреляции позволяет более точно установить границы почв.

Детальные измерения процессов, например сквозного потока, требуют более тщательных наблюдений и описания таких морфологических свойств почвы, как структурные единицы, вкрапления, кутаны\*\* и поры внутри структурных единиц и между ними. В этом отношении важны работы Слимана [Sleeman, 1963 г.] и Лэйфебера [Lafeber, 1965, 1966 г.]. Эти исследования были продолжены и расширены с использованием крупноплановой стерео-

---

\* Плинтит — обособление в почве сильноветрелого материала, состоящего из глины с кварцем, богатого полуторными окислами, бедного гумусом; обычно встречается в виде красноватых пятен, реже — горизонтов; при высыхании сильно уплотняется. — *Прим. ред.*

\*\* Кутан — модификация структуры на естественной поверхности любого почвенного агрегата, вызванная концентрацией какого-либо почвенного компонента (своеобразная «кожа» или патина на частицах). — *Прим. ред.*

фотосъемки и полевого метода ситового анализа для описания горизонта В. Большинство работ посвящено измерению объемных и поверхностных форм почвенных агрегатов. Таким образом, «то, что сейчас в почвоведении относится к исследованию морфологических свойств почвы, возникло из необходимости количественно определить отношения в последовательности почвенных структур» [11, с. 136].

Интеграция почвоведения и геоморфологии — педогеоморфология — является основой девятиэлементной модели земной поверхности, которая рассматривалась в гл. 1 и 5. По-видимому, с тех пор, как Милл сформулировал понятие катены, эта модель служит наиболее значительным проявлением интеграции двух названных дисциплин. Коначер и Дальримпл [11] утверждают, что педогеоморфологическое исследование включает четыре элемента: создание концепции, классификацию, моделирование и объяснение взаимосвязи почвы и рельефа. Девятиэлементная модель земной поверхности обращает особое внимание на один или на более чем один из следующих четырех различных уровней: поверхностный педон либо полипедон, категория либо элемент земной поверхности, поверхностная катена и бассейн дренирования. Чтобы показать синтез почвоведения и геоморфологии, нами были рассмотрены примеры всех четырех уровней.

\* \* \*

Педогеоморфология, возникновение которой обусловлено синтезом научного знания, способствует более глубокому пониманию физики окружающей среды; она определяет основное направление научного поиска и может оказаться полезной для практического почвоведения. В настоящее время перед географией, геоморфологией и почвоведением стоит задача вновь пробудить интерес к функционированию окружающей среды и к исследованию отношений между человеком и средой. В докладе Комитета ассоциации американских географов (Association of American Geographers Commission), посвященном преподаванию географии в колледжах [Carter e. a., 1972 г.], предлагается новое направление.

Физическая география определяется как наука, целью которой является изучение функционирования окружающей среды на границе раздела земной поверхности и нижних слоев атмосферы. Эта граница выбрана как удобный объект наблюдения за процессами в окружающей среде. В сущности, эта граница представляет собой почву и растительность и является единственным местом, где большинство основных природных систем приходят во взаимодействие друг с другом. Она служит в качестве «границы отсчета» для природных систем. Указанная граница прежде всего учитывается и при решении многих прикладных задач, связанных с окружающей средой. Таким образом, по многим причинам необходимо иметь точное представление о взаимосвязи между почвами и геоморфологией.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Adams G. F.* (ed.). 1975. Planation surfaces: peneplains, pediplains and etchplains. Stroudsburg, Pennsylvania, Dowden, Hutchinson & Ross.
2. *Arnett R. R.* 1971. Slope form and geomorphological process: an Australian example.—*Inst. Br. Geograph. Spec. Publ.*, N 3, p. 81—92.
3. *Bagnold R. A.* 1941. The physics of blown sand and desert dunes. London, Methuen.
4. *Beckett P.* 1968. Soil formation and slope development. I. A review of W. Penck's aufbereitung concept.—*Z. Geomorph.*, N 12, p. 1—24.
5. *Birkeland P. W.* 1974. Pedology, weathering and geomorphological research. N. Y., Oxford Univ. Press.
6. *Brunsdon D.* 1979. Weathering.—In: *Process in geomorphology*. London, Edward Arnold.
7. *Bunting B. T.* 1961. The role of seepage moisture in soil formation, slope development and stream initiation.—*Amer. J. Sci.*, N 259, p. 503—518.
8. *Butler B. E.* 1959. Periodic phenomena in landscapes as a basis for soil studies.—*CSIRO Austr. Soil Publ.*, N 14.
9. *Chartres C. J.* 1980. A Quaternary soil sequence in the Kennet Valley, Central Southern England.—*Geoderma*, N 23, p. 125—146.
10. *Chorley R. J., Kennedy B. A.* 1971. Physical geography: a systems approach. London, Prentice-Hall.
11. *Conacher A. J., Dalrymple J. B.* 1977. The nine unit landsurface model: An approach to pedogeomorphic research.—*Geoderma*, N 18, p. 1—154.
12. *Dalrymple J. B., Blong R. J., Conacher A. J.* 1968. A hypothetical nine unit landsurface model.—*Z. Geomorph.*, N 12, p. 60—76.
13. *Davidson D. A.* 1980. Soils and land use planning. London, Longman.
14. *Delvigne J.* 1965. Pedogenese en milieu ferrallitique. La formation des mineaux secondaires en milieu ferrallitique.—*Mem. ORSTOM*, N 13.
15. *Demek J.* (ed.). 1972. Manual of detailed geomorphological mapping. Prague, Academica.
16. *Dijkerman J. C.* 1974. Pedology as a science: the role of data, models and theories in the study of natural soil systems.—*Geoderma*, N 11, p. 73—93.
17. *Dunne T.* 1978. Field studies of hillslope flow processes.—In: *Hillslope hydrology*. Chichester, Wiley.
18. *Emmett W. W.* 1978. Overland flow.—In: *Hillslope hydrology*, Chichester, Wiley.
19. *FAO.* 1976. A framework for land evaluation.—*Rome FAO Soils Bull.*, N 32.
20. *Fridland V. M.* 1974. Structure of the soil mantle.—*Geoderma*, N 12, p. 35—41.
21. *Frye J. C., Willman H. B., Glass H. D.* 1960. Gumbotil, accretion-gley and the weathering profile.—*Ill. St. Geol. Surv. Circ.*, N 295.
22. *Furley P. A.* 1971. Relationships between slope form and soil properties developed over chalk parent materials.—In: *Slopes, form and process*. *Inst. Br. Geograph. Spec. Publ.*, N 3, p. 141—164.
23. *Gardiner V.* 1976. Land evaluation and the numerical delimitation of natural regions.—*Geograph. Polar.*, N 34, p. 17—30.
24. *Gerrard A. J. W.* 1980. Large-scale forms of hillslope failure in the Severn and Wye drainage basins.—In: *Palaeohydrology of the temperate zone, subproject A: fluvial environments, Severn Basin*. Unpubl. Prelim. Rep.

25. Green R. D. 1968. Soils of Romney Marsh.—Bull. Soil Surv. GB, N 4. Harpenden, Soil Survey.
26. Hewlett J. D., Nutter W. L. 1970. The varying source area of streamflow from upland basins.—Symp. on Interdisciplinary Aspects of Watershed Management, Montana State Univ., Bozeman. N. Y., Amer. Soc. Civ. Engrs.
27. Holmes C. D. 1955. Geomorphic development in humid and arid regions: a synthesis.—Amer. J. Sci., N 253, p. 377—390.
28. Holmes D. A., Western S. 1969. Soil-texture patterns in the alluvium of the lower Indus Plains.—J. Soil Sci., N 20, p. 23—37.
29. Horton R. E. 1945. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology.—Bull. Geol. Soc. Amer., N 56, p. 275—370.
30. Huggett R. J. 1975. Soil Landscape systems: a model of soil genesis.—Geoderma, N 13, p. 1—22.
31. Imeson A. C., Jungerius P. D. 1976. Aggregate stability and colluviation in the Luxembourg Ardennes: An experimental and micromorphological study.—Earth Surface Processes, N 1, p. 259—271.
32. Jahn A. 1968. Denudational balance of slopes. Geograph. Polar., N 13, p. 9—29.
33. Kirkby M. J. (ed.). 1978. Hillslope hydrology. Chichester, Wiley.
34. Leighton M. M., MacClintock P. 1962. The weathered mantle of glacial tills beneath original surfaces in north-central United States.—J. Geol., N 70, p. 267—293.
35. MacFarlane M. J. 1976. Laterite and landscape. London, Academic Press.
36. Milne G. 1935. Some suggested units of classification and mapping particularly for East African soils.—Soil Res., vol. 4, N 3.
37. Milne G. 1936. Normal erosion as a factor in soil profile development.—Nature, N 138, p. 548—549.
38. Morrison R. B. 1978. Quaternary soil stratigraphy—concepts, methods and problems.—In: Quaternary soils. Norwich, Geo Abstracts.
39. Moss A. J. 1962. The physical nature of common sandy and pebbly deposits.—Amer. J. Sci., N 260, p. 337—373.
40. Moss R. P. 1968. Soils, slopes and surfaces in tropical Africa.—In: The soil resources of tropical Africa. Cambridge, Cambridge Univ. Press.
41. Obeng H. B. 1968. Land capability classification of the soils of Ghana under practices of mechanised and hand cultivation for crop and livestock production.—Trans 9th Intern. Congr. Soil Sci., Adelaide, vol. 4, p. 215—223.
42. Ollier C. D. 1976. Catenas in different climates.—In: Geomorphology a climate. Chichester, Wiley.
43. Pawluk S. 1978. The pedogenic profile in the stratigraphic section.—In: Quaternary soils. Norwich, Geo Abstracts.
44. Philip J. R. 1957, 1958. The theory of infiltration.—Soil Sci., N 83, p. 345—357, 435—448; N 84, p. 163—177, 257—264, 329—339; N 85, p. 278—286, 333—337.
45. Quigley R. M., Ogunbadejo T. A. 1976. Till geology, mineralogy and geotechnical behaviour.—In: Glacial till: an interdisciplinary study. Res. Soc. Canad., Spec. Publ., N 12.
46. Rathjens C. 1973. Subterranean Abtragung (piping).—Z. Geomorph., N 17, p. 168—176.
47. Runge E. C. A. 1973. Soil development sequences and energy models.—Soil Sci., N 115, p. 183—193.
48. Sharpe C. F. S. 1938. Landslides and related phenomenon. N. Y., Columbia Univ. Press.
49. Simonson R. W. 1968. Concept of soil.—Adv. Agron., N 20, p. 1—47.
50. Stevens J. H. 1968. The soils of the tropical states: classification and capability.—Trans. 9th Intern. Congr. Soil Sci., Adelaide, vol. 4, p. 253—269.
51. Strahler A. N. 1964. Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks.—In: Handbook of applied hydrology. N. Y., McGraw-Hill.
52. Strahler A. N., Strahler A. H. 1973. Environmental geoscience. Santa Barbara, California, Hamilton.

53. Walker P. H. 1962. Soil layers on hillslopes: a study at Nowra, New South Wales, Australia.— *J. Soil Sci.*, N 13, p. 167—177.
54. Webster R., Beckett P. H. T. 1970. Terrain classification and evaluation using air photography: a review of recent work at Oxford.— *Photogrammetria*, N 26, p. 51—75.
55. Whipkey R. Z. 1969. Storm runoff from forested catchments by subsurface routes.— *Intern. Assoc. Sci. Hydrol., Leningrad Symp.*, Publ. 85, p. 773—779.
56. Williams M. A. J. 1968. A dune catena on the clay plains of the West Central Gezira, Republic of the Sudan.— *J. Soil Sci.*, N 19, p. 367—378.
57. Wischmeier W. H. 1975. Cropland erosion and sedimentation.— In: Control of water pollution from cropland. Vol. 2. An overview. Agr. Res. Serv. a. Environment. Prot. Agency.
58. Wolman M. G., Gerson R. 1978. Relative scales of time and effectiveness of climate in watershed geomorphology.— *Earth Surface Processes*, N 3, p. 189—208.
59. Yaalon D. H. 1971. Soil-forming processes in time and space.— In: *Paleopedology*. Jerusalem, Intern. Soc. Soil Sci. a. Israel Univ. Press.
60. Young A. 1976. Tropical soils and soil survey. Cambridge, Cambridge Univ. Press.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

От редактора	5
Предисловие	8
<b>Глава 1. Модели почвообразования и геоморфологии</b>	<b>10</b>
Почвы как открытые системы	—
Уравнения фактора состояния	11
Типы систем	13
Энергетическое состояние почвенных систем	14
Системы почва—ландшафт	15
Денудационный баланс	16
Двумерные системы почва—ландшафт	18
Трехмерные системы почва—ландшафт	22
<b>Глава 2. Движение воды по склонам</b>	<b>25</b>
Инфильтрация	26
Уравнения и механика инфильтрации	29
Поверхностный сток Хортон	31
Сквозной и насыщенный поверхностный сток	35
Сосредоточенный сквозной сток (сток через трубки)	39
<b>Глава 3. Движение почвы по склонам</b>	<b>42</b>
Поверхностная водная эрозия	43
Подповерхностная водная эрозия	53
Ветровая эрозия	56
Движение масс	58
<b>Глава 4. Понятие катены</b>	<b>70</b>
Определение понятия	—
Катены и процессы эрозии	—
Катенарная дифференциация	71
Изменение почвы в пределах катены	74
Катены на участках геологической неоднородности	78
Катены и время	80
Катены в разных климатах	81
<b>Глава 5. Взаимоотношения почв в водосборных бассейнах</b>	<b>90</b>
Теоретические соображения	—
Водосборный бассейн как педогеоморфологическая единица	92
Зависимость между углом склона и свойствами почвы	93
Значение положения на склоне	96
Связи между почвой и склоном в водосборных бассейнах	99
<b>Глава 6. Почвы на эрозионных поверхностях</b>	<b>104</b>
Происхождение эрозионных поверхностей	—
Возраст и состояние эрозионных поверхностей	106
Термин <i>Aufbereitung</i>	107
Склоны переротложения и склоны смыва	108
Развитие почв и формирование эрозионных поверхностей	109
Прослойки камней	110
Почвенные связи	111
Латерит и рельеф	114
Почвы на ступенчатых эрозионных поверхностях	116

<b>Глава 7. Почвы пойм и речных террас</b>	120
Аллювиальные и террасовые почвы	—
Седиментологические и педологические характеристики	121
Влияние затопления	122
Химический состав почв и глинистые минералы	123
Пойменные формы рельефа	125
Строение пойменного материала	127
Сельскохозяйственные возможности пойменных почв	130
Речные террасы	133
Почвы речных террас	—
<b>Глава 8. Почвы прибрежных равнин и песчаных дюн</b>	139
Материал прибрежных систем	—
Системы прибрежных форм рельефа	140
Почвообразование и развитие соленых маршей	142
Декальцификация морских почв	145
Связь между почвами и формами рельефа	146
Почвы прибрежных систем песчаных дюн	150
<b>Глава 9. Почвы на гляциальных и флювиогляциальных формах рельефа</b>	153
Гляциальные и флювиогляциальные осадки	—
Ландшафты гляциальных и флювиогляциальных отложений	155
Почвы на конечных моренах	156
Почвы на основных моренах	158
Гумботил и аккреционный глей	160
Геотехнические свойства гляциальных и флювиогляциальных толщ	163
<b>Глава 10. Стратиграфическое значение почв</b>	166
Общие принципы	—
Типы и соотношения палеопочв	168
Распознавание палеопочв	171
Проблемы реконструкции окружающей среды	172
Признаки выветривания	174
Радиоуглеродное датирование	177
Пыльцевой анализ	178
Тефрохронология	179
Опаловые фитолиты как показатели среды	180
Применение почвенно-стратиграфических принципов	—
<b>Глава 11. Почвенная съемка и формы рельефа при освоении природных ресурсов</b>	188
Морфологическое картографирование	189
Геоморфологическое картографирование	—
Картографирование земельных систем	190
Числовые данные при картографировании земельных систем	192
Картографирование возможностей земель	194
Изучение земельных ресурсов	197
Основы оценки земель	198
<b>Глава 12. Педогеоморфологический синтез</b>	199
Значение почвоведения для геоморфологии	200
Роль геоморфологии в почвоведении	201
<b>Список литературы</b>	204

4473