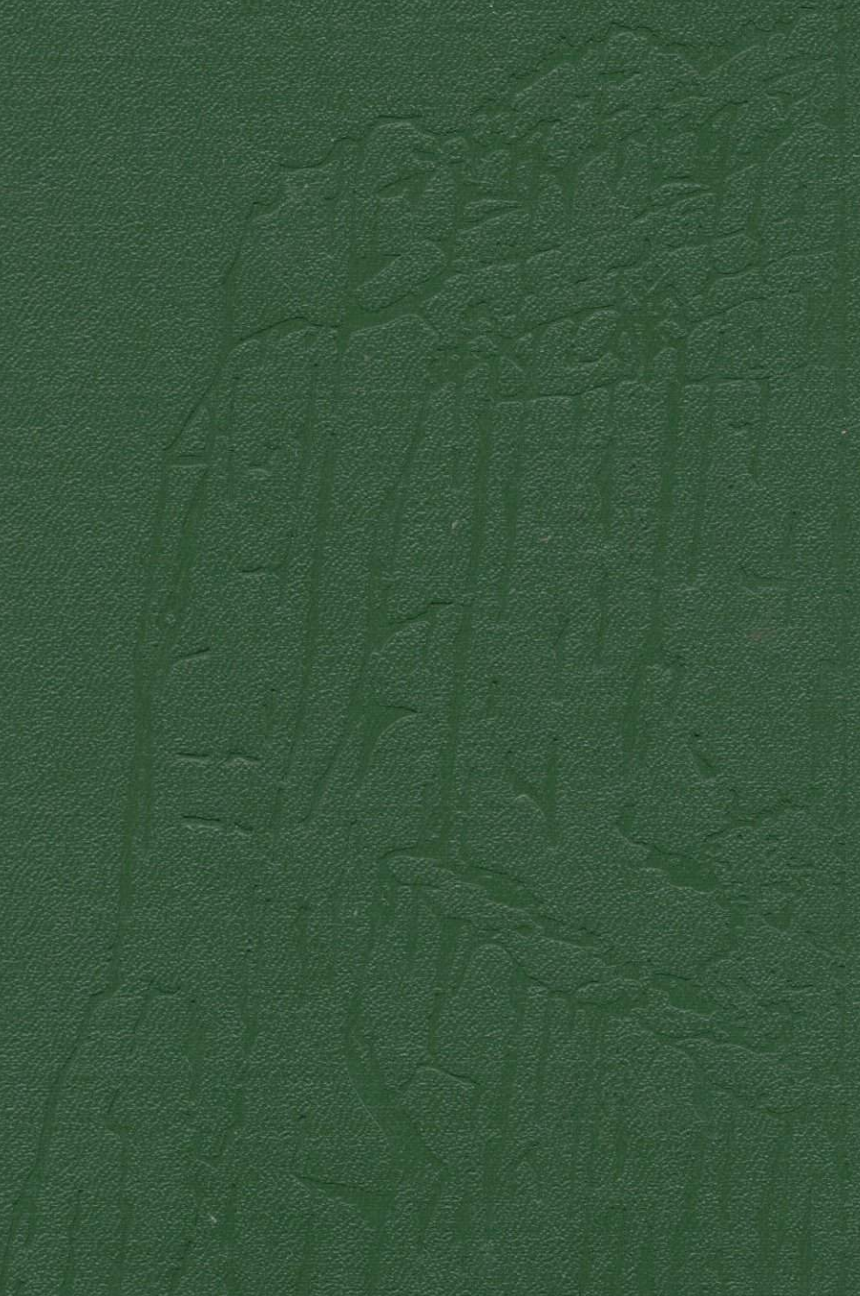


К. Олмер

Выветривание



К. Оллиер

Выветривание

Издательство

К. Оллиер

Издательство
К. Оллиер
Издательство



Издательство
К. Оллиер

К. М. Оллиер

GEOMORPHOLOGY TEXTS

Weathering

(Second edition)

Cliff Ollier

Professor of Physical Geography
University of New England
Armidale, Australia

Edited by
K. M. Clayton

Longman
London and New York



К. ОЛЛИЕР

Выветривание

Перевод с английского

С. С. Чекина

В. С. Знаменского

Под редакцией

доктора геол.-минер. наук

В. П. Петрова

4862



МОСКВА "НЕДРА" 1987



Оллиер К. Выветривание: Пер. с англ.— М.: Недра, 1987.— 348 с., ил.

Рассматриваются вопросы физического и химического выветривания, показана роль поверхностных вод, освещаются процессы порообразования на дневной поверхности. Уделяется внимание биогенным факторам при выветривании, характеризуются методы изучения продуктов выветривания. Излагаются материалы по латерито- и бокситообразованию, описываются известковые и соляные отложения сухих пустынь, почвенные процессы. Оценивается влияние выветривания на формы ландшафта. Освещаются проблемы глубины выветривания, степени выветрелости, особенности древнего выветривания.

Для геоморфологов, геологов широкого профиля; будет полезна студентам вузов и университетов.

Табл. 26, ил. 177, список лит.— 661 назв.

Рекомендовано к переводу В. П. Петровым, д-ром геол.-минер. наук (Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР), Н. А. Ясамановым, д-ром геол.-минер. наук (Музей землеведения МГУ).

This book was originally published in the English language by Longmen Group Limited of London.

О 1904030000—300 79—87
043(01)—87

© Cliff Ollier 1969, 1975, 1984

© Перевод на русский язык, предисловие. Издательство «Недра», 1987

Книга К. Оллиера без сомнения будет весьма полезна всем исследователям, изучающим процессы и продукты выветривания, а не только геоморфологам, для которых она собственно и написана.

Ее важность для советского читателя в первую очередь заключается в том, что она наиболее полно освещает представления западных специалистов о проблемах выветривания и причинах, порождающих этот процесс. Представления эти коренным образом отличаются от взглядов советских специалистов, которые основное внимание уделяют изучению процессов химического выветривания горных пород, тогда как в книге К. Оллиера и вообще на Западе наибольшему обсуждению подвергаются явления физического выветривания, которые у нас почти не рассматриваются. В свою очередь, западные исследователи, хотя и допускают возможность химического выветривания и даже говорят о существовании мощных толщ продуктов этого выветривания, не отмечают их широкого распространения на земной поверхности и не видят того крупнейшего геологического явления, которое сказалось на всей литологической истории фанерозойского породообразования и которое в значительной мере определяет состав осадочной и метаморфической оболочек Земли и служит источником многих полезных ископаемых.

Причину упомянутых различий в оценке роли процессов выветривания в истории Земли приходится искать в первую очередь в геологическом строении территорий, изучаемых западными и советскими геологами.

Огромная территория Советского Союза раскинулась в основном на двух крупнейших платформах мира — Европейской и Сибирской, где на очень больших площадях с начала мезозойской эры сохранялся относительный тектонический покой и осуществлялся умеренный размыв с образованием маломощных осадков. В пределах Украины, Северного Казахстана и отчасти Урала нижнемезозойская кора выветривания сохранилась на очень большой территории. На отдельных участках удалось выявить зональность толщи выветривания и показать неровность ее нижней границы — существование в низах вдоль трещин разломов зон трещиноватости и различных плотных жильных тел-языков, сложенных выветрелыми породами, глубоко (на 100—200 м) уходящих в толщу свежих материнских пород. При размыве местности, когда кора выветривания, покрывавшая сплошным чехлом все материнские породы, оказалась смытой, на местности оставались только линейные зоны выветрелых пород — те «языки» выветривания, которые проникли в толщу материнских пород; в русской терминологии эти реликты

мощной коры выветривания носят название «линейной коры выветривания».

Разделение остатков древней мощной коры выветривания на «площадную» и «линейную» во многом до сих пор не воспринято западными исследователями, и часто линейные остатки коры выветривания объясняются как гидротермальные образования (например, каолины Корнуэлла в Великобритании, магнезитовые тела в Северной Греции). В пределах СССР отчетливо выявлено, что линейные коры выветривания встречаются в районах общего развития древних кор выветривания. Существует очень четкий признак, позволяющий отличить древнюю кору выветривания (даже в форме линейных «язычков») от гидротермальной аргиллизации. Породы, возникшие при выветривании, на глубине переходят в совершенно неизменные материнские породы, а гидротермально глинизированные образования сменяются пропилитами и другими измененными породами.

Важной особенностью мощных древних кор выветривания является то, что нигде не удается наблюдать их выклинивание, везде встречаются только эрозионные остатки, причем мощности отдельных горизонтов, где бы они не находились — на крайнем Севере, в Сибири или на Украине — оказываются для одновозрастных кор одинаковы.

После того, как в областях с хорошо сохранившейся древней корой выветривания были установлены ее основные признаки, стало возможным выявлять реликты коры выветривания в областях более поздней активизации, например, в Забайкалье, в складчатых областях, таких, как Средняя Азия, где коры выветривания оказываются захороненными под молодыми осадками по границам областей позднего подъема, и наконец, в глубоко размытых районах типа пустынь Монголии, где сохраняются только ее самые нижние зоны. Это позволило предположить, что в эпохи корообразования мощная кора выветривания покрывала всю земную поверхность или хотя бы ее значительную часть. Размыв кору выветривания дал мощные накопления осадочных пород, сложенных минералами, устойчивыми к выветриванию — кварцем и различными глинами.

Большинство советских геологов убеждено в огромном геологическом значении древних кор выветривания. У нас опубликовано большое число работ, освещающих поведение рудных элементов в коре выветривания и объясняющих генезис многих рудных месторождений, а также таких явных продуктов выветривания, как каолины, силикатные никелевые руды, песок и глины.

Признание крупного практического и геологического значения выветривания не привело к общепринятому, четкому пониманию природы древней мощной коры выветривания. Причиной этого является большая трудность определения возраста последней. В толще выветривания нет каких-либо возможностей выявления ее возраста: в коре выветривания отсутствуют фаунистические остатки, синхронные времени ее образования; радиоактивные методы определения абсолютного возраста не дают результатов. Остаются толь-

ко стратиграфические соотношения: ясно, что кора выветривания возникла после образования той породы, за счет изменения которой она появилась, но до того, как сформировалась горная порода, трансгрессивно налегающая на кору выветривания. К сожалению, этот принцип не всегда выдержан, очень часто получается, что кора выветривания возникла на породах древнего протерозоя и перекрывается палеоген-неогеновыми осадками. Это дает большой простор различным субъективным предположениям о возрасте, которые не всегда могут быть приняты.

Второй трудностью интерпретации природы древней коры выветривания является полное отсутствие в современных геологических условиях каких-либо аналогов этого природного образования. В настоящее время нет подобных процессов выветривания, кроме процессов почвообразования; но мощность современных почв в редких случаях превышает 2—3 м и ни в какое сравнение не может идти с древними корами выветривания, имевшими мощность 100—150 м. Отсюда появление представлений о некотором «подпочвенном» выветривании, примеров которого сейчас еще нет, и среди реликтов коры выветривания никаких его следов никогда не наблюдалось. Кроме того, если сравнивать зональность современной почвы и древней коры выветривания, то можно наблюдать их (при прочих равных условиях) очень близкую геохимическую аналогию. На этом основании автор предисловия около 20 лет назад высказал предположение, что древняя кора выветривания образовалась как почва в эпохи относительного тектонического покоя, существовавшего в периоды между эпохами большой тектонической активности, когда формировались только маломощные почвы, близкие к современным.

В геологической истории, видимо, существовало только пять таких эпох корообразования (снизу вверх).

1. Между археем и протерозоем (образовалась не очень мощная кора выветривания, сильно размытая. Ее сильно метаморфизованные реликты описаны во многих местах Балтийского щита).

2. Между протерозоем и вендом (маломощная кора выветривания, сильно размытая. Имеет большое значение как нефтяной коллектор в Приволжских нефтеносных районах).

3. Между ордовиком и девоном или карбоном (очень мощная кора выветривания, сильно размытая. Продуктами ее размыва являются пески и глины карбона, ассоциирующие с углем).

4. Между поздним триасом и ранней юрой (наиболее сохранившаяся кора выветривания. Именно к ней приурочено большинство месторождений полезных ископаемых. Ее мощность на гранитах 100—150 м в площадном развитии и много больше в случае линейных «языков»).

5. Между палеогеном и неогеном (особенно распространена в тропической области. Продукты этой коры выветривания покрыты латеритной корой — кирассой, или панцирем. Мощность коры довольно значительна; размыта слабо).

Остатки мощной толщи почвы, образованной в течение длительного времени между эпохами складчатости (каледонской и герцинской, герцинской и альпийской и т. д.), лишенные в настоящее время и жизни, и органических веществ, мы называем корой выветривания. Если даже скорость выветривания (почвообразования) была такой же как сейчас (1 см в 100 лет), то 1 млн. лет было бы достаточно, чтобы образовалась почва мощностью 100 м.

Со времени первого опубликования этих представлений интенсивность изучения кор выветривания резко усилилась, но никаких реальных фактов, сколько-нибудь противоречащих этим взглядам, найдено не было.

Литература на русском языке о древних корах выветривания насчитывает ряд монографий, и, кроме того, работам по корам выветривания посвящена серия сборников под заголовком «Кора выветривания». В 1986 г. вышел 19-й сборник.

Таковы различия в подходе к описанию и изучению процессов выветривания в советской и западной литературе. Синтез представлений геологов западных стран и представлений, развиваемых в СССР, безусловно, послужит более глубокому познанию процессов выветривания, которые, как уже никто не сомневается, играют во многих геологических процессах очень важную роль.

Книга К. Оллиера на русском языке во многом будет содействовать такому синтезу и позволит осуществить новые, еще более глубокие обобщения.

В. П. Петров

Со времени первого издания книги «Выветривание» в 1969 г. наука о выветривании сильно продвинулась вперед. Геоморфологи продолжали детально изучать процессы выветривания в связи с образованием форм рельефа. В течение последних лет эти исследования стали более фундаментальными, и процессы выветривания нашли свое отражение в реальной шкале геологического времени.

Продолжает расширяться сфера фундаментальных наук, применяемых при изучении выветривания. Издавна исследования минеральных изменений проводятся в лабораторных условиях. Опыты, выполненные с более чистыми системами и дающие более точные результаты, максимально приближены к природным условиям. Сейчас мы начинаем лучше понимать реальные обстановки и это знание, вероятно, будет углубляться в результате применения изотопного, электронного микрозондового и микроморфологического анализов. В полевых условиях предметом исследования служат теплопроводность пород, физико-механические свойства и палеомагнетизм. Очень интенсивно ведутся исследования биологических аспектов процессов изменения пород, особенно под воздействием микроорганизмов, однако пока еще не настало время для широких обобщений полученных данных.

Мне представляется, что наука о почвах длительное время находилась в хаотическом состоянии и продолжает оставаться в нем до сих пор. Обремененная местными жаргонными терминами и многочисленными классификационными схемами наука о почвах все больше становится запутанной из-за разных подходов и меняющихся направлений. Одни почвоведы выделяют в почве традиционные горизонты, другие повсюду видят слои переотложенного материала, а третьи вообще не признают никакого закономерного строения в палеопочвах. Я попытался избежать всех этих противоречий и привожу весьма простую схему строения почв, которая конечно не всех удовлетворит.

География и история выветривания взаимосвязаны. Районы, подобные Великобритании и Северной Америке (на основании исследования которых написано большинство учебных пособий на английском языке), были преимущественно подвержены эрозии в последний ледниковый период, и характер выветривания на этих территориях заметно отличается от характера выветривания в остальных районах мира. Некоторые стороны процесса выветривания, рассмотренные в первом издании книги, особенно связанные с глубиной проникновения выветривания и требуемым для этого значительным временем, сейчас в основном уже изучены и оказали влияние на геоморфологические исследования вообще. Поскольку продолжительность некоторых процессов выветривания измеряется

миллионами лет, то современные климатические условия не отражают древней обстановки выветривания, и хотя некоторые особенности выветривания зависят от современных условий, влиянию климата на выветривание следует придавать меньшее значение, чем это делалось раньше.

Процессы интенсивного выветривания имеют важное практическое значение, поэтому на исследования рыхлых образований в последние годы обращено большое внимание. Неуклонно повышается спрос на гипергенно обогатщенные руды, однако рыхлые породы в основном воспринимаются как сплошной барьер на пути достижения разработчиками месторождений своих целей. Компаниями и правительственными организациями предпринимаются попытки изучения поверхностных рыхлых пород. Исследования плоскостного смыва также значительно продвинулись вперед, причем были получены новые данные, подтверждающие ранее выдвинутые гипотезы, однако площадей с частично размытыми рыхлыми образованиями (скульптурных равнин) было закартировано очень мало. В поисковой геохимии переходят от анализа образцов, бездумно собираемых по геометрической сетке, к изучению образцов, собранных с пониманием геохимии всего ландшафта. О важности исследования процессов выветривания в инженерной геологии свидетельствуют многочисленные статьи по выветриванию в журналах этой отрасли науки. Интересно отметить, что первое издание книги «Выных с пониманием геохимии всего ландшафта. О важности исследований, состоящей в основном из инженерных геологов, а не геоморфологов.

Наука о выветривании разветвляется во многих направлениях, и в этой книге я попытался выветривание связать с различными исследованиями. В книге обобщены факты и гипотезы, и в ней я пытался помочь читателю ознакомиться с той или иной стороной процессов выветривания, иногда за счет более подробного изложения, а не путем ссылок на литературные источники. Несомненно наука о выветривании не является областью исследований только геоморфологов и об этом следует помнить при проведении полевых исследований.

Я хотел бы выразить благодарность всем тем, кто помог мне в работе над книгой либо предоставлением информации или иллюстраций, либо полезными замечаниями и конструктивной критикой. Сложность работы заключалась в том, что в ней сделана попытка охватить как можно больше вопросов, связанных с выветриванием. Приношу свои извинения многим заслуженным исследователям, чьи работы по выветриванию не были упомянуты.

Настоящая книга была написана в университете Нью-Ингленд в Австралии, где многие оказывали мне помощь. Особенно я благодарен Гербу Вейнанду за помощь в вычислительных работах, Руди Боскович за новые иллюстрации и Бев Уотерс за перепечатку рукописи.

Клифф Оллиер

Выветривание — это разрушение пород на земной поверхности и их превращение в продукты, которые являются более устойчивыми в новых физико-химических условиях. Многие породы первоначально образовывались при высоких температурах и давлениях и при отсутствии воды и воздуха. Выветривание же протекает при низких температурах и давлении, при участии воды и воздуха. Продукты выветривания могут сильно различаться по составу, и даже те из них, которые при одних условиях являются устойчивыми продуктами, при изменении условий могут стать неустойчивыми.

Прежде чем перейти к рассмотрению выветривания целесообразно привести некоторые определения этого термина.

Возможно, наиболее широкое распространение имеет определение П. Рича [475]: «Выветривание — это реакция материалов, которые были устойчивы в пределах литосферы, на новые условия земной поверхности или близ контакта с атмосферой, гидросферой и, что возможно самое важное, — с биосферой». По моему мнению, упор на биосферу неоправдан, так как биологическое выветривание осуществляется посредством химических и физических воздействий и не является чем-то резко отличным от этих процессов. Нет никакой причины допускать, что исходные продукты выветривания повсюду в литосфере были устойчивыми — некоторые породы, вероятно, никогда не достигали стадии устойчивого равновесия. Единственное необходимое условие выветривания — это меньшая устойчивость пород в условиях земной поверхности, чем устойчивость потенциальных продуктов выветривания. В. Келлер [316] также придерживается мнения, что определение П. Рича было бы точнее, если из него убрать слова «которые были устойчивы», так как породы находятся в состоянии равновесия только в тот момент, пока существует среда, в которой они образовались. Реакция пород может запаздывать по отношению к изменениям в окружающей среде.

Б. Б. Полюнов [459] определяет выветривание как изменение пород от массивного до обломочного состояния. Это определение охватывает только часть объема понятия выветривание, которое принято в настоящей книге; и здесь будут описаны примеры глубокого химического выветривания без какого бы то ни было разрушения пород на обломки.

Химическое преобразование пород *in situ*, как основа выветривания, приводит нас к сложности определения различия между диагенезом и выветриванием.

Диагенез — это изменение осадка с образованием новых минералов. Как только осадок захороняется в толще более молодых отложений, давление возрастает, зерна минералов приобретают

более плотную упаковку, а вода и воздух отжимаются. В некотором смысле, диагенез — это процесс, обратный выветриванию. Однако выветривание это не только уменьшение размеров зерен минералов до мельчайших частиц, в качестве составной части процесса выветривания рассматривается и образование новых минералов в профиле выветривания. Процессы диагенеза приурочены только к условиям осадкообразования.

Выветривание занимает определенное место в геологическом цикле. Продукты выветривания пород могут удаляться механически или в растворенном виде. Размыв пород называется эрозией, а перенос продуктов разрушения пород — транспортировкой. Выветривание и эрозия являются составными частями процесса денудации. Переносимые осадки в конечном итоге осаждаются, обычно в море. Здесь они накапливаются, уплотняются, подвергаются диагенетическим процессам и в конце концов преобразуются в осадочные породы. В результате тектонических подвижек эти породы позднее могут быть подняты выше уровня моря и снова вовлечены в цикл выветривания. Некоторые процессы могут рассматриваться как процессы подводного выветривания — это то, что П. Рич [475] назвал «гальмиролизом», однако собственно выветривание — это процесс, происходящий на поверхности суши, а диагенез — преобладающий процесс на дне моря.

В настоящей книге мы рассмотрим динамику процессов выветривания, факторы, управляющие этими процессами, и продукты выветривания. Самые различные химические и физические процессы иногда воздействуют посредством биологических агентов. Сильное влияние на эти процессы оказывают факторы окружающей среды — гидрология и климат. В книге рассмотрены породы и минералы, в том числе и глинистые минералы, часто представляющие собой продукты выветривания. Профили выветривания, почва и некоторые формы рельефа — все это следствие процессов выветривания. Здесь предстоит рассмотреть такой фактор выветривания как время (установлено, что процессы выветривания в основном протекают так медленно, что их следует рассматривать в геологических масштабах времени), а также некоторые аспекты выветривания в геологической истории земли.

На первый взгляд выветривание представляется исключительно сложным явлением, включающим множество процессов, воздействующих на бесконечный ряд пород и минералов в самых различных климатических и гидрологических условиях. Прежде чем углубляться в детальное изучение этих процессов, целесообразно несколько упростить эту сложную картину выветривания.

Зона выветривания захватывает немногочисленный ряд обычных пород, сложенных несколькими порообразующими минералами, состоящими из восьми главных химических элементов.

Земная кора сложена на 95 % изверженными породами и только 5 % осадочными и метаморфическими, однако, если рассматривать только породы, вскрытые на суше (и поэтому попадающие в условия выветривания), то окажется, что поверхность суши слага-

ется на 75 % осадочными породами. Л. Леопольд и др. [351] считает, что по распространенности на земной поверхности породы образуют следующий ряд (в %):

Глины и глинистые сланцы	52
Пески и песчаники	15
Граниты (и гранодиориты)	15
Известняки (и доломиты)	7
Базальты	3
Прочие породы	8

Примерно такие же соотношения минералов, подвергающихся выветриванию на земной поверхности (в %):

Полевые шпаты	30
Кварц	28
Глинистые минералы и слюды	18
Кальцит и доломит	9
Оксиды железа	4
Пироксены и амфиболы	1
Прочие минералы	10

В табл. 1 и на рис. 1 приведены самые распространенные элементы земной коры. Очевидно, эти элементы почти полностью слабают земную кору, хотя в объемном отношении подавляющая роль принадлежит кислороду. Литосфера представляет собой «оксисферу» и земная кора сложена анионами кислорода, упакованными и связанными вместе с катионами кремния и металлов.

Что касается продуктов выветривания, то к перечню распространенных элементов следует добавить водород и углерод. Согласно Ф. Маккензи и Р. Гаррелсу [365], более 99 % растворенных веществ в океане и более 99 % растворенных твердых веществ в реках составляют Na, Mg, Ca, K, Cl, HCO₃ и SiO₂. Морская вода

Таблица 1

Содержание главнейших элементов в земной коре. По Б. Масону [374]

Элемент	Доля, %	
	массовая	объемная
O	46,60	93,77
Si	27,72	0,86
Al	8,13	0,47
Fe	5,00	0,43
Mg	2,09	0,29
Ca	3,63	1,03
Na	2,83	1,32
K	2,59	1,83



Рис. 1. Количество наиболее распространенных элементов в земной коре (массовое содержание, %)

имеет повышенные концентрации всех главных компонентов за исключением кремнезема, который содержится в больших количествах в речных водах.

В монографиях П. Рича [475], В. Келлера [316], К. Маршалла [373] и Ф. Лоугнена [359] особое внимание уделяется химической стороне этого процесса, но автор настоящей книги не собирается освещать ее, несмотря на то, что в последние годы было получено много новых данных по выветриванию на основании экспериментальных исследований. Эта книга предназначена главным образом для геоморфологов, и в ней особое внимание уделено роли выветривания в развитии ландшафта. Тем не менее, в книге приведены краткие сведения по химическим и физическим процессам, протекающим при выветривании, и автор попытался представить эти разделы понятными читателям, имеющим слабую подготовку в физических и химических дисциплинах. Сведения по минералогии, петрологии и гидрологии даются на уровне, предполагающем самое предварительное знание читателем этих предметов.

Глава 2. ФИЗИЧЕСКОЕ ВЫВЕТРИВАНИЕ

Физическое выветривание — это исключительно механическое разрушение материала, и причины его многообразны. Одни разрушающие силы возникают в самой породе, другие прилагаются извне. Напряжение ведет к деформации и, в конце концов, к разрыву.

РАССЛАИВАНИЕ, СНЯТИЕ НАГРУЗКИ И СКАЛЫВАНИЕ

Расслаивание — разделение породы на слои по трещинам типа трещин отдельности, в основном параллельно земной поверхности (рис. 2, 3). Для этого явления используется термин «топографическая трещиноватость», который хорошо отражает его главный признак. Образующиеся слои породы ориентируются параллельно или концентрически и по-разному соотносятся с земной поверхностью, но параллельность их совершенно отчетлива. Это свидетельствует о том, что трещины прямо связаны с рельефом земной поверхности. Сейчас имеет признание впервые высказанная Г. Джилбертом [222] идея о том, что увеличение объема пород после снятия внутреннего давления при подъеме и эрозии находит свое выражение в развитии трещин. Это высвобождение усилий давления после эрозии вышележающей толщи пород наблюдается главным образом в граните, а также в массивных песчаниках [64], массивных аркозах и конгломератах [440], слоистых песчаниках [142] и известняках [321, 19].

Купола снятия нагрузки представляют собой выпуклые холмы, которые часто лишены растительности и имеют высоту в несколько сотен метров. Их можно обнаружить во всех климатических зонах

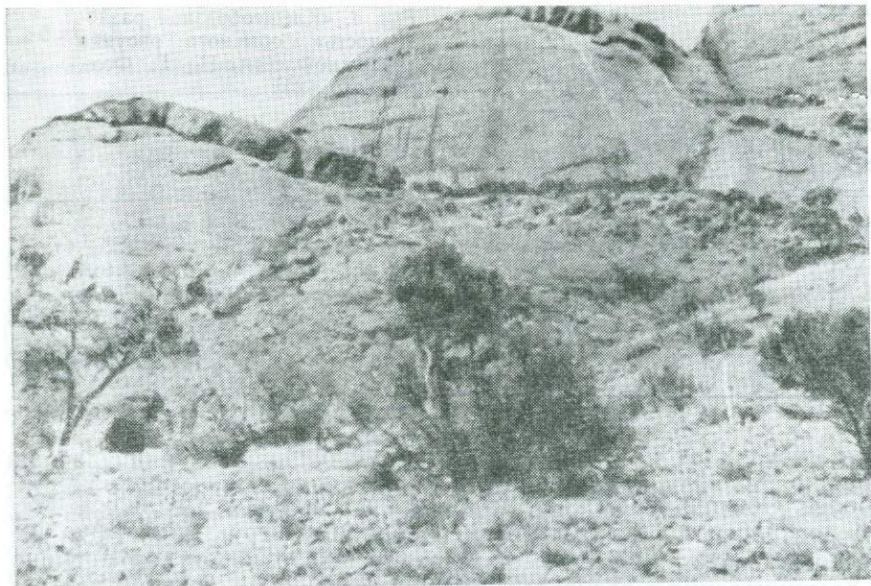


Рис. 2. Расслаивание в результате снятия нагрузки на горе Ольга, Северная территория (Австралия)

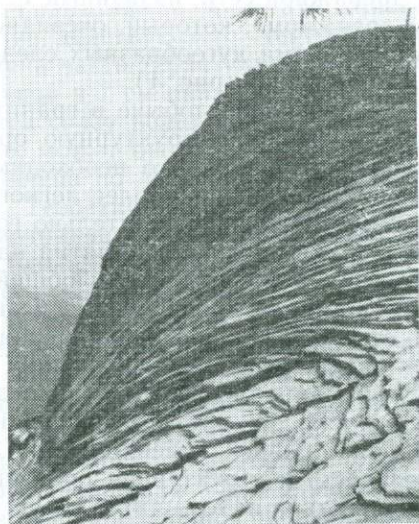


Рис. 3. Расслаивание в результате снятия нагрузки в горах Сьерра-Невада. Фото Н. Кинга-Хабера

на равнинах и в горах. Термин «купол отслаивания» впервые в 1930 г. использовал Мэтьюс. Дж. Хак [242] описал кольцевые структуры и следы отслаивания на территории развития гранитов района Грандфазер-Маунтин в Северной Каролине. На аэрофотоснимках района видно множество крупномасштабных дугообразных круговых и эллиптических структур диаметром от 300 м до 1 км

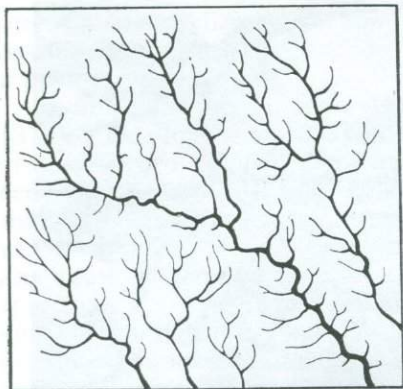


Рис. 4. «Клещеобразная разновидность» обычного рисунка дренажной сети. По Г. Фон-Бандату [25]

и более. Обычно их можно проследить по кривизне гребней и поясам контрастной растительности. Первичные структуры пород им не соответствуют, из чего можно заключить о вероятной причине их возникновения в результате снятия нагрузки.

Типичным для плутонически изверженных пород является рисунок дренажной сети, названный Г. Фон-Бандат [225] «клещеобразным дренажом», который, очевидно, связан с унаследованием водными потоками дугообразных следов выхода на поверхность слоев снятия нагрузки (рис. 4).

При карьерной добыче в гранитах определяют направление отдельности, общую структурную ориентировку и направление наибольшей прочности, что необходимо для облегчения откалывания блоков. Плоскость наиболее легкого откалывания является отдельностью, которая приблизительно горизонтальна и совпадает по направлению с плоскостью снятия нагрузки. Несколько труднее идет откалывание в направлении общей структурной ориентировки, которая занимает вертикальную позицию. Плоскость наиболее трудного откалывания или направления максимальной прочности лежит под прямым углом к первым двум плоскостям. Из трех выше упомянутых направлений трещины отдельности имеют самую гладкую поверхность, но природные трещины снятия нагрузки обладают еще более ровной поверхностью [306]. Согласно Т. Дейлу [148], отдельность и структурная ориентировка определяются системами микротрещин, находящихся друг от друга на расстоянии 0,09—1,3 мм, секущих зерна кварца и заходящих в полевые шпаты, которые и создают скрытую трещиноватость в двух взаимно перпендикулярных направлениях. Структуры расслаивания могут пересекать дайки, включения и выступы кровли в граните.

Расширение гранита также приводит к трещиноватости; иногда встречаются 1,5-сантиметровые расширения блока, имеющего в поперечнике 30 м. В Стоун-Маунтин было отмечено [53] линейное расширение добытых в карьере блоков, составившее 0,1 %. Сила

Таблица 2

Зависимость величины прогиба от расширения

Расширение стержня длиной 100 м на	Прогиб дуги вверх, мм	Подъем, %
1 м (1 %)	70	7
10 см (0,1 %)	22	2,2
1 см (0,01 %)	7	0,7
1 мм (0,001 %)	2,2	0,22
0,1 мм (0,0001 %)	0,7	0,07
0,01 мм (0,00001 %)	0,22	0,022

4862

вызывающая расширение достаточно велика для того, чтобы разрушить перемычку между двумя близко расположенными буровыми скважинами, частично закрыть просвет скважины или даже заклинить и лишит подвижности буровой инструмент. В некоторых карьерах перед началом работ пробивают широкую щель или проходят линию крупных буровых скважин, необходимых для снятия напряжения. Чрезвычайно высокая степень расширения была отмечена в гранитном карьере близ Гранитвилля в штате Миссури [646], где предполагается наличие действующего тектонического напряжения. Добытый здесь камень часто теряет прочность и разрушается, а проходка щели шириной в 7 см оказывается неэффективной, поскольку она закрывается сразу вслед за огневой резкой.

Боковое расширение, вероятно, может быть реальной причиной расслаивания, если порода ограничена по латерали или находится в зажатом виде между блоками. Теоретически расширение плиты или блока горной породы рассматривается в работе [208]. Если порода зафиксирована по краям блока, то расширение реализуется путем изгиба кверху. Однопроцентное расширение плиты длиной 100 м приводит к ее удлинению до 101 м, прогиб (x) определяется в 7 м. Табл. 2 иллюстрирует величину прогиба в зависимости от меньших линейных расширений. При фиксации краев блоков горных пород совершенно незначительные расширения могут вызвать большие прогибы. Считают, что наряду с относительно мощными слоями в результате этого процесса могут образоваться тонкая слоистость и даже дресва. Высвобождение напряжения может идти вертикально, и в этом случае наиболее характерны субгоризонтальные трещины разгрузки. На горе Буффало в штате Виктория (Австралия), например, число горизонтальных трещин увеличивается по направлению к верхней части обнажения (рис. 5). Система трещин разгрузки может быть не связана с существующей сейчас формой, а быть «ископаемой», т. е. приуроченной к поверхности некогда существовавшего плато. На основании исследования отслаивания в долине Йосимайт сделано заключение [376] об отслаивании и очень большом возрасте гранитных куполов. Многочисленные от-



Рис. 6. Соотношение ориентировки трещин разгрузки с рельефом в известняках района Вайонт (Италия)

Рис. 5. Увеличение сверху густоты горизонтальной трещиноватости в результате снятия нагрузки в районе гор Буффало, штат Виктория (Австралия)

клонения хорошо развитого расслаивания от параллельности с современной поверхностью характерны для района национального парка Аркадия в штате Мэн (США) [112]. Эта территория была подвержена долинному оледенению, а расслаивание шло фактически параллельно доледниковой земной поверхности.

В противоположность вышеприведенным наблюдениям У. Льюис [353] описал трещины снятия нагрузки в гнейсе под каровым ледником, параллельные земной поверхности. У. Льюис полагает, что гнейс раньше испытывал давление вышележащих пород мощностью в несколько тысяч метров, которые затем были снесены ледником. Прочность гнейса достаточно велика, чтобы противостоять горному удару до тех пор, пока окончательно не снята нагрузка всей существовавшей толщи перекрывающих пород, и ледник совсем не отступил.

Очень хорошо продемонстрированы взаимоотношения расслаивания с ледниковыми формами рельефа на Сермерсок в Гренландии [417]. В стенках кара расслаивание идет вдоль крутых характерно изогнутых плоскостей. На пиках и выступах они становятся почти вертикальными. На дне цирков и в широких долинах расслаивание субгоризонтальное. На пологих склонах, округлых холмах и сглаженных вершинах слоистая структура приобретает куполообразные формы. В тех местах, где на эти холмы наступала более поздняя ледниково-каровая эрозия, мы находим типичный рисунок пересечения вогнутого и выпуклого расслаивания.

Другой случай пересечения плоскостей трещин снятия нагрузки был описан в долине Вайонт — месте крупнейшего в мире прорыва

дамбы [321]. Одна система трещин параллельна дну ледникового трога, который обнажился после отступления ледника приблизительно 18 тыс. лет назад, другая — параллельна стенкам позднее прорезанного ущелья. Особенно слабы породы на плечах ущелья, где эти две системы трещин пересекаются (рис. 6).

В долине Тейлор в Антарктике [511] углы склона при переходе от клифа к подножью меняются от 80 до 35°, и трещины почти точно следуют криволинейному изменению крутизны поверхности. Более отлогий склон растет за счет верхнего склона, а криволинейная трещиноватость объясняется как снятие нагрузки, приспособляющееся к развивающейся вогнутости между стенкой и прямолинейной частью склона. Существование двойной системы трещин снятия нагрузки дает убедительное доказательство в пользу гипотезы их образования именно при снятии нагрузки, поскольку напряжение сжатия не может создаваться в двух направлениях, каждое из которых совпадает с топографической поверхностью. Таким образом в данном случае отрицается точка зрения К. Твидейла [592], согласно которой расслаивание является первичным и наследует первичную структуру или направление сжатия породы.

У. Бредли [64] описал трещины снятия нагрузки в песчаниках плато Колорадо в США до глубины 10 м. Долина, прорезаемая рекой, сечет плато, и слои снятия нагрузки параллельны стенкам долины. Меандрирование приводит иногда к тому, что новая долина сечет вкось первоначальные структуры, и тогда параллельно стенкам вновь образованной долины развиваются трещины. Они дискордантны по отношению к ранее существовавшему структурному плану, но субпараллельны новейшему рельефу, причем распространены повсеместно, включая и постоянно затененные участки. На поверхности трещин имеет место химическое выветривание и чешуйчатое отслаивание, характеризующиеся совершенно другими признаками по сравнению с основным трещинообразованием. Возможность образования этих трещин при химическом выветривании совершенно исключается, а доказательства их связи со снятием нагрузки очень убедительные, если не сказать исчерпывающие.

Компенсация ранее существовавшего в породе напряжения путем расширения может продолжаться годы или произойти очень быстро. На рис. 7 показана кривая расширения мрамора в течение 80 ч. Расширение сначала очень быстро возрастает, а потом ослабевает. На рис. 8 демонстрируется увеличение прочности на сжатие (вызванное снятием ранее существовавшего стресса) гранита за период в 5 месяцев.

Описан ряд примеров, иллюстрирующий неожиданное появление трещин после снятия всестороннего давления.

В 1965 г. в Новой Зеландии на леднике Франц-Иосиф произошел горный удар. М. Гейдж [213] описал удивительные явления на обнаженной поверхности ледникового дна. При этом оказалось, что трещины отдельности в твердом кристаллическом сланце, образующем гребни поперек неровного дна долины (около леднико-

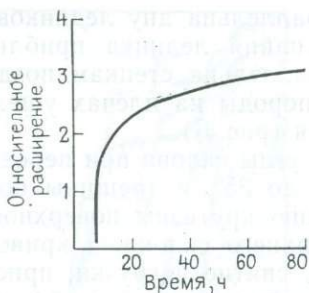


Рис. 7. Зависимость объемного расширения мрамора от времени. По Б. Войгту [605]

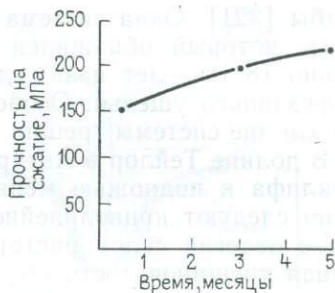


Рис. 8. Увеличение прочности гранита на сжатие, связанное со снятием ранее существовавшего напряжения. По А. Кислингеру и Е. Винклеру [646]

вого языка), были приоткрыты до 2,5 см. Некоторые ограниченные трещинами отдельные плиты и блоки кристаллического сланца были выдавлены кверху со смещениями относительно свежей освобожденной ото льда поверхности горной породы на 0,6 м. Следы ударов и серповидные выемки размером с кресло свидетельствуют о мощных ударных воздействиях, полученных от перемещающихся по поверхности крупных блоков, и позволяют думать о том, что породы, обнаженные из-под десятков метров льда только несколько лет назад, продолжали находиться в состоянии декомпрессионного напряжения до тех пор, пока не произошла декомпрессия при разрыве ледника.

Описаны [19] спонтанные механические расширения в известковых карьерах штатов Вермонт и Теннесси в США. Как только здесь создают новый уступ в стенках карьера, плотный известняк расширяется, с появлением трещин, параллельных поверхности образованного уступа. В ряде случаев карьеры пришлось закрывать из-за опасности, возникающей от падающих блоков и сколов пород. Наиболее характерны горные удары для новых уступов. Известны случаи [338], когда горные удары происходили с взрывной силой при разработке угольных, калийных и железорудных месторождений. Люди и оборудование получали сильные удары обломками и могли быть погребены под обломочным материалом. Если подошва выработки сложена малопрочными породами, может произойти их неожиданное вспучивание; люди и оборудование могут быть при этом придавлены к кровле. Более наглядные примеры реальности процессов, происходящих при снятии нагрузки, трудно подыскать.

Разгрузка и расслаивание были описаны почти исключительно для массивных, слабо трещиноватых пород. Можно ожидать, что все породы будут испытывать те же самые разгрузочные явления после того, как перекрывающая их толща будет удалена. Отсутствие зафиксированных примеров может быть объяснено: 1) дей-

ствительным отсутствием трещин разгрузки, когда расширение произошло за счет уже существовавших плоскостей и ослабленных зон, или 2) неудачными наблюдениями, поскольку трудно распознать трещины разгрузки среди большого количества других плоскостей. Такие факты удается получить лишь при очень длительных специализированных исследованиях, используемых при строительстве дорогостоящих сооружений. Один пример такого подхода иллюстрируется на изысканиях в связи со строительством тоннеля вблизи Беллфилд-Дам, штат Виктория (Австралия). В районе распространены хорошо слоистый с трещинами отдельности каменноугольный песчаник. Тем не менее «топографическая отдельность» оказалась здесь совершенно явной и это привело к смещению линии проектируемого тоннеля. Были приняты меры по укреплению фундамента тоннеля.

Известен факт [425] подземного раскалывания ядер выветривания вертикальными трещинами, которые проходили через окружающую выветрелую породу. В этом случае свежие края трещины ясно указывают на позднее ее образование по отношению к сфероидальному выветриванию с появлением ядер и подтверждают, что трещина открылась при высвобождении напряжения в породе после снятия перекрывающей нагрузки. На снятие нагрузки может также указывать раскол, прослеженный через несколько блоков горных пород, находящихся на расстояниях десятков метров друг от друга, что было описано К. Твиделом [594] в центральной части Австралии.

Экспериментальное изучение поведения пород при декомпрессии подтверждают полевые данные о действенности снятия нагрузки. Д. Григс [236] подвергал сжатию блоки известняка, и после снятия давления в блоках появлялись трещины, в том числе разрывы, ориентированные под прямым углом к направлению сжатия.

К сожалению в качестве доказательства существования явлений снятия нагрузки в природе нельзя привести результаты деформации известняка в лабораторных условиях, поскольку он обладает высокой ползучестью и низким пределом прочности на разрыв. В связи с этим известняк до некоторой степени может «течь», что проявляется в изгибании известняковой облицовки и могильных плит лишь под действием силы тяжести. В других широко распространенных породах при низких напряжениях ползучесть не известна. Существует понятие порогового напряжения в отношении течения материала. Это совершенно очевидно при наблюдении ледников, у которых нижняя часть течет, а наверху, где нагрузка и сжатие меньше, лед разбивают трещины.

Причины явлений, связанных со снятием нагрузки, сейчас изучены на более высоком уровне. Из экспериментов следует, если порода, скажем гранит, помещается в условия сильно возрастающего давления, то избыточное давление, необходимое для того, чтобы произвести одну и ту же деформацию, тоже будет расти. Другими словами, при росте всестороннего давления увеличивается предел прочности породы. Следовательно, чем глубже залегает

порода под каким-либо материалом кровли (порода или лед), тем больше становится ее предельная прочность. Иначе, предел прочности гранита уменьшается при снижении величины всестороннего сжатия. Таким образом удаление поверхностного материала при эрозии снижает всестороннее давление и, следовательно, предел прочности падает. Тогда внутреннее давление, если оно высвобождается, реализуется пластическим расширением. Если порода зажата по горизонтали, то она может расширяться только вверх. Постепенно расширение породы приводит к разрыву, и образуется серия трещин, параллельных поверхности. Механика пород при снятии нагрузки изучена достаточно подробно [338].

РАССЛАИВАНИЕ В ТЕКТОНИЧЕСКИ АКТИВНЫХ ОБЛАСТЯХ

Во многих районах существуют высокие горизонтальные напряжения сжатия земной коры, которые никак нельзя объяснить условиями снятия напряжения на поверхности. Вероятно, эти силы могли бы вызвать субгоризонтальную трещиноватость, и тогда такие тектонические трещины растяжения привели бы к расслаиванию, подобному расслаиванию при снятии поверхностной нагрузки. Этот процесс может усиливаться благодаря возникновению концентраций напряжений близ поверхности из-за неровностей рельефа. Однако очевидно, что тектоническое расслаивание в основном не будет параллельным поверхности, как это часто бывает при снятии поверхностной нагрузки. Следует также представлять себе, что трещины растяжения, вызванные тектоническими силами, развиваются регионально и обладают региональной протяженностью, что совсем не характерно для местного и варьирующего по направлению расслаивания, обусловленного снятием нагрузки.

К. Твидейл [590] считает, что расслаивание развивается после охлаждения и затвердевания гранита. Часто расслаивание не параллельно внутренним текстурам гранита, и можно выявить его соответствие изотермам охлаждения, которые не параллельны текстурным или петроструктурным поверхностям. К. Твидейл считает, что гранитное тело находится в условиях радиального напряжения и после того, как оно обнажается. Высвобождение этого напряжения приводит к формированию дугообразных структур расширения, которые дают наиболее исчерпывающие объяснения явления расслаивания. Однако вопрос этот остается открытым, поскольку не ясен способ внедрения и нет уверенности, что гранитный массив внедряется непременно в условиях радиальной системы напряжений. Граниты, возникшие в процессе гранитизации, очевидно образуются путем «пропитывания» других пород до тех пор, пока они не превратятся в гранит, а так называемые «разрешенные» граниты скорее всего выполняют уже существующие разрывы, а не внедряются на свое место, преодолевая силы сжатия.

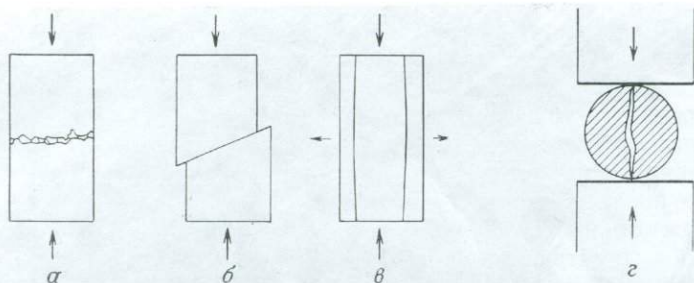


Рис. 9. Характер поведения горных пород при сжатии:

а — раздавливание; б — скалывание; в — деформация растяжения; г — «бразильский» метод определения прочности на разрыв

Существует и другая возможность [417], обоснованная изучением расслаивания в постороженных гранитных массивах. Вследствие дефицита массы, связанного с этими массивами, имеется тенденция к подъему, и верхние части массивов находятся в условиях осевого сжатия. Когда прекращается региональный подъем, соответствующая декомпрессия приводит к тому, что породы в близповерхностных условиях спонтанно отслаиваются вследствие компенсации напряжений по нормали к свободной или топографической поверхности. Главным и очевидным недостатком этой гипотезы является то, что она не может объяснить идентичное расслаивание в различных по составу породах и в разных тектонических обстановках.

ИНДУЦИРОВАННАЯ ТРЕЩИНОВАТОСТЬ

Когда крупный блок горной породы покоится на нижележащей породе, то в ней возникает напряжение сжатия. Порода под действием напряжения сжатия может разрушаться тремя путями (рис. 9): 1) раскрошится при раздавливании, что вероятно только при высокой пористости; 2) путем скалывания; 3) в результате хрупкой деформации (иногда называемой деформацией растяжения).

В последнем случае действующие силы, очевидно, могут быть разложены на относительное сжатие в вертикальном направлении и растяжение в горизонтальной плоскости. Если нижележащая порода ограничена по латерали, то она будет находиться в условиях всестороннего сжатия; если нижележащая порода не ограничена со всех сторон, то она будет подвергаться одностороннему или одноосевому напряжению. Ситуация может быть сравнена с традиционной методикой проверки образцов горных пород на прочность. В простейшем случае сжимается цилиндрический образец горной породы, который сбоку испытывает лишь атмосферное давление. Это так называемое испытание на одноосное сжатие. Оно сильно отличается от испытания на трехосное сжатие, когда различное,

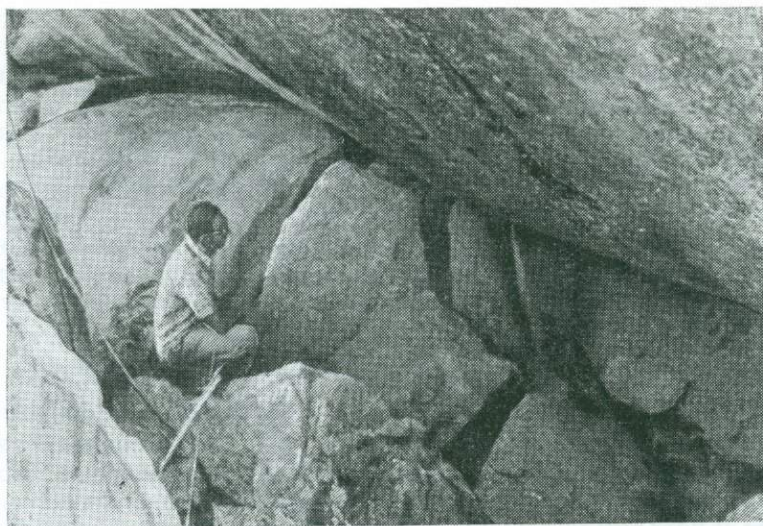


Рис. 10. Новообразованные трещины в ядрах под нагрузкой. Скала Хангинг близ Канберры (Австралия)

но высокое давление прикладывается с трех сторон образца. Когда расположенная на поверхности глыба горной породы находится под воздействием силы тяжести, лежащей на ней другой глыбы, возникает ситуация, подобная опыту с одноосевым сжатием. Прочность породы при одноосевом сжатии меньше, чем прочность породы в условиях всестороннего сжатия, что количественно оценивается приращением ограничения. По этой причине обнаженный на поверхности участок горной породы имеет меньшую прочность, чем тот же самый участок жестко вмурованный в массив.

Полезно рассмотреть так называемый «бразильский» опыт испытания прочности породы на разрыв (см. рис. 9, г). Непосредственно измерить прочность образца породы на растяжение каким-либо растягивающим приспособлением трудно, поскольку возникают осложнения с механизмом удержания образца, поэтому используется косвенный метод, основанный на применении сжатия. Диск породы помещается между двумя пластинами, на которые нагрузка подается до того момента, пока образец не разрушится. Затем прочность определяется по простой формуле (прочность на разрыв $= 2p/dt$, где p — нагрузка в момент разрушения, d — диаметр, t — толщина). В принципе бразильское испытание представляет собой ту же самую ситуацию, что и с нагрузкой вышележащей глыбы. Во всяком случае локализованное высокое напряжение вызывает образование трещин разрыва в направлении параллельном прилагаемой нагрузке (обычно объясняют его с помощью теории трещин Гриффита), этот процесс называется хрупким разрывом [168].

Давление на нижележащую породу проявляется в относительном растяжении, которое часто приводит к раскалыванию глыбы. Трещины разрыва могут расположиться радиально, как, например, на рис. 10. Этот механизм в какой-то мере принимает участие при создании так называемых пьедесталов, при этом оказавшийся на пьедестале блок сам создает пьедестал в результате возникновения вертикальных трещин, уменьшающих размер поддерживающего блока [428]. Глыба на пьедестале не только давит на свое поддерживающее основание, но и сама находится в напряженном состоянии. Выше точки контакта на глыбу воздействует мощное усилие, и тут же рядом с ней порода находится только под воздействием атмосферного давления. В результате разрывные трещины идут от точки контакта кверху — внутрь верхней глыбы. Это может привести просто к расщеплению верхней глыбы или к скалыванию пластин вокруг ее основания. Так образуются глыбы пестикообразной формы со скошенным основанием в окружении линзовидных обломков, отщепленных от глыбы (рис. 11, 12).



Рис. 11. Образование пестикообразных и линзовидных валунов при наложенной трещиноватости под действием силы тяжести

Рис. 12. Линзовидный валун. Скала Хангинг близ Канберры (Австралия)



„Палаточные“ формы

Одной из разновидностей проявления процесса снятия нагрузки на плитообразных блоках горных пород служит пучение и растрескивание с образованием так называемых «палаточных» форм, при этом расширения относительно короткой плиты достаточно для того, чтобы приподнять и отделить ее от массива, расколов пополам. Дж. Дженнингс и К. Твидейл [302] считают, что «палаточные» формы выражают сжатие скальных останцов, на которых они развиваются. Такие формы обнаружены на сенинтах плато Лабрадор (Канада) [451], на кристаллических сланцах равнинной пустыни Намиб [429], и на гранитах бассейна Ллано в штате Техас (США) [208] и во многих других местах. Если гранит расширяется (не зависимо от причины) и расширение ограничено закреплением расширяющегося блока по латерали, тогда оно находит выход в образовании дугообразных форм.

Скалывание

Пласты, подобные пластам разгрузки, характеризуются большей протяженностью в двух измерениях по сравнению с их мощностью. В некоторых случаях, как, например, в пещерах или тоннелях, где, несмотря на благоприятные для образования трещин физические условия, геометрические характеристики пространства препятствуют расслаиванию. Здесь идет процесс скалывания. В результате образуются сколки, представляющие собой пластинчатые фрагменты породы, ромбовидные или неправильные. Они отрываються от стены по системе комбинированных трещин: 1) растяжения, параллельных поверхности снятия нагрузки, и 2) скалывания, возникших в результате сжатия, действующего параллельно этой стене. Задняя поверхность сколов в тоннелях состоит из ряда неправильных или полурadiaльных трещин.

РОСТ КРИСТАЛЛОВ

Объемные изменения, связанные с ростом кристаллов, вызывают в породе стресс, который ведет к их разрушению, что по своей сущности относится к физическому выветриванию. Объемные изменения сопровождают замерзание воды с образованием льда, рост кристаллов из раствора (соляное выветривание) или химические изменения ранее существовавших минералов.

Морозное выветривание

Вода, если она замерзает при 0°C , примерно увеличивается в объеме на 9%. Такое изменение объема оказывает большой разрушающий эффект. Морозное дробление служит одним из мощнейших процессов при выветривании. Если вода замерзает в замкнутом пространстве, то на вмещающую породу действует очень высокое давление. Теоретическое давление около 200 МПа возможно

при температуре около -20°C , что намного выше предела прочности породы на сжатие. Морозное повреждение — не простой процесс. Т. Пауэрс [462] приписывает разрушительную силу льда не столько расширению во время превращения воды в лед, сколько гидравлическому давлению еще не превратившейся в лед воды, выталкиваемой на фронте замерзания.

Однако реальное замерзание полностью никогда не происходит в закрытом объеме. Для того, чтобы вода попала в трещину, трещина должна быть прежде всего открыта. Когда же вода замерзает, лед может выдавливаться, поэтому лишь только часть общего расширения идет на разрушение вмещающей породы. Тем не менее иногда кажется, что лед ведет себя так, как если бы он был почти в закрытой системе. Это может быть следствием переохлаждения воды до температуры порядка -5°C , после чего замерзание происходит очень быстро. Замерзание может быстро завершиться снаружи, делая этим самым систему закрытой. Детально морозное выветривание описано на основе экспериментальных и полевых наблюдений в работе [380], где обсуждаются эффекты гидравлического давления, упорядоченные структуры воды и взаимосвязанные эффекты замораживания-оттаивания, противодействующие глубокому замерзанию.

Действие мороза проявляется прямо и косвенно. Само по себе образование льда может как рычагом передвигать фрагменты породы. Это осуществляется вдоль плоскостей сланцеватости, или плитчатости, с образованием угловатых обломков. Другая форма действия льда — поднятие или «подвешивание» вследствие непрерывного увеличения массы льда. Морозные клинья имеют длину около 3 м, и при ширине на поверхности в 1 м. Наблюдения морозного расклинивания в северо-западной части Канады на плоских обнажениях кристаллических пород, обладающих листоватостью и отдельностью, свидетельствуют [659] о подъеме на 4 м по вертикали блоков с поперечником 7 м.

В неконсолидированных осадках имеет место морозное вспучивание. Перемешивая материал, оно не разрушает мелкие частицы. Однако при воздействии на проницаемые породы морозное вспучивание становится важным фактором их механического разрушения. Вспучивание является следствием движения воды по капиллярам из незамерзшей части грунта к ледяным зародышам, где она замерзает, наращивая лед. Тем самым в процесс вовлекаются все новые и новые порции воды. Таким образом изолированные участки льда в подпочвенном слое растут вокруг зародышей. Этот процесс поддерживает высокое поверхностное натяжение воды, поскольку в капиллярах трудно заморозить воду.

На физическое выветривание почв, подвергающихся периодическому замерзанию, оказывает влияние распределение воды в различных горизонтах. В результате исследования [497] выявлена связь распределения минералов и размеров минеральных частиц почвенного профиля с морозным выветриванием. Те почвенные го-



Рис. 13. Морозное выветривание долерита. Бен-Ломонд, о-в Тасмания. Фото Дж. Петерсона

ризонты, которые содержали больше воды, подверглись максимальному морозному воздействию. При таком обсуждении следует учитывать, что горизонты из мелких частиц вмещают много воды. При более глубоком замерзании образуются мощные слои льда, которые приводят к вспучиванию грунта. С. Мюллер [400] предлагает таблицу, характеризующую усиление тенденции к вспучиванию в направлении от валунных и галечных отложений, в которых оно отсутствует, к гравийным и песчаным породам, в которых оно слабо, и, наконец, к тонким осадкам и торфу, в которых оно значительно.

Когда замерзание и оттаивание чередуются, происходит движение частиц породы, рассматриваемое как косвенный эффект морозного воздействия. После оттаивания частицы могут занять новую позицию, а мелкие частицы — попасть в разрывные трещины, препятствующие возвращению частиц в их первоначальное положение. При повторении замерзания и оттаивания порода будет, очевидно, иметь больше шансов быстрее разрушиться, чем при устойчивой низкой температуре, однако, действительные соотношения сложнее.

Морозное выветривание приводит главным образом к осадконакоплению (рис. 13), но оно ведет к образованию и эрозионных форм рельефа — зубчатых гребней и береговых обрывов, а иногда остроконечных вершин и цирков, хотя последние в основном связаны с проявлением ледниковой эрозии и зависят от морозного воздействия на характер эрозии и увеличение крутизны задних стенок. Ледниковые цирки возникают и в результате чередования замерзания и оттаивания, но в этом случае обломки накапливаются под

снежником, расположенном в выемке рельефа или цирке. Другие формы морозного выветривания описаны в гл. 16.

На побережьях в холодных регионах обычное морозное выветривание может воздействовать на береговой обрыв, но в данном случае имеет место особый эффект припая. Припай — это козырек льда, прикрепленный к основанию обрыва на высоте около 30 см выше уровня высокого прилива и который не уносится водой при отливе. Лед проходит много циклов замерзания-оттаивания из-за колебаний температуры и, возможно, из-за периодических смачиваний соленой водой. В результате непосредственно над уровнем прилива происходит дробление породы, и образовавшиеся обломки уносятся водой во время шторма. Ф. Нансен [406] полагал, что выветривание у подошвы припая частично имело значение в образовании абразионной платформы на севере Норвегии.

Соляное выветривание

При некоторых обстоятельствах размельчение пород может быть вызвано ростом кристаллов соли из раствора. Эффект довольно близок к морозному разрушению, хотя кристаллизация из раствора коренным образом отличается от простого затвердевания жидкости. Рост кристаллов из насыщенного или перенасыщенного раствора является причиной дезинтеграции пород [189]. В ограниченном объеме соль может создать давление при росте из раствора, термальном расширении или гидратации [128]. Из обычных природных солей наиболее эффективны в этом отношении галит и гипс, а сульфат магния наиболее обычен в строительных материалах.

Проблем, связанных с образованием соли при испарении, нет, но объяснить почему рост кристаллов должен идти против давления вмещающей породы довольно трудно — растущий кристалл действительно развивает силу достаточную, чтобы раздвигать зерна.

Против давления может быть направлена кристаллизация из пересыщенного раствора, причем сила зависит от степени пересыщения. При 1-процентном пересыщении кальцит обладает кристаллизационным давлением 1 МПа [189]. Давление кристаллизации имеет тот же порядок величин, что и породы, предел прочности на разрыв которых варьирует от 2 до 20 МПа. Кристаллы растут против давления вплоть до 5 МПа [230].

Гидратация солей приводит к увеличению объема и соответствующим гидратационным давлениям до 10 МПа. В этом отношении гипс имеет наибольшие значения. При изучении плотно уложенных однородных камней пустынной мостовой Синайского полуострова [651] обнаружено, что часто они выветриваются по параллельным субвертикальным трещинам отрыва. По ним происходит растрескивание вследствие роста кристаллов гипса и соли в тончайших вертикальных трещинках. Соли имеют иногда в два или

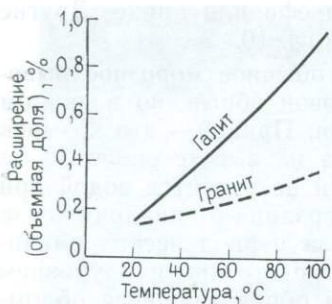


Рис. 14. Термическое расширение галита и гранита. По Р. Куку и Т. Смеллею [128]

три раза более высокий коэффициент расширения, чем большинство горных пород (рис. 14) [128].

В почвах и пористых породах растворы движутся к участкам кристаллизации. При достаточном содержании солей, например, на солончаках, на земной поверхности могут образоваться корки или слои соли. В какой-то мере соляные выцветы производят выветривание минеральных обломков.

Белые пятна на каменной (или кирпичной) кладке или на природном камне — это выцветы растворимых солей. Они кристаллизуются на поверхности у открытых окончаний капиллярных систем, где испаряются движущиеся к поверхности растворы. Субфлуоресценция — близкий по механизму процесс, за исключением того, что кристаллизация происходит до того, как соляной раствор достигнет поверхности. В этом случае идет отделение выветрелой корочки с последующим шелушением или отслаиванием, а затем процесс повторяется под вновь обнаженной поверхностью, и т. д. Например, содержание хлористого натрия в известняке плато Мааза в Верхнем Египте приводит к тому, что он отслаивается и крошится, из-за чего на стенке обрывов невозможно забраться. Обзор соляного выветривания в пустынях дан в работе Р. Кука [127].

Наиболее детально эффект соляного выветривания изучен на строительных материалах. Люкас (см. работу К. Фокса [209]) описывает отслаивание на строительных материалах Каира следующим образом: «Что касается оштукатуренных стен, то штукатурка от стены часто отслаивается целиком, а между стеной и штукатуркой находится слой почти чистого хлористого натрия, мощность которого иногда составляет 1—2 мм. В других случаях наблюдается заполнение мелких пустот в цементирующем растворе или камне порошковой массой кристалликов практически чистого хлористого натрия». Дворцы Луксор и Карнак в Египте серьезно пострадали от чередующегося растворения и кристаллизации соли. Слабо растворимые минералы типа магнезита или гидроксидов железа наоборот образуют предохранительную корку на гранитных блоках по краю водной поверхности Нила. На зданиях парламента в Лондоне, построенных из магнезального известняка, в сухие периоды проявляется разрушающий эффект кристаллизации легко-растворимой и вообще легко подвижной соли $Mg SO_4$ [209].

Хотя наиболее интенсивное соляное выветривание происходит в жарком аридном климате, его можно наблюдать и в Антарктиде. Кавернозное выветривание гранита широко распространено в сухих долинах южной части Земли Виктории в Антарктиде. Почти все обнажения и крупные глыбы здесь покрыты крапом мелких отверстий до 2 мм в диаметре, постепенно изгибающихся кверху. Причиной образования этих отверстий служит дезинтеграция зерен, связанная с ростом кристаллов соли. Последние выталкивают минеральные зерна из породы. В основании этих отверстий находится горная мука, состоящая из обломков минералов и соли [628]. Не объясняется, как происходит растворение соли в таком сухом холодном районе.

Соляное выветривание может также иметь большое значение в прибрежных районах. На периодически затопляемых солонцах [125], покрывающих террасы на уровне высокого прилива в северном Квинсленде, встречено много кварцевого гравия и других пород, расщепленных на угловатые обломки. Дезинтеграция происходит в результате расклинивающего действия кристаллизующейся соли, сопровождающегося некоторым химическим изменением. Поверхность трещин обычно тусклая, свидетельствующая об изменении породы после или одновременно с формированием трещин.

Проведено экспериментальное изучение соляного выветривания на граните [585], причиной которого было слишком быстрое разрушение некоторых пород, используемых в строительстве пирсов. Образцы смачивались очень соленой водой, высушивались и затем легким движением щетки с поверхности убирался образовавшийся налет, который собирался и взвешивался. Операция повторялась много раз. Скорости выветривания и общее количество выветрившегося материала оказались очень разными, однако в одном эксперименте порода потеряла за 12 циклов 2 % своей массы. Из краткого описания этого эксперимента остается неясным, только ли соляное выветривание является действующим процессом в данном случае, или какую-то роль играли растворение или выветривание, связанные с увлажнением-высыханием.

Химическое изменение

Некоторые химические изменения минералов или обломков пород могут вызвать объемное изменение, поскольку продукты выветривания занимают больший объем, чем первичный материал. Следующее за этим процессом расширение дает начало физическому выветриванию, но в этом случае трудно отделить химическое выветривание от физического. Одной из разрушительных сил служит давление гидратации, развивающееся в процессе гидратации и дегидратации некоторых солей, особенно сульфатных и карбонатных, что происходит вследствие колебаний температуры и относительной влажности [647].

Расширение при гидратации — это физическое явление и гидроксид трехвалентного железа служит эффективным гигроскопиче-

ским коллоидом. Было обнаружено [44], что пористые песчаники, импрегнированные гидроксидами железа, крошились после нескольких месяцев чередования сухой и влажной атмосферы при комнатной температуре.

Увеличение объема обычно дает начало отслаиванию, посредством чего тонкие скорлупки измененного материала отваливаются от материнской породы, которая, в свою очередь, может изменять свой химический состав и терять с поверхности чешуйки, обнажая вновь и вновь неизмененную поверхность. Следовательно могут образовываться несколько субпараллельных или концентрических чешуй.

В полиминеральных породах может происходить дальнейшее разрушение из-за того, что некоторые минералы расширяются больше других, и дифференциальное расширение зерен ведет к их дезинтеграции быстрее, чем отслаивание.

Гидратация и окисление представляются главными агентами химического выветривания, ассоциирующего с выветриванием по способу расширения минералов. В аридных районах это явление довольно обычно, а возможным источником воды для гидратации служит роса. Отслаивание может иметь место как в затененных, так и на освещенных сторонах обнажений и даже под козырьками и в неглубоких пустотах, которые постоянно находятся в тени. Это происходит на многих типах пород, в том числе на чистых кварцитах.

ИНСОЛЯЦИОННОЕ ВЫВЕТРИВАНИЕ

Температурные колебания сопровождаются увеличением или сокращением объема пород. Повышение температуры вызывает расширение, а падение температуры — контракцию. Повторяющиеся перепады температур приводят к тому, что порода может разрушиться. (рис. 15). Если нагревание осуществляется за счет солнечного света, то выветривание называется инсоляционным.

Горная порода — плохой проводник тепла, поэтому, когда ее нагревают, между внутренними частями и поверхностью возникает температурный градиент. Следовательно с поверхности порода расширяется больше чем изнутри. Возникает напряжение, которое постепенно приводит к образованию трещин. Температуры поверхности темноокрашенной породы может достигать $+79^{\circ}\text{C}$ [448]; тепло при этом проникает на глубину до 1 м. Температурный градиент может достигать $1^{\circ}\text{C}/\text{см}$ [485, 448]. Линейное расширение гранита в этих условиях может составить 0,025 %. Коэффициент расширения светлоокрашенного или черного кремня на 50 % выше, чем коэффициент расширения гранита, поэтому кремень растрескивается легче. П. Биро [44] полагает, что растрескивание, вызванное инсоляционным выветриванием, скорее всего происходит в период охлаждения. Быстрое охлаждение на 30° может привести к растягивающим усилиям в 10 МПа. Имеется описание [634] растрески-

Рис. 15. Расщепившийся валун близ Холлс-Крик, штат Западная Австралия. Фото К. Уитэкера



вания валуна, которое произошло сразу после шторма. Оно сопровождалось громким взрывом. Половина этого валуна осталась в своем прежнем положении, а другая половина отвалилась. Из данных по температурам нагрева пород Сахары [528] сделано заключение о том, что наибольшим механическое выветривание должно быть в затененных участках, которые, оставаясь влажными, к тому же подвергаются быстрому нагреванию и охлаждению.

Большинство пород состоят из разнообразных минералов. Они обладают различными удельными теплоемкостями и коэффициентами расширения, и, соответственно, расширяются с разной скоростью анизотропно. Поэтому наибольшее расширение кварца приурочено к направлению, перпендикулярному к оси c , кальцит же расширяется параллельно оси c , но при этом сокращается в перпендикулярном к ней направлении (рис. 16). Темноцветные минералы быстрее, чем светлоокрашенные адсорбируют тепло, что также может дать в итоге дифференциальное расширение, вызывающее множество микронапряжений в породе, и может, соответственно, привести к микротрещиноватости и возможной дезинтеграции зерен. П. Биро [44] выявил, что пористость кристаллических пород увеличивается после их продолжительного нагревания и охлаждения, что происходит из-за образующихся микротрещин. В тонком поверхностном слое это благоприятствует сбрасыванию расширившихся чешуек гидратированных пород. Поверхностное скалывание



Рис. 16. Анизотропия кварца и кальцита, проявляющаяся при изменении температуры. По Е. Винклеру [646]

пород под воздействием термических напряжений с точки зрения механики пород обсуждается в работе В. Грея [233].

Когда-то было широко распространено мнение о том, что термическое расширение и контракция пород могут привести к их дезинтеграции. Этот процесс, особенно в аридных районах, обычно приводит к раскалыванию глыб на обломки. Однако экспериментальными работами [49, 236] было убедительно продемонстрировано, что процессы эти были переоценены. Различные породы испытывались в условиях больших и резких изменений температуры. Базальт и гранит выдерживали быстрое нагревание до 200—300 °C без трещинообразования, а обсидиан претерпевал резкое охлаждение на 200 °C без образования трещин.

Д. Григгс [236] сконструировал аппарат, позволяющий нагревать образец горной породы с помощью электронагревателя, а затем охлаждать его в струе холодного сухого воздуха. Температурный интервал составлял 110 °C. При этом была достигнута скорость циклической смены нагревания и охлаждения, позволяющая моделировать 244-летний период суточных колебаний температуры, вызывающих выветривание. После «244 лет» такой обработки полированная поверхность гранита заметно не выветрилась. Однако когда породу охлаждали не сухим воздухом, а водопроводной водой, было обнаружено, что через «2,5 года» выветривание вызвало потерю полировки, растрескивание поверхности и отслаивание. Было отмечено, что химическое выветривание обладает большим потенциалом по сравнению с инсоляционным выветриванием. После опытов впечатление осталось такое, что инсоляция почти совсем не играет роли.

Следует, однако, заметить, что хотя Д. Григгс и установил температурный градиент в своих образцах, близкий к наблюдаемому температурному градиенту в случае инсоляции, его эксперимент имеет два существенных ограничения. Во-первых, образцы были свободны (т. е. находились не в замкнутом объеме), поэтому расширение могло идти в боковом направлении, если не по всему периметру, тогда как расширяющиеся части поверхностной оболочки глыбы горной породы ограничены в объеме и даже сжимаются соседними участками оболочки, что, соответственно, может приве-

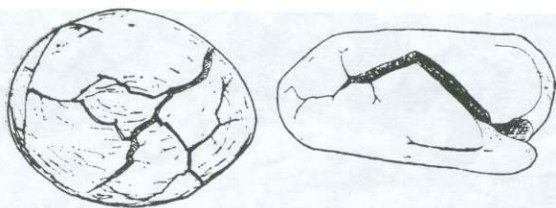


Рис. 17. Солнечное растрескивание гальки. Пустыня Тумбес (Перу). По К. Брауну [77]

сти к освобождению напряжения, действующего намного более концентрированно и достаточного, чтобы вызвать трещинообразование. Во-вторых, в быстрых экспериментах может не воспроизводиться фактор усталости. Порода, нагреваемая в течение нескольких минут, может приобрести тот же стресс, что и порода, нагреваемая за полдня, но если этот стресс устанавливается на более длительное время, то он может привести к более устойчивой деформации.

Тем не менее результаты выше рассмотренных экспериментальных работ привели к тому, что инсоляция была почти полностью забыта на многие годы. Однако в ряде работ описано инсоляционное выветривание разнообразных пород, которые химически почти инертны. К ним относятся кремень и кварцит, а также другие невулканические породы, обладающие бледной окраской и грубой зернистостью.

Были описаны расщепление кремней параллельными трещинками (Египет) [282] и кварцевые гальки из перуанской пустыни [62]. Некоторые из галек приобрели субпараллельную прямолинейную трещиноватость, а другие характеризовались поверхностным отслаиванием. Имеются также описания галек из Перу [77], растресканных со стороны обнаженной поверхности, отдельные скорлупки на них закручены наружу (рис. 17). В пустыне Центральной Австралии встречаются глыбы кремнистой корки, открыто растресканные на несколько угловатых обломков [421]. Инсоляции приписывается блоковая дезинтеграция, охарактеризованная на примере кварцитов Центральной Австралии. Это показано на рис. 18, иллюстрирующем как процесс развития волосных трещин на поверхности, так и дальнейшее разрушение на блоки около 10 см в поперечнике. Образование волосных трещин на поверхности, очевидно, вызвано термическим расширением, причем одновременно развиваются трещины параллельные поверхности глыбы на глубине около 10 см. С двумя системами трещин — одна из которых параллельна, а другая нормальна к поверхности — связано разваливание глыбы на отдельные блоки. Когда верхний слой блоков будет удален, процесс может повториться на вновь обнаженной поверхности. Этот процесс характерен для очень чистых белых кварцитов, тогда как менее чистые их разновидности в том же самом месте имеют тенденцию скорее к отслаиванию, чем к блоко-



Рис. 18. Блоковая дезинтеграция кварцита, Маунт-Коннер (Австралия)

вой дезинтеграции. Отсюда можно сделать предположение о том, что химическое выветривание ведет к отслаиванию, а физическое — к блоковой дезинтеграции.

«Валунный кливаж» — название еще одного типа инсоляционного выветривания, характерные особенности которого наблюдаются на горе Ольга в Центральной Австралии. Здесь представлен ряд скальных останцов, сложенных конгломератом. Гальки и валуны гранита и базальта размером от 10 до 60 см в диаметре заключены в основной массе тонкозернистого песчаника, сильно эпидотизированного и в результате ставшего таким же прочным, как и гальки. Тем не менее отдельные валуны возвышаются над поверхностью обнажения. Почти в каждом выступающем валуне образовалась или развивается трещина заподлицо с общей поверхностью так, что верхушку его можно приподнять. Предполагаемый механизм валунного кливажа заключается в следующем: верхняя, выступающая часть валуна расширяется при нагревании свободно, а нижняя часть, заключенная в породе, в расширении ограничена. Очевидно также, что верхняя часть нагревается быстрее, чем скрытая в породе нижняя часть валуна, поскольку она более обнажена и находится ближе к поверхности, поэтому и расширяться будет сильнее. Таким образом между верхней и нижней половинками валуна возникает плоскость напряжения, которое постепенно находит выход в образовании трещины. Любая причина расширения валунов может привести к тому же результату, но тот факт, что гранит, базальт и различные валуны ведут себя одинаково, свидетельствует о том, что термическое расширение является наиболее вероятной причиной [440].

В каменистой пустыне Кубер-Педи в Южной Австралии обнаружен другой тип выветривания, который, как полагают, связан с инсоляционным выветриванием. Действие этого явления косвенно, и автор назвал его «пылевым растрескиванием» [422]. Доказательства «пылевого растрескивания» заключаются в том, что существуют целые камни с трещинами, в которых задерживается пыль (но трещины эти не раскалывают камни до конца) и камни полностью разрушенные на части (промежутки между фрагментами выполнены пылью). Пылеватые частицы, попадая в открытые трещины, в дальнейшем препятствуют их закрыванию при охлаждении. Последующие изменения температуры раздвигают трещины еще больше. На рис. 19 показан обломок пород до и после раскалывания на пять основных частей (видны не все части). Вид сверху довольно обманчив. Создается впечатление, что обломки находятся на поверхности, хотя на самом деле они почти на две трети погребены. После раскопки и воссоединения видно, что обломки вполне подходят друг к другу и дают единую простую форму. Обломки «дрейфуют» до 10 см по горизонтали. Вероятно, они могли бы двигаться еще дальше, но на этой стадии перемещения картина уже затушевывается, и «пылевое растрескивание» фактически не имеет места.

ВОЗДЕЙСТВИЕ ОГНЯ

Было отмечено [47] широкое развитие термического расширения и контракции пород в связи с лесными пожарами, в том числе в лесных горных местностях семиаридных районов Соединенных Штатов. Процесс ведет к характерному отслаиванию, а склоны иногда усеяны ощепами и скорлупой горных пород. Многие лесные пожары зажигаются молнией, и процесс этот вполне естественен. Сколки пород отсутствуют в высокогорье, выше границы распространения леса, изредка они встречаются и на более низких кустарниковых склонах.

Влияние пожара кустарника было описано К. Эмери [179], который проводил исследования в Калифорнии. Раскалывание типично для горных пород, особенно для кварцевых диоритов, и по характеру почернения внутренних и внешних поверхностей выявляется, что сколки отделяются на более поздних стадиях пожара. Каких-либо следов химического выветривания на обломках нет. Сколки пород сходны с обломками в предыдущем примере, хотя и меньше размером. В центре они имеют толщину до 10 см, а по направлению к зазубренным краям утончаются. В результате, глыбы пород на поверхности округлены и не было замечено сколов, проходящих через центр.

Эвкалиптовые леса Австралии легко подвергаются пожарам, может быть от последних зависит регенерация деревьев. Когда-то эвкалиптовые леса покрывали огромные территории Австралии, и поэтому воздействие огня могло иметь важное значение при поверхностном разрушении пород в прошлом. Как результат этих пожа-



Рис. 19. Пылевое растрескивание валуна, пустыня Кубер-Педи (Южная Австралия):

а — расколовшийся валун; *б* — обломки после воссоединения

ров возникают радиальная и тангенциальная трещиноватости, а некоторые глыбы раскалываются (рис. 20). На первичной поверхности пород наблюдается отчетливое почернение, которое отсутствует на вновь созданных поверхностях раскалывания, свидетельствуя о

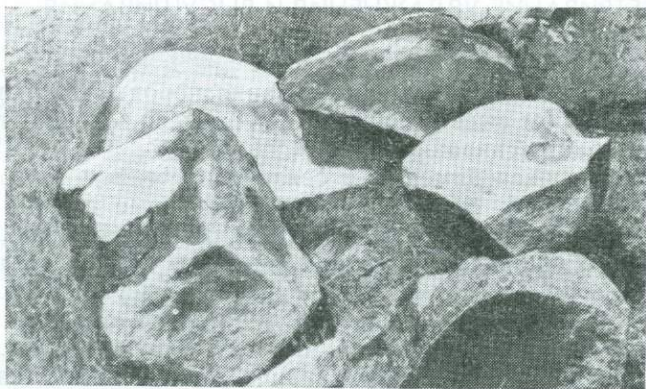


Рис. 20. Расколовшийся при пожаре гранитный валун, Армидейл (Австралия)

трещинообразовании в поздние стадии нагревания или даже во время охлаждения. На основании данных по физике термического расширения [433] сделано заключение о том, что единственным важным фактором здесь служит коэффициент термического расширения.

НАБУХАНИЕ ПРИ ИЗМЕНЕНИИ ВЛАЖНОСТИ

При обратимых колебаниях абсорбции влаги могут произойти значительные изменения объема, причем эти изменения могут быть достаточными для того, чтобы вызвать физическое выветривание.

Проведены эксперименты по усадке и разбуханию плотного серого камня и плотного базальта [408]. Сначала образцы были насыщены влагой, а затем приведены в равновесие с атмосферой при 65 % относительной влажности и при $+20^{\circ}\text{C}$. Обмер образцов проведен в обоих состояниях, а усадка выражена в процентах длины. Значения линейной усадки следующие: 1) базальт от 0,015 до 0,020 %; 2) кремень 0,006 %.

Механизм разбухания не ясен, но считают, что лучше всего он проявляется в интервале влажности от 90 до 100 %. Сходные результаты получены японскими исследователями [413], которые зафиксировали линейное расширение в результате увеличения абсорбции влаги для 22 типов пород, в том числе для: песчаника, глинистого сланца, известняка, пемзы и гранита.

Цифры, полученные по объемным изменениям в связи с разбуханием под воздействием влаги, имеют тот же порядок, что и цифры, характеризующие термическое расширение, а в некоторых случаях, возможно, даже немного выше. Этот малоизвестный и малопривлекательный процесс может быть тем не менее довольно важным агентом физического выветривания, а некоторые черты изменений, приписываемые другим механизмам (например, инсоляционному выветриванию) могут быть физически связаны с разбуханием при изменении влажности.

ВЫВЕТРИВАНИЕ УВЛАЖНЕНИЯ И ВЫСУШИВАНИЯ (РАСТРЕСКИВАНИЕ)

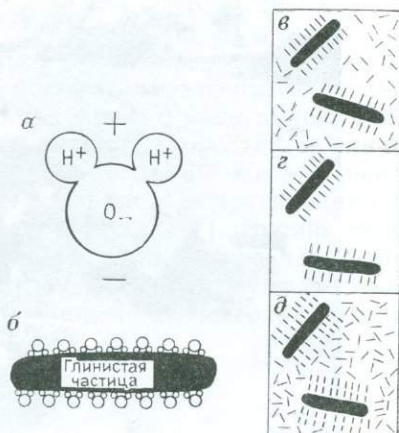
Чередование увлажнения и высушивания пород может быть очень важным фактором выветривания. Этот процесс известен также под названием «растрескивание».

Интересные эксперименты в связи с изучением этого эффекта были проведены М. Кондон (неопубликованные данные Государственной комиссии по воде, рекам штата Виктория). Образцы силурийских песчаников, алевролита, глинистого сланца и аргиллита подвергались циклическому увлажнению и высушиванию, причем сначала их на день погружали в воду, а затем оставляли сохнуть на открытом воздухе (прикрыв марлей) в течение дня. В более поздних экспериментах использовались двухдневные и даже более длительные циклы смачивания. Выяснено, что твердый неизменный песчаник не дезинтегрируется, поскольку очень мало влияние на слабоокисленный песчаник. Такое же малое воздействие эксперимент оказал на свежий алевролит и окисленный массивный аргиллит. В других же тонкозернистых породах произошла существенная дезинтеграция.

Это была дезинтеграция двух типов — слабая дезинтеграция путем отслаивания на поверхности образца и раскалывание образца на две или большее число частей приблизительно одинаковых размеров. Последний тип был преобладающим. Растрескивание унаследовало в основном направление слоистости пород, а также плоскости отдельности в тех образцах, где они существовали. Примечательно, что дезинтеграция почти всегда происходит на второй день периода высушивания и очень редко в течение увлажнения или в другие дни периода высушивания. В связи с этим оптимальная длительность цикла составляет около 4 дней. В образцах, которые вследствие эксперимента полностью разрушаются на мелкие чешуйки, первое отслаивание происходит меньше чем после 5 циклов, а первые крупные трещины появляются менее чем за 10 циклов. Начало главной дезинтеграции приурочено к интервалу между 15 и 76 циклами. Полная дезинтеграция на мелкие чешуйки занимает около 180 циклов. В работе М. Кеннарда и др. [320] показано, что для глинистого сланца наиболее важна обезвоживающая часть цикла, поскольку высыхание ведет к появлению отрицательного порового давления и соответствующего разрушения при растяжении. Возможное объяснение явлений, возникающих при увлажнении, заключается в механизме молекулярного давления, связанного с «упорядочением воды». Вода относится к полярным жидкостям, поскольку два положительно заряженных атома водорода расположены на одном краю молекулы воды, а отрицательно заряженный атом кислорода — на другом. Положительным зарядом этот диполь притягивается к отрицательно заряженной поверхности глинистого или другого материала. Подобным же образом выстраивается и другой ряд молекул воды, соединяясь положительными концами с отрицательной поверхностью, это чем-то напоминает упоря-

Рис. 21. Эффект упорядочения положения воды при выветривании:

а — ионы водорода в молекуле воды расположены на одной стороне, поэтому она полярна и может уподобляться магниту; *б* — молекулы воды ориентируются глинистой частицей; *в* — вода (ее молекулы представлены в виде крошечных магнитных стерженьков) приобретает ориентировку только около глинистых частиц; *г* — при высыхании породы ориентированные молекулы воды около глинистых частиц сохраняются; *д* — во вновь увлажненной породе вокруг глинистых частиц создается второй слой упорядоченной воды



дочение множества крошечных намагниченных стерженьков. Таким образом создается слой упорядоченной воды (рис. 21).

Может быть, повторение увлажнения и высушивания позволяет молекулам воды приобрести еще более упорядоченное квазикристаллическое состояние и тем самым создается расширяющее усилие, раздвигающее противоположные стенки.

Существуют эксперименты [169] в поддержку этой гипотезы. На породах, обладающих восприимчивостью к такого рода выветриванию, были использованы разные жидкости. Высокополярная жидкость — формальдегид — оказалась очень эффективной в разрушении образцов, тогда как четыреххлористый углерод не вызвал никакого эффекта, поскольку он относится к неполярным жидкостям.

Выветривание при переменном увлажнении

На береговых платформах и уплощенных участках побережья близких по высоте к уровню моря существует множество мелких водоемов. По краям этих водоемов на уровне воды отмечается активная эрозия с образованием неглубоких подмывов. Эрозия увеличивает площадь водоемов и они сливаются друг с другом, в результате чего постепенно образуется обширная плоская поверхность. Такому воздействию подвергаются базальты, известняки, песчаники, глинистые сланцы и выветрелые граниты, а кварциты и свежие граниты ему противостоят. Выполненные лимонитом трещины сопротивляются эрозии сильнее, чем вмещающие их породы.

Отчасти процесс может быть связан с растворением или действием соли, а Э. Хиллс [262] считает его почти полностью обязанным чередованию увлажнения и высушивания. Этот процесс назван в работе «выветриванием при переменном увлажнении» с целью заменить ранее существовавший термин для обозначения этого явления — «выветривание на уровне воды» — с тем, чтобы



Рис. 22. Покрытые с поверхности лимонитом приподнятые ямки на бенче из аркозового песчаника у Кейп-Паттерсон, штат Виктория (Австралия). Фото А. Бейкера

исключить смешивание его с действием других процессов на уровне моря.

Мелкие выемки заполняются водой во время прилива или дождя и непосредственно примыкающие к ним породы сохраняются влажными, тогда как на окружающей платформе увлажнение и высушивание чередуются, что приводит к постепенному уменьшению ее высоты. Постепенно облик выемки начинает напоминать миниатюрный вулкан с кратером, заполненным водой и постоянно сохраняющим свою влажность. Вода держится немного выше миниатюрной террасы, которая изредка осушается. Такие выемки образуются на известняке, базальте, аркозе и других породах. «Кратер» может быть очерчен каемкой лимонита (рис. 22).

КАВИТАЦИЯ

Лопастей турбин и другие части гидравлических машин иногда подвергаются особому типу коррозии, причиной которой является кавитация. Она состоит в захлопывании или исчезновении пузырьков в быстро движущейся воде. Пузырьки возникают локально, когда давление внутри них становится меньше давления пара. Их захлопывание происходит резко (со взрывом) и если в этот момент пузырек находится в контакте с твердой поверхностью, происходит удар, подобный удару молотка на очень малой площади поверхности.

Поскольку кавитация воздействует на металлические поверхности, по-видимому велика ее роль и в случае выветривания и эрозии,

и, конечно, некоторые геологические явления обусловлены кавитацией [27].

Вместе с тем кавитация идет только тогда, когда вода обладает очень высокой скоростью, возможно больше, чем это бывает в природе. Минимальная расчетная скорость потока с кавитацией, даже при условии ламинарности (хотя при высоких скоростях ламинарного движения потока не существует) и высоком коэффициенте местных эффектов, составляет около 8—10 м/с. По другим данным эта минимальная скорость составляет 12 м/с [271]. Вполне вероятно, что и эта цифра недостаточна точна. В любом случае требуются очень высокие скорости и, если где они и существуют, то только в исключительных условиях у оснований очень высоких водопадов.

АБРАЗИЯ

Минералы и горные породы могут быть истерты простой механической абразией. Это происходит как при трении, когда одна порода скользит по поверхности другой, так и при ударе, который осуществляется движущимся зерном по коренной породе.

Существующая обстановка контролирует природу и продукты выветривания.

Явным и преобладающим агентом выветривания при воздействии ледника на горную породу является механическое истирание и породы и транспортируемого материала.

При транспортировке ветром летящие зерна подвергаются довольно быстрому истиранию, поэтому редко в эоловых песках присутствуют полевые шпаты, роговая обманка и особенно слюда. Если в дюнном песке есть слюда, например, в некоторых районах Калифорнии [473], то это верный признак того, что дюна незрелая и ее материал транспортировался недалеко.

Врезание русла реки в твердые породы ее ложа в основном объясняется механическим истиранием и связано главным образом с ударным воздействием валунов и крупных галек. Транспортируемые песчаные зерна истираются медленно, а частицы алевритовой размерности вероятнее всего образуются как осколки от ударов галек, значительно меньше они генерируются при разрушении песчаных зерен.

По мере уменьшения размеров частицы становятся все более прочными, способными к упругим деформациям. Вероятный предел размера частиц для кварца составляет 0,02 мм (алевритовая размерность). Однако П. Кюнен [334] полагает, что большая часть кварца алевритовой размерности образовалась в результате ледниковой абразии, а также из первично тонких зерен кварца, тонкозернистых пород или из трещиноватых зерен кварца изверженных пород. Он считает, что за пределами мелкого песка уменьшение зерен кварца путем столкновения и раскалывания частиц происходить не может.

Механическая абразия минералов обсуждается также в гл. 5.

„Заклученные“ валуны

В скоплениях валунов, слишком великих для транспортировки водой, но в то же время подверженных раскачиванию за счет движения воды, происходит трение валунов друг о друга и постепенно образуются взаимосцепленные нагромождения ограненных валунов. А. Бейкер [20] назвал их «заклученными» валунами (рис. 23). В штате Виктория были определены соотношения между волновыми воздействиями воды и максимальным размером подогнанных друг к другу валунов, а также высотой над средним уровнем моря, на которой «заклученные» валуны могут встречаться. Размеры их колеблются от 1 м на сравнительно мелководных и спокойных участках до 3 м и более на открытом побережье [265].

МЕХАНИЧЕСКИЕ УДАРЫ

Выветривание пород может приобрести форму механических ударов вслед за различного сорта подмывами. У. Брэдли [64] описал удары в песчаниках района Колорадо, где крутые обрывы подмываются меандрирующей рекой. Такие отрывы кусков пород происходят обычно по искривленным вогнутым поверхностям трещиноватости, а падающий блок при этом частично разбивается вследствие удара при падении. Подрезание могут вызвать и многие другие процессы помимо речной эрозии. Ветровое подрезание, прекращение просачивания воды, или наличие глинистого слоя под песчаником, пустоты растворения или отслаивания — все это примеры причин обрушений и последующих ударов.

Многие известняковые пещеры возникают при участии механических ударов, а карстовый рельеф развивается при взаимодействии растворения и обрушения.

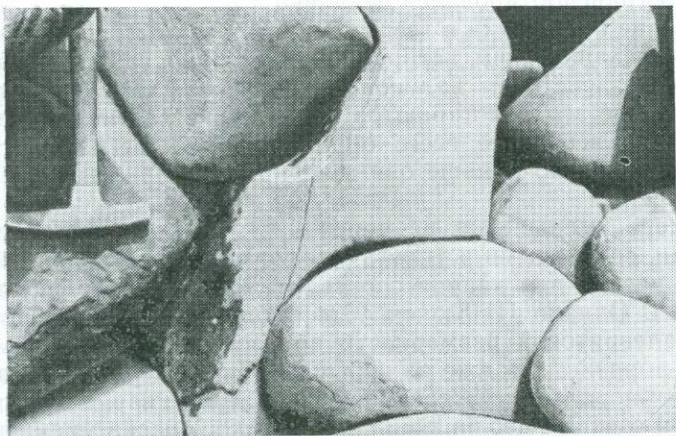


Рис. 23. «Заклученные» валуны, Кейп-Паттерсон, штат Виктория (Австралия). Фото А. Бейкера

КОЛЛОИДНОЕ ВЫВЕТРИВАНИЕ

Тонкая пленка высыхающего желатина в стакане может отрывать тонкие чешуйки стекла с его стенок. П. Райчи [474] предполагал, что почвенные коллоиды могут вести себя подобным образом, отрывая частички из минеральных зерен. В природе этот процесс не наблюдался, однако автор этой книги [440] сообщал о разновидности коллоидного выветривания, когда тонкая пленка глины, высыхая и с изгибом отставая от поверхности аркоза, вытягивала за собой целые зерна из породы. По масштабам процесс этот, конечно, незначительный.

СОЗРЕВАНИЕ ПОЧВЫ

Созреванием называется первая стадия выветривания и эволюции почвы, начинающаяся, например, со свежего аллювия или других водонасыщенных отложений, обнажившихся и впервые вступивших в контакт с атмосферой. Почти все исследовательские работы по изучению этого процесса начинались в Нидерландах, где существует большой интерес к рекультивации почв. Эти процессы обратимы и, хотя изменения невелики по сравнению со многими другими типами изменения, созревание почвы рассматривается как разновидность выветривания.

Первые стадии эволюции свежего аллювия были описаны Л. Понсом и И. Зонневельдом [461]. Физическое дозревание здесь особенно важно, оно состоит в потере воды, уплотнении, испарении и проникновении в почву кислорода.

При потере почвенными коллоидами воды их соответствующие внутренние силы притяжения увеличиваются, плотность возрастает, объем минеральных частиц уменьшается, изменяются объемные пропорции некоторых почвенных компонентов. Физическое созревание большей частью необратимо. Превращению почв в их первоначальное незрелое состояние препятствует то, что по сравнению с первичной высокой обводненностью осадков в них теперь поступает значительно меньшее количество воды во влажные периоды, а также наблюдается меньшее разбухание частиц.

Физическое созревание может быть измерено водосодержанием коллоидной части почвы и так называемым «водным фактором» n , который вводится в качестве стандарта. Это количество воды в граммах, абсорбирующееся одним граммом глинистой фракции. Фактор n определяется по отношению к наиболее широко распространенной в Западной Европе иллитовой глине, но Л. Понс и И. Зонневельд предлагают свою формулу для стандартизации в случае, когда присутствуют другие глинистые минералы. Величина n приблизительно может быть определена в поле, так как она в значительной мере характеризует консистенцию почвы, которая, в свою очередь, хорошо коррелируется с показаниями пластичности (табл. 3).

Таблица 3

Созревание и консистенция почвы

Величина	Степень созревания	Консистенция
0,7	Зрелая	Твердая. Не липнет к рукам, сквозь пальцы не продавливается
0,7—1,0	Почти зрелая	Довольно твердая, относительно липкая. Продавливается сквозь пальцы с трудом
1,0—1,4	Полузрелая	Мягкая, липкая, легко продавливается через пальцы
1,4—2,0	Практически незрелая	Мягкая, быстро липнет к рукам, легко продавливается через пальцы
2,0+	Незрелая	Жидкая грязь, сметанообразная

Итак существуют физическое созревание, химическое созревание, которое в основном включает в себя окисление, катионный обмен и декальцификацию, а также биологическое созревание, которое состоит из микробиологических изменений и перемешивающей деятельности фауны.

Глава 3. ХИМИЧЕСКОЕ ВЫВЕТРИВАНИЕ

ХИМИЧЕСКОЕ РАВНОВЕСИЕ

Любое вещество состоит из атомов (которые могут быть объединены в молекулы) и существует в газообразном, жидком или твердом состояниях (фазах). Любое конкретное скопление атомов может быть стабильным или претерпевающим изменение на пути к новому состоянию. Стабильное состояние называется «равновесным». Оно не обязательно статическое, однако при равновесии любые изменения в каком-либо одном направлении полностью компенсируются изменениями в противоположном направлении. Каждый физический или химический процесс — это результат нарушенного равновесия, и поэтому каждый процесс стремится нарушить данное равновесие.

Для условий физико-химического равновесия требуется, чтобы все вещества присутствовали в виде фаз, стабильных при данных температуре и давлении. Кроме того, эти фазы должны находиться в равновесии по отношению одна к другой. Под «фазами» подразумеваются не просто газовая или жидкая фазы, но и каждое индивидуальное кристаллическое вещество. При изменении давления, температуры или химического состава, некоторые фазы или минеральные ассоциации становятся неустойчивыми и могут перейти в стабильные взаимно равновесные фазы, как это происходит, например, при выветривании.

Общий принцип химической реакции при выветривании соответствует принципу Ле-Шателье — любая система, находящаяся в равновесии, должна реагировать с нарушением равновесия при приложении к системе какой-либо силы. Общая тенденция выветривания заключается в образовании минералов с меньшей свободной энергией; вопросы термодинамики этого процесса рассмотрены К. Кертисом [144].

Равновесные соотношения определяют максимальное количество вещества, которое может быть растворено в какой-либо системе. Однако истинное количество растворенного вещества зависит от скорости реакции. Факторы скорости часто упускаются из виду в работах по выветриванию, как, например, при растворении известняков, которое будет рассмотрено ниже. Важно отчетливо представлять себе, что простые химические уравнения иллюстрируют возможный ход химических реакций, и что они не дают информации о скорости реакции, которая как раз и определяет значимость реакции в ходе выветривания.

Большинство твердых веществ, находящихся близ земной поверхности, нестабильно, а преобладание метастабильных состояний в зоне выветривания является прямым следствием замедленности химических реакций при низких температурах. По этой причине кинетика реакций, учитывающая фактор времени, имеет большее значение для геохимии земной поверхности, чем в условиях высоких температур.

Большинство теоретических работ по выветриванию основывалось на концепциях равновесия, однако недавно к процессам выветривания были применены принципы химической кинетики, которые приобретут важное значение в будущих исследованиях [38].

Чем больше число переменных систем, тем сложнее предсказать ход реакции, а в процессах выветривания часто число переменных бывает очень большим. Например, в реакцию простого растворения кальцита включено семь переменных даже при условии постоянных температур и давления. Более того, даже простая реакция может разделяться на несколько различных стадий: например, в процессе растворения кальцита выделяется четыре отдельные стадии; еще большее количество стадий выделяется в процессе изменения сложных силикатных минералов глины.

Удаление продуктов выветривания оказывает большое влияние на ход реакций выветривания. В результате удаления продуктов выветривания реакция может продолжаться в том же направлении, однако, если они остаются, то возникает закрытая система, в которой достигается равновесие и реакция прекращается на начальной стадии.

Химическое выветривание заключается в химическом взаимодействии минералов с воздухом и водой. Растворение — это очень важный процесс, причем большая часть продуктов выветривания удаляется в растворах. Окисление часто имеет место там, где ми-

нералы находятся в контакте с воздухом; восстановление обычно приурочено к анаэробным обстановкам с застойными водами. Гидролиз — химическая реакция между минералом и водой — имеет важное значение в процессе разрушения силикатных минералов (которые представляют собой самые распространенные минералы земной поверхности). Среди других процессов выделяются карбонатизация, гидратация и хелатизация. Организмы участвуют в различных химических и физических процессах и могут оказывать большое влияние на характер и скорость выветривания.

Концентрация водородных ионов

В растворе всегда присутствуют ионы водорода (H^+). Они оказывают настолько важное влияние на многие реакции, что концентрация водородных ионов часто рассматривается в качестве отдельного фактора, контролирующего реакции. Условно концентрация водородных ионов выражается в виде рН, которое представляет собой логарифм концентрации ионов водорода без знака минус.

Для чистой воды $pH=7$. Раствор с рН менее 7 является кислым, а с большей величиной рН — щелочным. В табл. 4 приведены рН некоторых природных сред.

Растворимость многих веществ сильно зависит от рН. Так, например, растворимость железа при $pH=6$ примерно в 100 000 раз больше, чем при $pH=8,5$. Поэтому слабокислые железистые воды будут осаждают железо, когда они попадают в морские щелочные воды. Очень сильное влияние оказывает рН на растворимости глинозема и кремнезема, как это показано на рис. 24. При очень низких рН (меньше 4) глинозем становится более растворимым, чем кремнезем. Обстановки с такими рН встречаются очень редко, и поэтому не известны кремнистые остаточные продукты, из которых был бы вынесен глинозем. С другой стороны, между рН 5 и 9 глинозем практически нерастворим, тогда как растворимость кремнезема увеличивается, и такие условия могли приводить к дифференциальному выщелачиванию кремнезема и образованию каолина или боксита.

Окислительный и восстановительно-окислительный потенциалы

Некоторые элементы могут существовать в нескольких состояниях окисления, например, железо, которое может присутствовать в виде самородного металла (состояние окисления 0) и оксидов (состояние окисления 2 или 3). Стабильность в любом состоянии окисления зависит от изменения энергии при добавлении или удалении электронов. Это изменение может быть измерено количественно и сравнено с легкостью окисления водородного газа в водородные ионы. Окислительные потенциалы обозначаются в виде E^0 или Eh .

Таблица 4

Значения рН некоторых природных сред

Природная среда	рН
Щелочные почвы	10
Морская вода	9
Известковые почвы	8
Дождевая вода	7
Речная вода	6
Кислые почвы	5
Торфяные почвы	4
Рудничные воды	3
Горячие кислые источники	2
	1

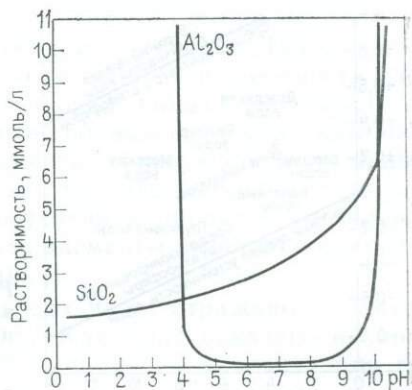


Рис. 24. Растворимость кремнезема и глинозема в зависимости от рН. По Б. Масону [374]

Величина Eh варьирует в зависимости от концентраций реагирующих веществ, и если рассматриваются H^+ или OH^- , то Eh изменяется в зависимости от рН раствора. Значения Eh уменьшаются по мере возрастания рН, и поэтому окисление протекает легче в более щелочных растворах.

В природных водных растворах реакции протекают только между $Eh=1,23$ и $Eh=0,00$, так как вне этих пределов вода разлагается. Природные обстановки могут быть представлены на диаграмме $Eh - pH$ (рис. 25).

Ионный потенциал

Ионы, находящиеся в растворе, притягивают к себе молекулы воды, и степень гидратации иона возрастает с увеличением его заряда (Z) и его радиуса (r). Отношение Z/r известно как ионный потенциал, с помощью которого численно оценивается характер поведения ионов по отношению к воде.

Элементы с низким ионным потенциалом, такие как Na, K и Mg, остаются в растворе в процессе выветривания; элементы с промежуточными ионными потенциалами осаждаются при гидролизе; элементы с еще большими ионными потенциалами образуют с кислородом комплексные анионы, которые сразу же становятся растворимыми (рис. 26).

На основании этой концепции ионного потенциала объясняется сохранность одних элементов в выветрелых породах и вынос других в ходе выветривания. Например, ряд весьма редких четырехвалентных элементов имеет ионный потенциал, характерный для элементов гидролизатов, поэтому бокситы могут быть обогащены не только бериллием и галлием, химически сходными с алюминием, но также титаном, цирконием и ниобием [374].

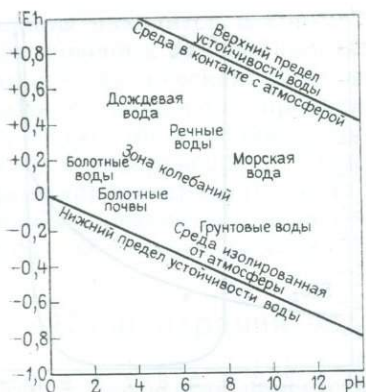


Рис. 25. Положение природных сред на диаграмме Eh—pH



Рис. 26. Геохимические поля некоторых элементов, ограниченные прямыми постоянных значений ионного потенциала (отношение заряда к радиусу). По Б. Масону [374]

ТИПЫ ХИМИЧЕСКИХ РЕАКЦИЙ

Растворение

Первая стадия химического выветривания обычно заключается в растворении, которое может происходить в текучей воде или тонкой пленке воды, окружающей твердую частицу. Степень растворения зависит от количества воды, проходящей через поверхность частицы.

Обычная каменная соль очень растворима и сохраняется на земной поверхности только в наиболее засушливых районах. Гипс менее растворим, а карбонаты еще слабее растворимы. Общее представление о ходе выветривания породы можно получить на основании анализов состава вод рек и ручьев. Обычно они содержат растворенные карбонаты, а в более теплых районах возможно наличие кремнезема. Это указывает на то, что в разных климатических районах различные элементы характеризуются разной растворимостью.

Из растворов могут выпадать химические соединения, которые приводят к объемным изменениям и усилению действия физического выветривания. Посредством переноса ионов из одного участка в другой растворы могут способствовать более сложным реакциям, которые не происходили бы в случае отсутствия движения или циркуляции вод.

К. Смит [532] и Б. Б. Полюнов [459] предположили, что направленность выветривания в целом должна характеризоваться относительными подвижностями элементов. Чтобы выявить цифровые значения, эти авторы сравнивали составы солей речных вод с рассчитанными составами пород, слагающих или покрывающих дренажные бассейны. К. Смит обобщил данные для всех пород раз-

нообразных климатических районов, а Б. Б. Полюнов — для всех изверженных пород в районах с разным климатом. Данные этих авторов оказались сопоставимыми, хотя порядок подвижности элементов был различен для разных условий. Общая тенденция заключается в том, что Са, Na и К более подвижны, чем Si, который, в свою очередь, подвижнее, чем элементы, образующие полоторные оксиды. Б. Б. Полюнов пришел к выводу, что элементы с разной подвижностью выносятся последовательно в процессе выветривания пород, но в действительности эти элементы выносятся одновременно, хотя и с разными скоростями.

Концентрации солей в речных водах часто отражают характер пород (в широком смысле) бассейна. Как было показано на примере штата Виктория (Австралия), наибольшие концентрации солей отмечаются в районах развития палеоген-неогеновых латеритов. С первого взгляда может показаться, что латериты, будучи уже глубоко выветрелыми, не могли давать в растворе соли. Высокие концентрации солей, вероятно, обусловлены значительной степенью просачивания грунтовых вод в древние погребенные почвы и выветрелые породы, так что они приобретали возможность насыщаться солями, хотя их концентрация была низкой. В свежих породах вода гораздо быстрее насыщается солями.

Обзор литературы, выполненный С. Дэвисом [150], наводит на мысль о том, что содержания кремнезема в природных водах менее изменчивы, чем содержания других растворимых компонентов. Это обстоятельство вынуждает сомневаться в том, что «латеритизация» приурочена к тропикам. Содержание кремнезема в природных водах определяется в основном типом пород.

Растворение известняка рассматривается на с. 58.

Сернистые и серные кислоты промышленных выбросов в атмосферу могут вызвать искусственное выветривание и образование растворимых солей. А. Райстрик и О. Джилберт [466] отмечают, что выветривание камней Малхэм-Гарн-Хауз сконцентрировано на юго-западной стенке, подвергающейся воздействию преобладающих ветров из промышленного района, откуда в атмосферу поступают сернистые соединения. Дворец парламента в Лондоне, который построен из магнезиального известняка, подвергается такому же выветриванию. Профессор А. Бересфорд Пайт писал в «Обзере» от 23 августа 1925 г.: «После того как на магнезиальный известняк, из которого построен Новый Вестминстерский Дворец, стали воздействовать химические компоненты лондонской атмосферы, он медленно, но глубоко перерабатывался в смеси «солей Эпсوما»».

То, что растворение играет важную роль в общей денудации, было ярко проиллюстрировано в работе А. Раппа [467], изучившего все процессы, происходящие на склонах долины в Лапландии. Он обнаружил, что роль растворения при эрозии была столь же значительной, как и всех других вместе взятых процессов.

Окисление и восстановление

Исходя из позиций простого выветривания, окисление означает реакцию с кислородом с образованием оксидов или, если присоединяется вода, гидроксидов. Поскольку реакция с атмосферным кислородом является одной из обычных форм природного выветривания, то можно термин «окисление» охарактеризовать этим определением.

Окисление минералов газообразным кислородом, вероятно, всегда происходит через стадию промежуточного воздействия воды, в которой сначала растворяется кислород. Воды может быть много, или она образует только пленку, но основное окисление происходит в зоне аэрации. Воздействие окисления особенно четко фиксируется присутствием оксидов железа и гидроксидов, которые придают характерные красные и желтые окраски многим породам и почвам. Эта окраска может маскироваться черным гумусом, однако в тропиках встречается бесцветный гумус, а красноцветные почвы являются характерной особенностью крупных территорий. Красная окраска (и, следовательно, окисление) может проникать до значительных глубин. К. Рич указывает, что в аридных районах глубокие колодцы, пройденные до уровня грунтовых вод часто достигают зеленовато-серых пород, расположенных ниже зоны окисления.

Хотя неорганическое окисление — вполне обычный и важный процесс, множество процессов окисления протекает под воздействием бактериальной деятельности, причем бактерии получают энергию за счет окисления железа, марганца, серы и, возможно, других элементов, включая фосфор (при образовании вивинита). Окисление сульфидов приводит к образованию серной кислоты, которая, вероятно, играет важную роль в дальнейшем выветривании.

Химики применяют термины «окисление» и «восстановление», чтобы описать удаление электронов или их добавление к атомам некоторых элементов, претерпевающих химическое изменение, причем кислород может не участвовать совсем в этом изменении. Например, железо может взаимодействовать с серой с образованием FeS , при этом железо окисляется. Оно может быть еще больше окислено в форме FeS_2 и в еще большей степени в соединениях с кислородом. Таким образом, в сульфиде железо является окисленным по сравнению с металлическим железом, но восстановленным по сравнению с гематитом.

Восстановление — это процесс, противоположный окислению, и обычно оно осуществляется в анаэробных обстановках в условиях застойных вод. Восстановление оксидов железа представляет собой одно из очевидных изменений; красные и желтые окраски в восстановительных условиях сменяются зелеными и серыми окрасками. Восстановление в значительной мере осуществляется бактериями; например, органическое вещество (гумус) восстанавливается ферментирующими бактериями, а сульфаты — бактериями в сульфиды.

Многие силикатные минералы содержат катионы, которые легко меняют состояние окисления, например Fe^{2+}/Fe^{3+} , Cr^{2+}/Cr^{3+} . При изменении восстановительного потенциала минералы, содержащие эти катионы, могут окисляться или восстанавливаться. Для сохранения электронейтральности кристаллической структуры в решетку должны внедриться или покинуть ее другие ионы. Это приводит к тому, что кристаллическая решетка становится неустойчивой и более восприимчивой к другим реакциям выветривания, таким как гидролиз, или к переходу в другие минералы.

В почвах окислительно-восстановительный потенциал определяется главным образом наличием кислорода и CO_2 , растворенными в почвенных водах, а также органическим веществом. Следовательно, он зависит от парциального давления газообразных кислорода и CO_2 в почвенном воздухе и от pH почвенного раствора.

Карбонатизация

Карбонатизация — это реакция ионов карбоната или бикарбоната с минералами. Карбонаты не служат конечными продуктами выветривания *in situ*. Однако образование карбонатов — это определенная ступень в ходе выветривания, особенно при разрушении полевых шпатов. В почвенной атмосфере много CO_2 и это приводит к гораздо более быстрой карбонатизации, чем это можно было бы ожидать на основании небольшого содержания CO_2 в атмосфере. Раствор углекислоты в воде (H_2CO_3) представляет собой кислоту, присутствие которой сильно облегчает процесс обмена основаниями и является необходимым для растворения самих карбонатов. Многочисленные геологические наблюдения наводят на мысль о том, что углекислота представляет собой гораздо более сильный растворитель, чем это можно было бы ожидать, исходя из ее слабой кислотности.

Гидратация

Гидратация — это добавление воды к минералу. Например, оксиды железа могут поглощать воду и превращаться в гидратированные оксиды или гидроксиды железа. Гидратация — это очень важный процесс в образовании глинистых минералов, и вода действительно может включаться как часть кристаллической решетки. Гидратация представляет собой экзотермическую реакцию, и она порождает значительные объемные изменения, которые могут играть важную роль в физическом отслаивании пород при выветривании и в дезинтеграции пород. Гидратация подготавливает поверхности минералов для дальнейшего изменения путем окисления и карбонатизации и способствует более легкому изменению заряда ионов.

Хелатизация

Хелатизация (или комплексообразование) — это образование вокруг какого-либо комплексируемого иона, обычно металла, кольцевой постройки органического вещества. Хелатирующие агенты могут извлекать ионы из твердых веществ, обычно нерастворимых, и способствовать переносу ионов в такие условия в которых они обычно осаждаются химическим путем.

Растения используют хелатирующие агенты для того, чтобы извлечь ионы (питательные вещества) из минералов, и таким образом способствуют более быстрому выветриванию минералов по сравнению с тем, которое происходило бы только неорганическим путем. Детальный механизм этого процесса не известен. Разлагающееся растительное вещество (гумус) богато хелатирующими агентами, которые возможно способствуют подготовке ионов для поглощения их живыми растениями, и которые также усиливают дифференциальное выщелачивание ионов в профиле выветривания. Например, лесная подстилка может обусловить быстрое перемещение железа вниз по профилю и привести к очень быстрому оподзоливанию. Разные виды деревьев оказывают различное влияние на этот процесс, и посредством хелатизации возникают разнообразные «фитогенетические» типы почв на одном и том же материнском материале.

Поучительный пример хелатизации приведен В. Келлером [316]. Порошкообразный кальцит размещивается в водном растворе натриевой соли этилен-диамин-тетрауксусной кислоты (обычный хелатирующий агент). Никакой CO_2 не выделяется, pH сохраняется при 10—11 (высокощелочная среда), кальций переходит в раствор в результате хелатизации, а ион карбоната остается в растворе.

Гидролиз

Гидролиз — это химическое взаимодействие между минералом и водой, т. е. между ионами воды H^+ или OH^- и ионами минерала. Эта реакция происходит всюду, где минерал находится в контакте с водой — даже с чистой дистиллированной водой (или дождевой водой), хотя обычно существует ошибочное представление о том, что чистая вода нейтральна и неактивна и что она начинает воздействовать только в результате ее подкисления при растворении CO_2 .

Гидролиз может быть отчетливо продемонстрирован путем замера pH суспензии порошка минерала в чистой воде. Многие минералы, включая оливин, диопсид, актинолит и нефелин, повышают pH воды до 11 в результате простого истирания. Р. Стевенс и М. Каррон [546] предложили определять минерал по их «pH абразин», так как эти величины являются довольно постоянными. В табл. 5 приведены pH некоторых распространенных минералов при их истирании в воде.

Концентрация водородных ионов представляет собой основной фактор во всех реакциях выветривания по следующим причинам:

Таблица 5

Значения рН абразии некоторых минералов. С упрощениями по В. Келлеру [316]

Минерал	рН при истирании в воде	Минерал	рН при истирании в воде
Полевые шпаты		Пироксены	
Альбит	10	Авгит	10
Олигоклаз	9	Гиперстен	8
Анортит	8	Оливин	10
Ортоклаз	8	Нефелин	11
Микроклин	8	Карбонаты	
Слюда		Кальцит	8
Биотит	8	Доломит	9
Мусковит	7	Глинистые минералы	
Амфиболы		Каолинит	6
Актинолит	11	Монтмориллонит	7
Роговая обманка	10	Кварц	7

1) водородные ионы поступают из самых разных источников; увеличение концентрации водородных ионов уменьшает растворимость SiO_2 и Al_2O_3 , которые способствуют образованию глинистых минералов; 2) водородные ионы взаимодействуют с ионами OH^- (количество которых обычно возрастает в течение гидролиза), удаляя их таким образом из системы и обеспечивая продолжение гидролиза; 3) водородные ионы легко замещают другие катионы (катионный обмен).

Существует два источника водородных ионов — это кислые водородные глины (глины с высоким содержанием H^+ в качестве обменного катиона) и живые растения. Первый источник часто находится в непосредственном контакте с выветривающимся минералом в виде облоочки и поэтому воздействие ионов H^+ может быть весьма эффективным. Опыты с суспензиями показывают очень сильное воздействие, однако в твердых породах и почвах этот процесс может лимитироваться скоростью удаления продуктов выветривания.

Живые растения представляют собой постоянный источник ионов H^+ , которые создают кислую среду и выветривают близлежащие минералы. Растения обменивают H^+ на питательные вещества и за счет удаления H^+ реакция постоянно остается несбалансированной, так что выветривание продолжается на протяжении всей жизни растения, причем фронт выветривания распространяется в стороны от границы раздела между корнем и глиной.

Едва ли можно преувеличить важность гидролиза в процессе выветривания; очень экстенсивное выветривание может произойти только в результате простого взаимодействия воды и породы. Например, Х. Раггат и др. [465] показали, что для образования боксита из базальта необходимо только добавление воды и удаление Са, Mg, Na и К.

ЗНАЧЕНИЕ КРИСТАЛЛИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ

Только на основании общего химического состава пород нельзя судить точно о реакциях, которые могут иметь место при выветривании, так как важную роль играет кристаллическая структура минералов. Кальцит и арагонит имеют один и тот же состав — однако атомы в этих минералах распределены по-разному, в результате арагонит примерно в десять раз более растворим, чем кальцит. Примерно также при выветривании глин натрий оказывается намного подвижнее калия, тогда как последний гораздо легче входит в структуры глинистых минералов, хотя и натрий и калий являются весьма подвижными элементами.

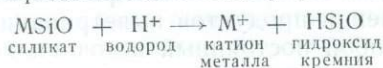
Окисление железа в каком-либо минерале может вызвать усадку силикатной решетки и изменение структуры минерала.

ВЫВЕТРИВАНИЕ СИЛИКАТОВ

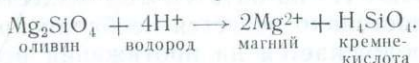
Кремнезем, в природе встречающийся в виде кварца или в составе таких минералов, как циркон и турмалин, почти не подвержен выветриванию, однако такие породообразующие силикатные минералы, как полевой шпат, амфибол, пироксен и оливин, легко подвергаются выветриванию.

Основным структурным элементом силикатных минералов является кремнекислородный тетраэдр, в котором небольшой атом кремния (радиус 0,039 нм) окружен тетраэдрически скоординированными атомами кислорода (радиус 0,132 нм). Эти тетраэдры распределены в виде дискретных групп или сочленены в цепочки, листы или трехмерные каркасы. Связи Si—O—Si не очень сильные, а стабильность какой-либо конкретной структуры определяется сложным взаимоотношением геометрических и электростатических факторов для всех атомов, входящих в конечное соединение.

По существу, выветривание силикатов выражается в замещении катионов ионами водорода. Если ион металла обозначить M, а любую кремнеземную группу как SiO, то реакцию выветривания можно представить в виде упрощенного уравнения:

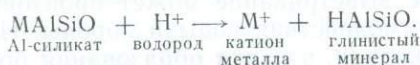


или в виде более реалистического уравнения для оливина:



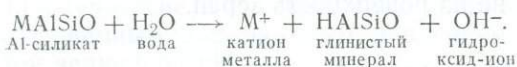
Гидроксид кремния можно обозначить как кремнекислоту.

Многие силикатные минералы содержат алюминий, поэтому уравнение может иметь вид

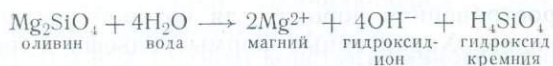


Это выражение представляет простейший путь образования глинистых минералов.

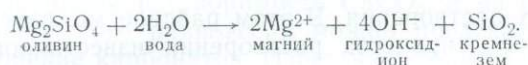
Если в реакции участвует вода, то она может быть представлена как



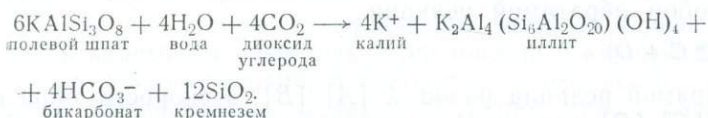
В случае оливина реакция имеет вид



или



Некоторые авторы включают в уравнение выветривания CO_2 :



Некоторые авторы ошибочно считают, что наличие SiO_2 в уравнении свидетельствует об образовании кварца при выветривании [145]. Однако следует отметить, что это совсем не так. Кремнезем обычно удаляется из системы. В исключительных случаях он может осаждаться в виде опалового кремнезема или криптокристаллического халцедона. Очень редко появляется новообразованный кварц — в виде нарастаний на реликтовые зерна кварца. Имеются сведения о возможном образовании кварца при выветривании без кварцевых основных изверженных пород (нориты) [483], но такие данные очень малочисленны.

Можно составить схематические уравнения (нестехиометрические), которые покажут, что какой-либо KAl-силикат будет реагировать с водой почти неограниченно с образованием в качестве конечных продуктов K^+ (который должен диффузионно удаляться), H-силиката (глинистого минерала) и $\text{Al}(\text{OH})_3$ (которая может комбинироваться в структурах глинистых минералов или образовывать минералы глинозема).

Действительно, H-силикат и гидроксид Al, вероятно, не мигрируют на значительные расстояния, так что имеет место преимущественное удаление катионов. Al и Si дают гель, из которого образуется оболочка из аллофана или более окристаллизованных минералов вокруг выветривающегося силиката. Такая тонкая оболочка геля была получена в лабораторных условиях.

Иногда, после того как создается эта пленка, реакция выветривания замедляется, поскольку диффузия происходит уже через этот инертный слой. С другой стороны, пленка выветрелого материала может действовать как мембрана, как это имеет место при осмотических процессах, и начинает действовать эффект равновесия Доннэна.

Однако в реальных условиях (в противоположность экспериментальным) видно, что выветривание воздействует по трещинам спайности зерен минералов, а не на поверхность зерен.

РАСТВОРЕНИЕ ИЗВЕСТНЯКОВ

Известняк — это распространенная порода, для которой растворение имеет важное значение. Характерные формы рельефа и ландшафта образуются в результате растворения известняков, и поэтому известняки изучены весьма детально в отношении их генезиса и химических свойств их растворения. В этом разделе мы рассмотрим химическую сущность процесса растворения известняков и одновременно ознакомимся с химическими концепциями, имеющими значения для понимания процесса выветривания вообще.

Для любой обратимой реакции



скорость прямой реакции равна $k [A] [B]$, а скорость обратной реакции $k' [C] [D]$, где k и k' — константы скорости реакции. Символы в квадратных скобках обозначают концентрации веществ, т. е. $[A]$, $[B]$ и т. д. — это концентрации реагирующих веществ и продуктов реакции.

При равновесии скорости реакций равны:

$$\frac{[C][D]}{[A][B]} = \frac{k'}{k} = K \text{ (константа равновесия).}$$

Эта константа выводится для закрытой системы или для такой системы, которая открыта и одно из реагирующих веществ удаляется, причем скорости реакций достаточно высоки, а скорость удаления достаточно медленна, так что реагирующие вещества и продукты реакции присутствуют в равновесных концентрациях.

Равновесная реакция растворения известняков была описана Р. Гаррелсом [214]. Он считает, что имеется семь переменных величин при постоянных температуре и давлении — это парциальное давление CO_2 и концентрации $[\text{H}_2\text{CO}_3]$, $[\text{HCO}_3^-]$, $[\text{CO}_3^{2-}]$, $[\text{H}^+]$, $[\text{OH}^-]$ и $[\text{Ca}^{2+}]$.

Р. Гаррелс рассмотрел пять ситуаций:

1) в реакции участвуют чистый кальцит и чистая вода с ничтожным содержанием газовой фазы. Такие условия в природе не встречаются, так как всегда присутствует CO_2 ;

2) реакция кальцита с чистой водой, но система открыта по отношению к CO_2 . В этом случае рН системы контролируется в основном карбонатным равновесием. Эта ситуация примерно соответствует водам потоков и озер, сообщающихся с атмосферой, которая характеризуется определенным парциальным давлением CO_2 . Однако в природе чистые воды не встречаются;

3) равновесные реакции в системах с фиксированными величинами растворенных карбонатных компонентов, но при произвольно

взятом рН, т. е. контролируемом другими реакциями в системе. Например, рН обычно контролируется органическими кислотами;

4) равновесие в системе, связанной с внешним резервуаром с фиксированным парциальным давлением CO_2 , но с произвольно взятой величиной рН;

5) равновесие, осуществляющееся при добавлении CaCO_3 в систему первоначально сообщающейся с резервуаром CO_2 , но закрытой после добавления CaCO_3 .

Путем подстановки констант равновесия при разных температурах в реакциях, рассмотренных выше, можно оценить влияние температуры на растворимость CaCO_3 , а на основании рассмотрения карбонатного равновесия можно предсказать осаждение или растворение карбонатов. Известняк лучше растворяется при повышении температуры и содержания CO_2 в воде или при понижении рН раствора.

Прежде, чем с помощью уравнений пытаться определить: находится ли карстовый известняк в равновесии с карстовыми водами, следует выяснить условия, при которых имеет место растворение. Никогда нельзя знать в достаточной полной мере историю карстовых вод, чтобы можно было с точностью применить эти уравнения.

Эта ситуация еще более усложняется другими реакциями, помимо карбонатных, которые могут влиять на рН растворов. Если рН системы определяется иными факторами, а не теми, которые контролируют карбонатное равновесие, то количество растворенного карбоната при равновесных условиях рассчитывается с помощью равенств, приведенных Р. Гаррелсом для ситуаций 3 и 4. В настоящее время почти ничего не известно о равновесных отношениях в этих сложных реакционных системах, а также об их значении для процесса растворения известняка, однако наличие CO_2 , вероятно, не всегда представляет собой такой важный фактор растворения известняка, как это обычно считается. Возможно, имеют место реакции между растворенными компонентами и глинами или другими карстовыми отложениями. Продукты выветривания изверженных или других пород могут быть внесены в карстовые полости извне и влиять на ход реакций, а органические кислоты вносят дополнительные осложнения в эти реакции.

Х. Холланд и др. [273] рассмотрел эволюцию карстовых вод и возможные равновесные реакции, которые могут встретиться в различных геологических обстановках. Предполагается, что первоначально дождевая вода находится в равновесии с атмосферным CO_2 , который характеризуется постоянным парциальным давлением. При просачивании через почву вода вступает в контакт с почвенным воздухом, в котором парциальное давление CO_2 выше, чем в атмосфере. Затем вода может реагировать с известняком в присутствии или отсутствии фазы CO_2 (ситуации 2 и 5, рассмотренные выше). Если вода достигает карстовой полости, то третья стадия заключается в установлении равновесия между карстовыми водами и карстовым воздухом, в котором CO_2 присутствует в той же концентрации, что и в наземной атмосфере. Этот краткий обзор пока-

зывает, что даже при весьма детальном знании равновесных реакций очень трудно проследить ход карбонатных реакций в реальных карстах.

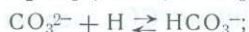
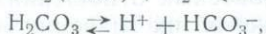
До сих пор мы рассматривали только равновесные реакции. Они определяют максимальную растворимость известняка в каком-либо конкретном случае. Истинная растворимость зависит от других факторов, влияющих на кинетику реакции. Истинная растворимость важна для понимания процесса растворения известняков и для выявления различия между факторами, определяющими равновесие и кинетику.

Растворяющая жидкость может находиться в покое, а также слабо или турбулентном движении. Если система не имеет времени для установления равновесия, *скорость* растворения карбоната является фактором, определяющим количество растворенного карбоната. Равновесные соотношения будут определять *максимальное* количество карбоната, которое может быть растворено, но *истинное* количество определяется скоростью растворения.

Кинетику растворения кальцита исследовал П. Вейл [632], выделявший в его растворении следующие четыре стадии:

1) диссоциация кальцита на поверхности раздела между твердой частицей и жидкостью на ионы Ca^{2+} и CO_3^{2-} , т. е. диффузия ионов Ca^{2+} и CO_3^{2-} от этой поверхности в раствор;

2) реакция между ионами CO_3^{2-} , растворенным CO_2 и водой, дает HCO_3^- . В действительности эта реакция протекает в несколько стадий:



3) если раствор находится в контакте с газовой фазой, содержащей CO_2 , то имеет место дополнительная реакция



4) транспортировка различных растворенных компонентов в растворе путем диффузии и движения флюида в направлении выравнивания градиента концентрации.

Результаты, полученные П. Вейлом [632] и К. Кайе [314], заставляют предполагать, что в приведенной схеме именно четвертая стадия определяет общую скорость растворения.

Другими словами, скорость потока воды и его турбулентность оказываются гораздо более важными, чем равновесные реакции. Общее количество растворенного известняка также будет зависеть от площади поверхности раздела между известняком и жидкостью. Самое большое количество CaCO_3 , которое может быть растворено в данном объеме воды, определяется равновесными соотношениями. Однако поскольку в действительности это равновесие не достигается, то истинное количество растворенного CaCO_3 определяется кинетическими факторами, выделенными П. Вейлом.

В природных растворах общее количество растворенного известняка также должно зависеть от площади поверхности раздела твердое-жидкое. Следовательно, количество растворенного известняка будет зависеть также от литологических особенностей, пористости и геологических особенностей пород. Эти факторы подчеркивают важность текстуры известняка. Породы с обильными трещинами или другими ослабленными зонами должны будут селективно растворяться. В таких породах создаются большие свободные поверхности по сравнению с однородно растворяющимся известняком, причем, чем больше внутренняя поверхность, тем более интенсивным будет растворение. Кроме того, вследствие этих неоднородностей текстуры поток воды становится турбулентным, что еще больше способствует растворению.

Влияние температуры

На кинетику растворения и константы карбонатного равновесия оказывает влияние температура. Вероятно, температура может в большей мере влиять на константы скорости, чем другие факторы, так как повышение температуры на 10°C приводит в среднем к двухкратному увеличению скорости растворения. Однако поскольку наиболее важный фактор, контролирующий скорость растворения — это транспортировка вещества через раствор, который не зависит от температуры, общее влияние температуры, очевидно, невелико. Дж. Корбел [131] предположил, что средние скорости растворения известняка зависят от температуры, хотя это слишком грубое упрощение, а М. Свитинг [554] подчеркивал, что большее влияние на растворение оказывают другие факторы, не связанные с климатом.

Свидетельством влияния температуры служит отсутствие сталактитов в арктических районах. Это, по-видимому, обусловлено низким парциальным давлением CO_2 в почвенном воздухе холодных районов, что обусловлено, в свою очередь, отсутствием организмов. Следовательно, температура оказывает здесь не прямое, а важное косвенное влияние через деятельность организмов.

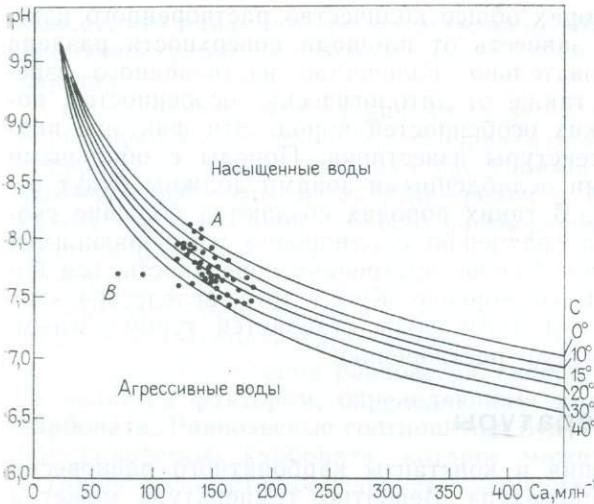
Влияние других элементов

Р. Пикнетт [455] и С. Тержесен и др. [563] рассмотрели влияние на растворение известняков примесных и различных других элементов.

Примесь магния (менее 1 % по отношению к количеству Са) увеличивает рН насыщенного карбонатного раствора примерно на 0,1, тогда как большие количества этого элемента оказывают меньшее влияние и даже могут понизить рН. Очевидно, что примесь магния в растворе повышает количество кальцита, которое может быть растворено при данной концентрации углекислоты. Однако, когда присутствует много магния, растворимость кальцита понижается. Это явление все еще изучается.

Рис. 27. Кривые Тромбе.
По М. Свитингу [554]

Точки на диаграмме соответствуют пробам воды из Маллем — Тарн



Известно также, что заметное влияние на растворимость оказывают небольшие примеси таких тяжелых металлов, как свинец, медь, марганец и др. С. Тержесен и др. [563] определяли скорость растворения кальцита в воде, насыщенной углекислотой при давлении примерно в 100 кПа и обнаружили, что эти металлы сильно препятствуют растворению на поздних стадиях. Действительно, растворение кальцита прекращалось в то время, когда раствор был все еще недосыщенным. Это явление иллюстрируется следующими данными по скандию — одному из наиболее эффективных понизителей растворения кальцита.

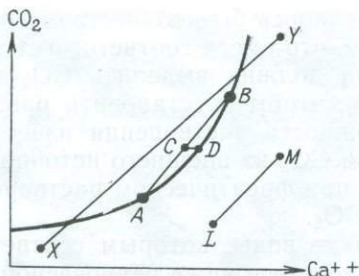
Содержание кальцита в «насыщенном» растворе, г-моль/л	$9,0 \times 10^{-3}$	$8,6 \times 10^{-3}$	$7,2 \times 10^{-3}$	$4,8 \times 10^{-3}$
Содержание скандия, г-моль/л	0	10^{-7}	10^{-6}	10^{-5}

Таким образом, эффективная растворимость кальцита уменьшается в два раза при концентрации скандия всего 0,2 % по отношению к концентрации кальция. Установлено, что по воздействию на понижение растворимости кальцита металлы образуют следующий ряд (в порядке уменьшения эффективности): свинец, лантан, иттрий, скандий, кадмий, медь, золото, цинк, германий, марганец. Некоторые из этих элементов обычны для известняков.

Кривые Тромбе

Ф. Тромбе [587] построил диаграммы зависимости между степенью насыщения CaCO_3 , температурой и pH. Воды, которые недосыщены по отношению к CaCO_3 при данных pH и температуре, называются «агрессивными», а остальные — «насыщенными». Кривые зависимости этих параметров приведены на рис. 27; точке A соответствует насыщенная, пассивная вода, а точке B — агрессивная вода. В по-

Рис. 28. Диаграмма, иллюстрирующая коррозию смешанными водами. По К. Аштону [12]



следнее время в огромном количестве работ по растворению известняков применялись кривые Тромбе, однако сейчас такой подход представляется слишком упрощенным.

Когда параметры воды определяются и изображаются на диаграмме Тромбе, то их положение по отношению к кривым, вероятно, действительно указывает на способность воды к дальнейшему растворению известняка, однако количество растворенного известняка будет зависеть от скоростей реакций, что отмечалось в предыдущем разделе. Часто встречаются мелкие струйки воды с высоким содержанием карбоната. Это объясняется тем, что вода имела достаточно времени, чтобы достичь равновесия. Определения в каплях воды со сталактитов дают разные результаты, но в общем они указывают на высокие содержания карбоната. Медленно образующаяся капля имеет достаточно времени для установления равновесия с известняком, однако трудно оценить значимость таких определений, когда речь идет о действительно диффундирующем CO_2 . Быстротекучие воды обычно попадают в «агрессивные», когда их помещают на диаграмму Тромбе, и фактически они никогда не достигают равновесия, хотя и будут выносить больше карбоната, чем мелкие струйки насыщенных вод.

Таким образом, значение диаграмм Тромбе представляется весьма ограниченным, так как при растворении известняка факторы скорости играют гораздо большую роль, чем факторы равновесия, на которые опираются эти диаграммы. Менее существенно то, что как показал Р. Пикнетт [455] кривые Тромбе неточны и в количественном отношении.

Растворение смешанными водами

Растворение смешанными водами описано А. Бегли [58]. Предполагалось, что между содержаниями CO_2 и CaCO_3 в равновесных условиях зависимость не имеет линейного характера (рис. 28).

Если это так, то растворение будет идти в тех случаях, когда смешиваются два типа вод, каждый из которых первоначально находился в равновесных условиях. Предположим, что мы имеем два типа вод, представленных на рис. 28 точками А и В. Если они смешиваются, то результирующей концентрации соответствовала бы точка, расположенная где-то на линии АВ, причем ее положение

определялось бы количеством воды каждого типа в смеси. Предположим, что смеси соответствует точка *C*. Она не будет равновесной и вода должна выделить CO_2 или в нее должен быть добавлен CaCO_3 , чтобы восстановить равновесие. Таким образом, показана возможность растворения известняка без дополнительного поступления CO_2 из внешнего источника. Это может иметь большое значение при фреатическом растворении известняка, когда нет свободного CO_2 .

Такие воды, которым соответствуют точки *L* и *M* на рис. 28, дающие смеси ниже равновесной линии, не должны бы увеличивать растворение от смешения, но в некоторых случаях, иллюстрированных точками *X* и *Y*, смешение двух насыщенных растворов может вызвать интенсивное растворение.

Факторы скорости здесь игнорируются и рассматриваются только факторы равновесия. В. Дрейбротт [166] полагает, что растворение под воздействием смешанных вод за десятки тысячелетий привело бы к закарстовыванию известняковых площадей, что, возможно, имеет первостепенное значение.

Дж. Трайкилл [581] выделил четыре причины, которые могут оказывать влияние, противоположное смешению вод:

- 1) вадозные воды могут находиться в равновесии с низким P_{CO_2} ;
- 2) фреатические воды могут находиться в равновесии с низким P_{CO_2} ;
- 3) грунтовые воды могут быть пересыщены по отношению к кальциту, поскольку отложение кальцита часто бывает не таким быстрым, как удаление CO_2 ;
- 4) пересыщение вадозных просачивающихся вод также будет уменьшать или ликвидировать недосыщение, обусловленное смешением.

С другой стороны, Д. Руннеллс [491] установил, что явление растворения смешанными водами может быть распространено гораздо шире, и оно не ограничивается растворением известняков. Растворимость большинства минералов изменяется не прямо пропорционально, поэтому смесь вод с разной температурой, разным давлением, различными рН и содержанием органических хелатов и так далее также вызовет изменения в условиях насыщенности раствора. Современные обзоры химических особенностей процесса растворения известняков приведены Р. Пикнеттом [457] и А. Бегли [59].

ФОРМЫ РЕЛЬЕФА, ОБУСЛОВЛЕННЫЕ РАСТВОРЕНИЕМ

Растворение приводит к возникновению многих крупных и мелких форм рельефа, особенно на поверхности известняков, где специфические рельеф и дренаж обычно называются «карстовыми». К сожалению, имеется весьма обширная и запутанная терминология

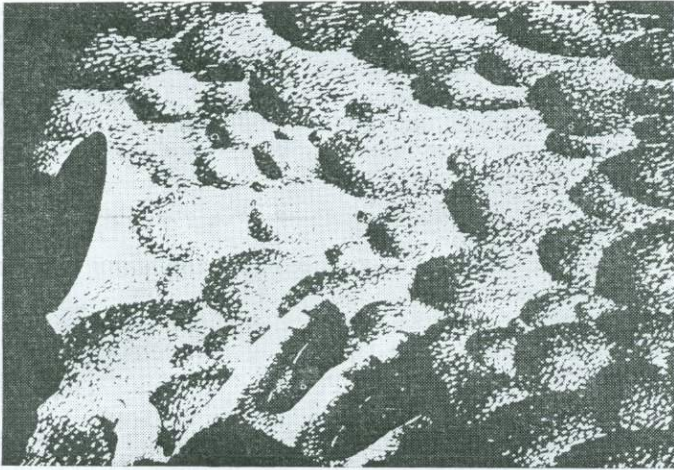


Рис. 29. Асимметрические выемки. По Г. Муру и Г. Николасу [394]

для обозначения таких форм, так как почти каждая область или район с известняковым ложем дали свои собственные названия формам рельефа, а многие слова из разных языков использовались как научные термины [392].

Из краткого обзора известняковых и других форм рельефа, обусловленных растворением, следует, что растворение обычно приводит к образованию на первоначально ровной поверхности западин и ложбин. Если известняки растворяются неравномерно, то на поверхности и в пещерах в результате дифференциального растворения могут образоваться губчатые или ячеистые текстуры. Тонкие струйки воды приводят к возникновению мелких желобков с поперечником в несколько сантиметров, образующих «морщинистую» поверхность. Часто эти желобки располагаются в виде четких горизонтальных рядов и напоминают знаки ряби.

В тех местах, где воды текут по поверхности известняков и особенно в процессе формирования пещер, могут появляться асимметричные выемки. Они имеют длину от 2 до 50 см и распределены в направлении потока воды, причем самая крутая вогнутая часть выемок направлена навстречу потока (рис. 29). В некоторых пещерах, возможно там, где вода находится в застойном состоянии, при растворении формируются симметричные выемки. Они имеют форму сферических ямок размером в поперечнике около 1 м.

Карры (Karren — нем. или lapies — франц.) — это неправильные по форме или удлиненные выемки, образовавшиеся при растворении пород. А. Бегли [56] выделил множество разновидностей карров, среди которых наибольшее значение, вероятно, имеют образования сглаженной формы (Rundkarren) и в виде бороздок (Rillkarren). Первые характеризуются наличием округлых вершин между канавками, причем некоторые карры, возможно, образуются под почвой, торфяниками или снегом; вторые характеризуются

наличием острых гребней и возникают под воздействием текучих вод (рис. 30 и 31). Карры в виде бороздок особенно часто встречаются на крутых склонах, однако в англоязычной литературе обычно используется термин «рифление» (fluting) для обозначения канавок растворения, встречающихся на вертикальных или очень крутых известняковых стенках. Ниже перечислены другие типы карров, выделенные А. Бегли.

1. Вертикальные трещины растворения или крупные щели (Kluftkarren).

2. Канавки водотоков — канавки растворения, расширяющиеся книзу (Rinnenkarren).

3. Дождевые бороздки — более широкие и прямые разновидности карров предыдущего типа (Regenrinnenkarren).

4. Ступенчатоподобный карр с плоскими ступеньками (Trittkarren).

5. Канавки растворения с меандрами (Meanderkarren).

6. Канавки растворения на вертикальных стенках (Wandkarren).

7. Карры второго типа, приобретшие в разрезе мешковидную форму в результате более позднего растворения (Hohlkarren).

8. Карры в пещерах (Hohlenkarren).

9. Сетчатые каналы в кровле пещер (Deckenkarren).

10. Канавки с крутыми бортами между игловидными выступами (Spitzkarren).

11. Канавки между слоями пород определенного состава (Schichtflugenkarren).

Канавки растворения на граните и иногда на других породах, не всегда относимые к явлениям растворения, известны как псевдокарры (рис. 32).

Обнаженные горизонтальные известняковые поверхности называются известняковыми мостовыми. Растворение обычно приурочено к системе трещин на мостовых, а образующиеся канавки или желобки, которые обычно имеют глубину около 1—2 м и ширину около 30 см, называются *вертикальными трещинами растворения* (grikes). Ровные участки между этими трещинами растворения называются *клинтами* (clints).

В известняковых районах различные понижения на поверхности земли обусловлены растворением. Поверхностный поток может входить в пещеру через *воронку*, или *понор*. Действующие поноры обычно сменяют прежние поноры, расположенные вдоль линии долины. Эти и другие депрессии, которые сообщаются с пещерами, называются *карстовыми воронками*. Небольшая депрессия часто называется *долиной*. Более крупные депрессии иногда образуются путем слияния нескольких долин. *Поля* — это очень крупные депрессии размером несколько километров в поперечнике. Эти понижения обычно имеют ровное дно и покрыты речными наносами, однако они часто со всех сторон окружены скалами и представляют собой наиболее впечатляющее доказательство огромной роли процесса растворения.



Рис. 30. Карры округлой формы, ручей Моул (о-в Тасмания). Фото Дж. Дженнингса.

Почва и лиственный опад удалены вследствие современной вырубki леса и сенокоса



Рис. 31. Бороздковидные карры и болотный подмыв. Фото Дж. Уилфорда

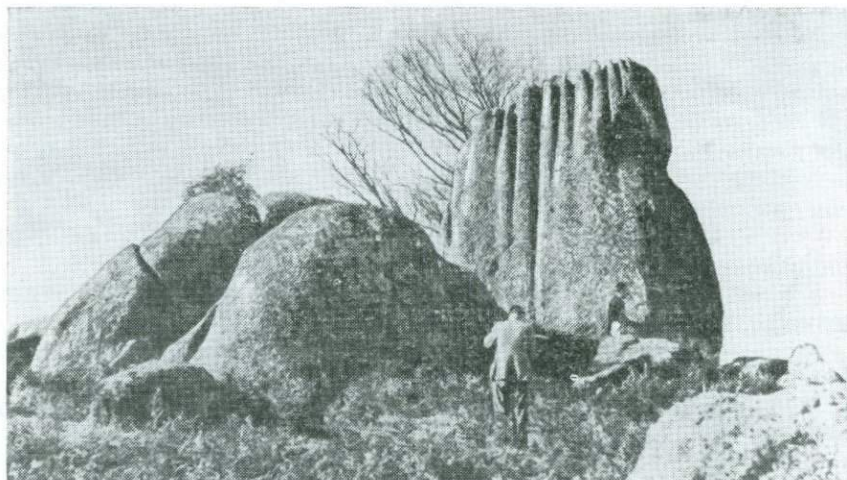


Рис. 32. Псевдокарры. Канавки растворения на гранодиорите у Грэнэйт-Рокк, штат Виктория (Австралия). Фото А. Бейкера

Четко выраженные признаки растворения известняков часто видны на поверхности в тех местах, где равнина или болото примыкают к известняковому обрыву. Растворение известняков у края болот особенно характерно для тропических районов, где образуются *болотные подмывы* (см. рис. 31), часто расположенные на нескольких уровнях, что свидетельствует об изменениях уровня болотных вод.

Если вода течет под землей через пещеры, она растворяет породы на всех увлажненных поверхностях. В полностью занятом водой проходе растворение может быть равномерным во всех направлениях и поэтому образуются проходы с округлым поперечным сечением в виде трубы.

На рис. 33 приведен прекрасный пример дифференциального выветривания двух типов известняка. Сенонский известняк характеризуется четко выраженной сланцеватостью и неравномерным растворением, вследствие чего образуется *пещерный проход с неровными угловатыми стенками*; в однородном ургонском известняке образуется проход в виде трубы, в данном случае в виде одной ее половины.

Полутуннелем — называется карстовая форма с горизонтальным дном и изогнутой в виде арки кровлей. Полутуннели имеют размеры в поперечнике от долей сантиметра до нескольких метров. Для того, чтобы получилась дугообразная кровля в полутуннеле, необходимо, чтобы проход был полностью заполнен водой, что приводило бы к равномерному растворению во всех направлениях, исключая, конечно, нижнее направление. Принято считать, что нерастворимый остаток накапливается на дне туннеля и предохраняет от растворения подстилающий известняк.

Рис. 33. Поперечный разрез прохода в пещере «Труа ки суфле» на участке контакта слоистых сенонских и плотных ургонских известняков. По Б. Жозе [221]



Когда вода начинает просачиваться вдоль плоскостей напластования, то обычно вследствие растворения образуется губчатая ветвящаяся система из мелких полутуннелей размером несколько сантиметров в поперечнике. В пещерах с кровлей, совпадающей с плоскостями напластования эти образования выделяются в виде *губчатых плоскостей напластования*.

По мере того, как полутуннели расширяются, известняки, разделяющие их, удаляются до тех пор, пока не остаются в виде остроконечных или гребневидных выступов в кровле пещеры, известных под названием *подвесок*.

Свободно текущие потоки в пещерах (*вадозные потоки*), даже если они несут значительное количество обломков, вероятно выполняют большую часть работы по образованию пещер именно путем растворения. Это иногда подтверждается мостиками из таких нерастворимых пород как кремни, которые пересекают пещерный проход. Такая ситуация была бы невозможна, если бы пещера образовалась в результате абразионного воздействия потока, не затрагивающего нерастворимые соли, тогда как при растворении такие препятствия могут свободно преодолеваться.

Образование пещер само по себе свидетельствует о растворении, а их морфология указывает на природу растворения известняков. Большинство пещер простирается в горизонтальных направлениях, даже в крутопадающих или в смятых в складки известняках. Это заставляет предполагать, что положение пещер и растворение известняков приурочено к зеркалу грунтовых вод в данном известняковом районе. На планах многих пещер видно, что они четко контролируются системой трещиноватости (рис. 34), так что трещины определяют ход растворения в горизонтальном направлении.

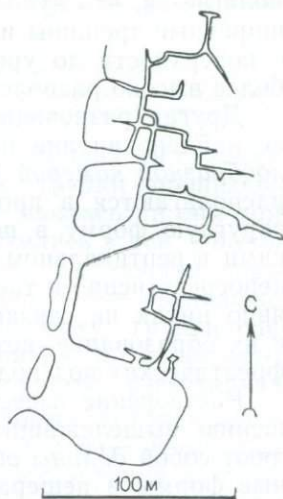


Рис. 34. План пещеры Матупи. Гора Хойо (восточный Заир). По К. Оллиеру и Дж. Харропу [435]

Некоторые пещеры или части пещер в основном выработаны в вадозной зоне потоками со свободной поверхностью. В плане эти пещеры похожи на обычные речные системы с постоянным градиентом падения уровня вод, а их породы характеризуются наличием меандр, асимметрических выемок и обычным отсутствием фреатических образований. Другие пещеры сформировались во фреатической зоне ниже уровня грунтовых вод. Они отличаются неравномерным изменением уровня, наличием труб, губчатых систем, слепых проходов и симметричных выемок. Многие пещеры характеризуются детальными фреатическими особенностями, но их почти горизонтальное расположение, иногда и равномерное падение уровня наводит на мысль о том, что они образовались непосредственно близ уровня грунтовых вод в самой верхней части зоны фреатических вод.

В пещерах встречаются как почти горизонтальные, так и вертикальные проходы. Одна из примечательных разновидностей вертикальных проходов называется *куполообразной камерой* (dome-pit). Эти камеры представляют собой шахты диаметром 2—3 м и высотой 30 м. Стенки камеры покрыты бороздками вследствие растворения струйками воды. Куполообразные камеры обычно располагаются ниже верховья долины или поноры на поверхности, однако они не связаны постоянно с ближайшими пещерными проходами. Камеры часто простираются в высоту выше пещерных проходов и опускаются ниже дна пещеры, и иногда только канал связывает камеры с проходом, который почти незаметен. Предполагается, что куполообразные камеры представляют собой расширенные трещины или углы трещин, по которым вода поступала с поверхности до уровня грунтовых вод, независимо от наличия более высоко расположенных пещерных проходов.

Другая разновидность вертикальных камер, для которой еще не найдено вполне подходящего объяснения, называется *колоколообразной камерой* (bell hole) [636]. Колоколообразные камеры располагаются в кровле пещер, иногда группами, они имеют округлую форму в поперечном сечении и исстрихованы бороздками в вертикальном направлении примерно на 1 м, и примыкают непосредственно к твердой не трещиноватой коренной породе. Они явно никак не связаны с водами, поступающими с поверхности, и их образование, возможно, связано с турбулентными течениями фреатических вод под кровлей пещеры.

Растворение известняков под землей может привести к обрушению вышележащих отложений. Некоторые долины представляют собой *долины обрушения*, а не *долины растворения*. Обвальные формы в пещерах обычно имеют в плане округлую или эллиптическую форму. *Сенотэ* — это округлые озера с крутыми берегами в известняковых районах, среди них наиболее известно озеро Юкатан. Одни сенотэ обладают грубо цилиндрической формой, другие, по-видимому, имеют выход на глубину. Они распределены неравномерно, и поскольку они могут встретиться на вершинах холмов, в средних частях склонов или в долинах, то пред-

полагается, что их образование связано с обрушением в крупных подземных камерах.

Растворение известняков приводит к образованию нерастворимого остатка, который может оставаться на поверхности земли. Это вовсе не означает, что он препятствует дальнейшему растворению; действительно, если остаток становится кислым в результате биологической деятельности, он может усилить растворение. Подошва почвы на известняках обычно очень неровная; на поверхности известняка присутствуют серии впадин и гребней, подобных каррам на обнаженной известняковой поверхности.

Помимо карров существуют и более эффектные депрессии, например, трубки растворения. Обычно они округлые в плане и имеют вертикальные стенки, а в разрезе очень напоминают искусственные колодцы. Одни трубки, по-видимому, образовались в местах пересечения трещин, другие — в сплошных породах без каких-либо контролирующих трещин. Некоторые трубки пронизаны длинными корнями деревьев, однако не ясно: явились ли они причиной образования трубки или просто разместились в ней. Обычно трубки растворения заполнены почвой; часто их нижняя часть заполнена нерастворимым остатком известняка, выше расположена в основном почва, которая обваливалась сверху. Трубки растворения встречаются и на твердых известняках, но чаще всего они, по-видимому, образуются на мягких пористых известняках.

На рис. 35 приведена другая карстовая форма, которая внешне сходна с трубкой растворения, но называется *почвенным языком*, или *языком растворения* [655]. Языки растворения встречаются в известковистых галечниках. Они образуются в результате растворения карбоната и заполнения пространства нерастворимым остатком и материалом, привнесенным сверху. Во многих гравийных осадках имеются четкие галечниковые прослои, а в тех местах, где прослои пересекают язык, они опускаются книзу. Некоторые языки растворения имеют округлое поперечное сечение и по существу похожи на трубки растворения, тогда как дру-

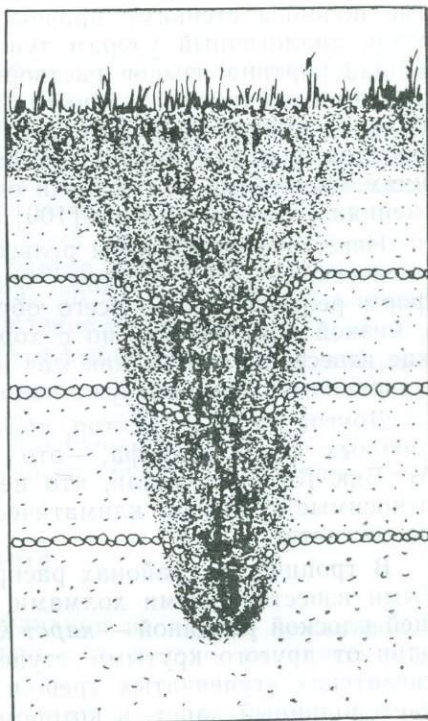


Рис. 35. Язык растворения
Маркирующие горизонты галечника прослеживаются в языке растворения

гие подобны стенкам, причем стенки образуют полигональный узор, аналогичный узорам тундровых полигонов. Действительно, общая картина языков растворения неотличима от картины, создаваемой ледяными клиньями, однако первые характеризуются более сглаженным основанием, изогнутыми книзу галечниковыми прослоями и отсутствием признаков давления в соседних отложениях. Почвенные языки были описаны на самых различных отложениях, включая морены [100].

Известняковые формы рельефа во многом определяются литологическими особенностями пород, и большинство отчетливых форм рельефа лучше всего образуются на твердых известняках с низкой пористостью, но с хорошо развитыми трещинами. Мягкие известняки, такие как мел и калькаренит, растворяются весьма равномерно и образуют пологие округлые формы рельефа.

Другой важный фактор, контролирующий образование известняковых форм рельефа, — это климат, хотя Дж. Дженнингс и М. Бик [301] показали, что некоторые формы рельефа, обычно относимые к разным климатическим условиям, могут встречаться по соседству.

В тропических районах распространен башенный карст с крутыми известняковыми холмами, возвышающимися над окружающей плоской равниной — *карст краевых равнин* — или отделенных один от другого крутыми ступенчатыми *коридорами* наподобие гигантских ступенчатых трещин. В умеренных районах преобладает долинный карст, в котором депрессии разного вида опускаются ниже общей поверхности известняков.

Псевдокарст

Формы растворения могут встречаться и на других породах, помимо известняков, причем к рельефу, представленному такими формами, применяется термин *псевдокарст*. А. Брихта и др. [72] описал псевдокарст на кварцитах. Х. Гензер и Дж. Мал [220] описали карстовые трубки большого размера (более 100 м шириной и глубиной) в кремнистых осадочных породах Бразилии и Венесуэлы. Канавки растворения на гранитах и других породах называются псевдокаррами (см. рис. 32).

ОСАЖДЕНИЕ КАРБОНАТА

Проблема, связанная с растворением известняка, заключается в повторном выпадении карбоната в виде *травертина*, сталактитов и т. д. Кальцит осаждается из раствора в результате изменения температуры, потери воды или CO_2 . Вряд ли сталактиты могли бы образоваться вследствие испарения воды, так в пещерах с активно растущими сталактитами относительная влажность воздуха всегда близка к 100 %. Осаждение кальцита могло бы вы-

звать удаление из капли в атмосферу CO_2 . Содержание CO_2 в воздухе составляет всего 0,03 %, так что вклад атмосферного CO_2 в образование сталактитов очень небольшой. В пещерном воздухе обычно находится столько же CO_2 , однако в почвенном воздухе ее содержание поднимается до 9 % (С. Дэвис). Следовательно, вода, просачивающаяся через почву, может поглотить CO_2 из почвенного воздуха, который способствует большему растворению известняка, а когда раствор поступает в пещерную атмосферу с низким парциальным давлением CO_2 , то CO_2 из водяных капель может улетучиваться, вызывая осаждение карбоната.

Что касается текучей воды, то диффузия проявляется в большей мере там, где вода течет быстро в виде тонких пленок, а в таких участках, как на краях травертиновых окон кальцит, вероятно, снова осаждается. На поверхности земли (например в реках) химическая осадка более часто обусловлена испарением воды.

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ

Восходящие воды, пар и другие эманации из глубин земли поднимаются вверх через толщу пород и несколько изменяют их. Этот процесс не относится к выветриванию, но так как гидротермально измененные породы могут походить на выветрелые породы, необходимо каким-то образом различать эти породы.

Одно из гидротермальных изменений заключается в *аргиллизации*, причем некоторым крупным месторождениям глин приписывается гидротермальный генезис. Обычно аргиллизация сопровождается *рудной минерализацией*, и в этих случаях лучшим критерием для доказательства гидротермальной деятельности является химический состав. Ионы таких металлов, как Au, Sn, Ag, Cu, Zn, Pb и др., могут присутствовать в повышенных количествах, а такие анионы, как S, Cl, F, сульфаты, арсениды и минералы сурьмы, вполне обычны и могут превышать содержания карбонатов. Гидротермальная аргиллизация часто отмечается в виде ореола вокруг рудного тела, хотя сопутствующей минерализации может и не быть вообще.

И. Конта [330] сопоставил «доказательства» гидротермального и гипергенного происхождения каолинов и показал, что ни одно из доказательств не является убедительным. В настоящее время нужное доказательство, по-видимому, могут дать изотопные исследования, однако необходимо проведение дополнительных исследований. Предполагалось, что каолиновые месторождения юго-запада Англии имеют гидротермальное происхождение [191], несмотря на то, что они характеризуются всеми признаками глубокого выветривания. С. Шепард [517] на основании изучения изотопов водорода и кислорода показал, что сапролиты Дартмура образовались в результате выветривания, а не гидротермального изменения.

Лучший полевой признак различия между глиняными телами разного генезиса заключается в том, что степень выветривания возрастает к поверхности, а степень гидротермального изменения увеличивается с глубиной.

ПРИБРЕЖНОЕ РАСТВОРЕНИЕ

Береговые формы рельефа, образуемые за счет растворения, имеют вид сотовых форм, ямок и канавок растворения и разновидностей карров, подобных каррам на внутриматериковых известняках, но часто более зазубренных.

Береговое растворение на первый взгляд трудно объяснить, так как в теплых морях, по крайней мере близ поверхности, вода насыщена и даже перенасыщена карбонатом.

К. Уэнтворт [631] предположил, что растворение на береговых платформах могло быть вызвано пресными водами, поступающими с суши, и такой процесс мог действовать до уровня постоянно открытого морской водой, т. е. выше уровня отлива.

А. Гуилчер [240] выдвинул три возражения против этой гипотезы:

1) сомнительно, чтобы количество пресных вод превышало количество морских вод в зонах прилива и разбрызгивания даже в условиях довольно влажного климата;

2) коррозионные формы встречаются в основании изолированных выходов пород, которые слишком малы, чтобы иметь заметный дождевой сток или существенное просачивание пресных вод;

3) коррозионные формы встречаются в Красном море в аридном районе, где воздействие пресных вод можно исключить.

Суточные изменения рН, содержания CO_2 или биологической деятельности могут иметь важное значение. Например, если карбонат растворяется ночью и осаждается днем, то всегда существует возможность для его удаления текучей водой, так что суммарное воздействие будет приводить к коррозии. Так, некоторые зеленые водоросли, произрастающие в приливных заводях, повышают рН вод в течение дневного времени суток, содержание CO_2 в прибрежных водоемах в Калифорнии также увеличивается в результате выделения CO_2 водорослями и беспозвоночными по ночам. Днем же водоросли поглощают CO_2 в процессе фотосинтеза [180].

Ночное понижение температуры также сказывается на растворимости CO_2 , поскольку она более растворима в холодной воде. Наконец, прибойные волны с растворенными газами могут интенсивнее корродировать берег, чем спокойные воды.

В морской воде породы имеют иную растворимость, чем в пресной. П. Синья и др. [119] обнаружили, что в лабораторных условиях в соленых водах растворялось больше карбоната кальция (на 10%), чем в эквивалентных объемах пресных вод при тех же условиях. Кроме того, Дж. Джоли [310] показал, что базальт, обсидиан, роговая обманка и ортоклаз в 3—14 раз более растворимы в соленых водах, чем в пресных.

Выветривание — это химический процесс, но очень сложный. С помощью этого процесса едва ли можно сделать больше, чем просто наметить основные процессы. Для соответствующего понимания даже вполне простых процессов изменения требуется привлечение комплекса химических реакций, а для расшифровки механизмов выветривания даже в строго контролируемых условиях требуется постановка весьма сложных экспериментов. Исключительно трудно применить тщательные лабораторные данные к реальным процессам выветривания, и хотя было выполнено много работ по химическому изучению выветривания, равновесий минералов и т. п., невозможно описать реальное выветривание на сколько-нибудь строгой химической основе.

Читатели, заинтересованные в приложении химических процессов к проблемам выветривания могут обратиться к книге К. Краускопфа [331]. Во вводных главах этой книги приведено четкое описание химических принципов и деталей процесса растворения карбонатов.

СОХРАНЕНИЕ ПОСТОЯННОГО ОБЪЕМА ПРИ ВЫВЕТРИВАНИИ

Так как изменения минералов обычно приводят к образованию новых минералов с более низкой плотностью, то допускается, что при выветривании минералы разбухают. Поскольку породы сложены минералами, то предполагается, что они также вспучиваются в выветрелом состоянии. Обычно, если порода выветривается на земной поверхности, она действительно вспучивается, причем изменения в объеме вызывают определенные нарушения в толще выветрелых пород. Однако в основном все же выветривание происходит без изменения объема (изоволюметрическое) и имеет место на некоторой глубине под поверхностью земли.

Во многих районах, где отмечается обширное глубокое выветривание, устанавливается, что текстуры первичных пород хорошо сохраняются, несмотря на повсеместное изменение химического и минерального составов. В качестве «реликтовых» текстур первичных пород в выветрелых породах могут сохраняться небольшие кварцевые жилки (самые лучшие индикаторы сохранения постоянного объема), а также трещины, мелкие сбросы, плоскости напластования или гнейсовая полосчатость, ксенолиты и многие другие характерные текстуры осадочных и изверженных пород.

Может сохраняться и первоначальная блочность пород обусловленная трещиноватостью, причем трещины остаются прямолинейными. Блоки, ограниченные трещинами, по-видимому не могли увеличиваться в объеме без деформации или нарушения картины трещиноватости, однако трещины между глубоко выветрелыми блоками остаются прямолинейными и, кроме того, картина трещиноватости совпадает с картиной трещиноватости в расположенных рядом невыветрелых породах. Выветрелая порода, остав-

шаяся на месте и не претерпевшая изменения объема называется сапролитом*.

В большинстве работ по химическому выветриванию рассматривается природа реакций и их скорости. Исследователям следует учитывать ограничения, накладываемые сохранением постоянного объема при выветривании. Это явление наиболее эффективно можно учесть в расчетах с использованием объемов стандартных ячеек (см. с. 000).

Глава 4. БИОГЕННОЕ ВЫВЕТРИВАНИЕ

Разрушение пород и минералов в значительной мере контролируется растениями, животными и бактериями, а Б. Б. Польшов [459] считал, что стерильное выветривание вообще невозможно. Это конечно преувеличение, так как разрушение пород при морозном выветривании и образовании трещин разгрузки может произойти без участия организмов, однако в количественном отношении органические агенты, особенно бактерии, вероятно принимают гораздо большее участие в процессах выветривания, чем это считалось раньше.

Физическое разрушение пород или обломков может быть вызвано сверлящими животными или даже пропусканием пород через кишечный тракт червей и других организмов. Однако главный вклад организмов в выветривание, по-видимому, состоит в неоднократном перемешивании почвенных материалов, в результате которого свежий материал постоянно подвергается воздействию агентов выветривания, и к минеральным частицам более легко проникают воздух и вода. Органическое вещество может быть внесено в нижние горизонты почвы и способствовать выветриванию на больших глубинах. Дыхание почвенной фауны, подобно дыханию растений, может увеличить содержание CO_2 в почвенном воздухе, что играет значительную роль в химическом выветривании.

Однако почвенная фауна обычно не спускается ниже определенного уровня, даже в рыхлых породах дневной поверхности, которые свободно дренируются. Например, в тропических районах деятельностью термитов можно объяснить сортировку верхней части почвенного профиля. Термиты могут переносить частицы величиной только до 1 мм для постройки термитников. Термитники в конце концов обрушиваются и на их развалинах возводятся новые. Со временем земля окажется покрыта слоем материала, нанесенным термитами. Ниже слоя перерабатываемого термитами будут накапливаться камни и более крупные обломки. Почвенные профили во многих тропических странах включают породы (часто выветрелые на месте своего залегания) перекрытые каменным

* Сапролитом можно назвать только слабо выветрелую породу. Сильно выветрелые (выветрелые до глины) называются каолинами и т. д.—Прим. ред.

горизонтом, выше залегает слой довольно однородной тонкозернистой «почвы». Следует отметить, что приведенное объяснение каменистых горизонтов не общепринято, например, на Мадагаскаре.

Помимо простой сортировки термиты могут улучшать физические и химические свойства почв [188].

Земляные черви роют ходы до глубины примерно 1,5 м и обрабатывают в среднем 5 т почвы на 1 га или максимум 10 т на 1 га ежегодно [93] и обогащают при этом поверхностные слои почвы обменными основаниями, влагоудерживающим гумусом и тонкозернистыми минералами. В некоторых иллинойских почвах поверхностной кислой подпочвы образуются неокислотные верхние слои в результате накопления карбонатных конкреций (размером песчаной фракции), которые представляют собой окаменевшие копролиты отмерших земляных червей [635].

Ходы грызунов оказывают разное воздействие. Кролики предпочитают рыть норы в песчаных почвах, в которых воздействие на выветривание, вероятно, будет слабым, но в других почвах эффект перемешивания может иметь существенное значение. Шакалы и другие животные черноземной полосы обитают в колониях, занимающих участки площадью до 20 га. Они обычно разрушают структуру почвы и постоянным перемешиванием почвы препятствуют развитию процессов выщелачивания и формированию зольного профиля.

Улитки, обитающие в районах богатых известью, могут высверливать глубокие ходы в известняках [93]. Экскременты птиц служат источником органического вещества и играют определенную роль при зарождении процессов почвообразования и выветривания, а в Антарктиде главным источником поступления органических веществ являются пингвины. Орнитогенные почвы образуются за счет гуано и кератина перьев при вспомогательной деятельности синезеленых водорослей. На некоторых островах гуано птиц слагают огромные залежи, которые способствуют выветриванию известняков и образованию новых минералов путем реакции с карбонатом. Гуано летучих мышей в пещерах может способствовать появлению ямок растворения в кровле пещер и выветриванию дна пещер с образованием новых минералов. В некоторых лавовых пещерах были найдены редкие минералы — результат взаимодействия между гуано летучих мышей и базальтом.

Крупные животные уплотняют почву, увеличивая тем самым поверхностный сток и эрозию почвы. К этому же приводит разрушение или сокращение растительного покрова при выпасе скота. Эрозия повышает интенсивность удаления выветрелых продуктов, что в свою очередь воздействует на скорость выветривания. Необычное явление было описано на горе Элгон [434], где слои вулканического пепла чередуются с агломератом. Пепел легко вымывается, хотя он также растворим в некоторой степени. Стенки пещер покрыты кристаллами мирабилита (сернокислым натрием),

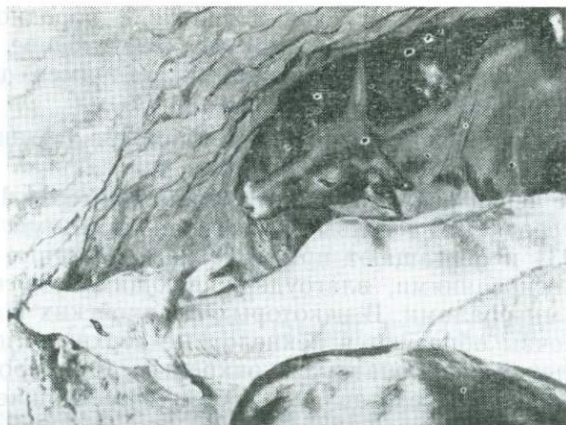


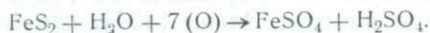
Рис. 36. Коровы, слизывающие кристаллы мирабилита со стенки пещеры. Гора Элгон (Уганда). Фото Дж. Харропа

которые слизываются коровами (рис. 36). Новое поколение кристаллов вырастает за несколько дней. Подобным же образом кенгуру потребляют соляные лизунцы, образующиеся ниже латеритных железистых панцирей.

МИКРООРГАНИЗМЫ

Камни подвергаются воздействию самых разнообразных растений и животных, особенно микроорганизмов. Известны как химические, так и механические разрушения. Микробиологическое воздействие является в основном химическим. На выветрелых поверхностях пород может находиться до 1 млн. бактерий в расчете на 1 г породы, а также сотни тысяч грибов, актиномицет и водорослей. Почвенные бактерии разделяются на гетеротрофные, которые получают энергию из органических источников, и автотрофные двух видов: 1) фотосинтезирующие, которые получают энергию от солнечных лучей, и 2) хемотрофные, которые в процессе своего метаболизма окисляют минеральные компоненты, такие как сера и железо.

Хемотрофные бактерии — одни из самых важных в процессе выветривания. Они проявляют наибольшую деятельность в восстановительных условиях, для которых характерно образование сульфидов. Пирит (FeS_2) оказывает большое влияние на качество воды. Начальная реакция выветривания является чисто химической и заключается в окислении пирита:

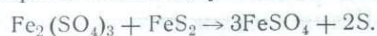


Окисление сульфата железа ускоряется при участии некоторых микроорганизмов, называемых тиобактериями (*Thiobacillus ferro-*

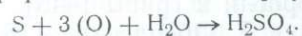
oxidans), которые окисляют двухвалентное сернокислое железо в трехвалентное:



Затем трехвалентное сернокислое железо реагирует с пиритом с образованием двухвалентного сернокислого железа:



При участии тионовых окисляющих бактерий полученная сера перерабатывается в серную кислоту:



Так как серная кислота представляет собой сильный агент выветривания, то в обстановке окисления пирита pH обычно понижается до 3. Бактериальной деятельностью может быть обусловлено удаление кремнезема из тропических почв, а частично и карбонатная минерализация в пещерах и, возможно, других обстановках. Азотфиксирующие бактерии (азотобактерии) переводят азот в соединения NH_4^+ и могут также перевести соединения NO_3^- в NH_4^+ . Эти соединения влияют на pH почвы и оказывают несомненно большое воздействие на все другие почвенные биоты. Д. Веблей и др. [623] установил, что популяции бактерий наследуют только выветрелые поверхности пород, уже после того, как на них начали расти грибы, но после своего появления бактерии разрушают силикаты также быстро, как и грибы.

Продукты бактериального выветривания могут иметь практическое значение, как, например, в районе оз. Элиот в Канаде, где было установлено, что вода в старых рудниках становится кислой и в ней появляются растворенные уран и трехвалентное железо в промышленных концентрациях. Опыты показали, что бактерии группы *Ferrobacillus*—*Thiobacillus* способствовали эффективному выщелачивающему воздействию кислого окисляющего раствора, тогда как в отсутствии бактерий выщелачивания не было [253].

В настоящее время хорошо показана роль микроорганизмов в биогенном разрушении минералов [74, 319]. Действительно, биохимическое извлечение минеральных компонентов, вероятно, представляет собой промышленность будущего. Однако еще не вполне известны детали этих процессов и их количественные характеристики. Наряду с другими неясными аспектами этих процессов, В. Гроут и др. [239] сообщили об экспериментах по бактериальному выщелачиванию, в которых было обнаружено, что периоды покоя (без промывания) обуславливают затем повышение степени выщелачивания: содержания меди возрастает примерно в 16 раз после 14-дневного периода покоя.

Почвенные водоросли — это нитевидные или одноклеточные растения с хлорофиллом. Они являются одними из первых поселенцев на обнаженной поверхности пород, использующих CO_2 , N_2 (в случае азотфиксирующих синезеленых водорослей) и малые количества питательных веществ из минералов. Образование пленок пустынного загара связывалось с деятельностью колоний синезе-

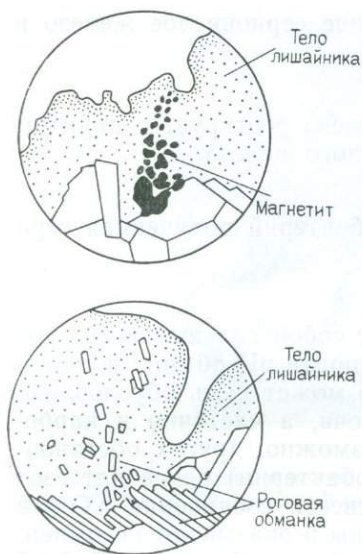


Рис. 37. Разрушение минералов лишайниками. По Е. И. Парфеновой и Е. А. Яриловой [445]

Поскольку водоросли весьма распространены в тех участках, которые длительное время остаются влажными (например, трещины и пустоты под отдельными камнями), они проникают по поверхность пород на глубину до 5 см.

Лишайники — это симбиозы водорослей и грибов, причем первые поставляют углеводы, синтезируемые в процессе фотосинтеза. Они могут расти на обнаженной поверхности пород, удерживая пленку воды и извлекая питательные вещества из минералов за счет ионного обмена. Лишайники, растущие на породах, можно назвать *литофильными*. Они оказывают механическое и химическое воздействия на минералы. Во влажном состоянии лишайники разбухают, при высушивании сжимаются и при этом могут отторгаться фрагменты минералов, которые поглощаются тканью лишайника (рис. 37). Гифы грибов проникают по трещинам спайности слюд, полевых шпатов и других минералов, образуя плотную сетку и разрушая минералы на мельчайшие фрагменты.

Лишайники отмирают с образованием «протослоя органических веществ», который является основой для произрастания мхов и высших растений (хотя для некоторых мягких мхов почти или совсем не требуется предварительная стадия роста лишайников). В конечном итоге в результате разрушения минералов и бактериальной гумификации возникает образование, которое может быть названо «почвой» в самом обычном смысле этого слова. «Почва» или минеральная пыль, образуемая на ранних стадиях лишайниками, богата органическим веществом и содержит обычно больше P_2O_5

лених водорослей, которые мобилизуют ионы Fe и концентрируют оксиды на поверхности пород [501]. Было обнаружено, что пленки пустынного загара на породах в ледниковом районе центральной части Тянь-Шаня содержат огромное количество микроорганизмов (до 1 млн на 1 г породы), включая бактерии, водоросли и грибы [445].

Р. Дорн и Т. Оберлендер [164] установили с помощью сканирующего электронного микроскопа, что пленки пустынного загара, состоящие из оксидов марганца, имеют по существу микробиологическое происхождение, и что эти микробы могли действительно развиваться в культурных средах.

Д. Эштон обнаружил водоросли в трещинах спайности крупных зерен полевых шпатов и между зернами кварца в гранитах у мыса Уилсона и повсюду в штате Виктория.

Mg, Ca, K, S и Fe, чем материнская порода. Д. Веблей и др. [623] привели описания микробиологии пород и выветрелых камней. Они установили, что количество микроорганизмов увеличивается с возрастанием числа лишайников. Бактерии, актиномицеты (микроорганизмы, занимающие промежуточное место между бактериями и грибами) обнаружены во внутренних частях выветрелых пористых камней, но они отсутствовали в неветрелых породах. Большая часть этих микроорганизмов в чистых культурах в лабораторных условиях способствовала растворению кремнезема.

Л. Помар и др. [460] описали поверхности известняков в Испании, которые были покрыты микроорганизмами нескольких видов, причем каждый вид обуславливал специфическое изменение пород. Водоросли оставляли следы сверления, а грибы оказывали более эффективное воздействие и оставляли размытые коррозионные бороздки вдоль гифов. Лишайники оставляли самые глубокие ямки растворения — иногда глубиной более 15 мм. Другие аспекты микробиологического выветривания рассмотрены В. Крумбейном [332].

Высшие растения воздействуют на выветривание пород различными путями. Давление, вызываемое растущими корнями, может расширять трещины, вследствие чего порода разрушается несколько быстрее, чем это могло произойти иным путем (рис. 38). Высшие растения создают определенный микроклимат у поверхности земли и посредством дыхания корней изменяют почвенный воздух; повышение содержания CO_2 в почвенном воздухе имеет важное значение для химического выветривания, особенно у известняков (рис. 39).

Некоторые формы рельефа обусловлены относительно интенсивным выветриванием вокруг некоторого защищенного участка. О. В. Бутузова [99] описала останцы — крупные невысокие холмы — образовавшиеся под 60-летними соснами, где выщелачивание было значительно менее интенсивным, чем на участках, лишенных древесного покрова.

Главные корни деревьев обычно проникают на глубину 3 м, а тонкие корешки на глубину 7 м. Рекордная глубина в 53 м была установлена для корневой системы мескита в США. У мыса Уилсон в штате Виктория (Австралия) на участке, покрытом ксерофильным лесом, корень толщиной 6 мм обнаружен на глубине 5 м. Этот корень был окружен зоной серой песчанистой глины шириной 6 мм, которая сменялась зоной песчанистого дезинтегрированного гранита шириной 2,5 см. Почвенный слой в этом районе имеет мощность всего 60 см, так что приведенный пример показывает важную роль корневой системы в выветривании на больших глубинах.

Накопление микроэлементов растениями и их перевод в поверхностный слой почвы влияют на природу почвенного профиля и профиля выветривания, и конечно на ход процесса выветривания. Растения поглощают некоторые микроэлементы и после отмирания возвращают их в поверхностный слой почвы, таким образом



Рис. 38. Корни дерева проникают по трещинам лавового потока, Байдук, штат Виктория (Австралия)

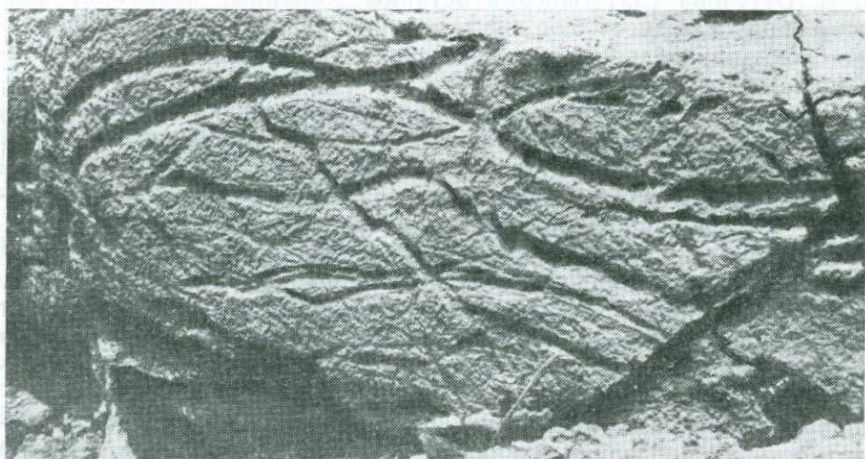


Рис. 39. Корневые желобки на поверхности трещины в известняках, Кучинг, о-в Калимантан (Малайзия). Фото Дж. Уилфорда

совершается определенный цикл в перемещении этих микроэлементов. Циклическое перемещение питательных веществ растений хорошо известно, однако существуют также циклы перемещения (круговорота) других микроэлементов, в том числе кремния и алюминия. Некоторые растения представляют собой концентраторы кремнезема, который возвращается в почву в виде опалового фитолита — зерен причудливой формы, долгое время определявшихся как спикеры губок. Эти зерна составляют значительную часть минеральной фракции некоторых австралийских почв. Е. Чернери [113] описал цикл алюминия в почвах и растениях. А. Б. Костин и др. [133] привели пример воздействия на почвообразование растения аккумулирующего алюминий — снежной травы (*Poa caespitosa*). Эта трава обуславливает появление в почвах тонкого слоя гиббсита, хотя происходит все это в холодных условиях альпийских гумусовых почв.

Растительный отпад и разлагающиеся остатки растений играют большую роль в сохранении влаги, которая в свою очередь способствует выветриванию.

Очень важным является влияние растительности в образовании растительного опада, который служит генератором «листных экстрактов» («leaf leachates»), служащих источником хелатных комплексов. Мобилизация полоторных оксидов в почвах объясняется воздействием коллоидального гумуса или кремнезема, однако К. Блумфилд [54] не смог обнаружить эффект мобилизации ни одного из этих соединений. С другой стороны, было установлено, что асептические растворимые компоненты негумифицированного растительного материала растворяют в значительных количествах железистые и другие оксиды, и это воздействие было еще большим в нестерильных условиях. По-видимому, эти свойства листовым экстрактам придают в основном полифенолы.

Листовые экстракты могут ускорять процесс подзолообразования до большой глубины, причем разные виды деревьев оказывают различное воздействие на подзолообразование. Деревья, которые могли бы давать подзолы (о чем свидетельствуют эксперименты с листьями), в действительности никогда не встречаются на подзолистых почвах. Так как все растения, испытанные в лабораторных условиях, дают экстракты, способные мобилизовать железо, независимо от их поведения в природных условиях. Такие факторы, как способность фенольных соединений к окислению и пригодность листового опада для почвенной фауны, возможно, в конечном счете будут определять наличие или отсутствие подзола под конкретными видами растений.

С. Нг и К. Блумфилд [410] показали, что помимо железа еще ряд микроэлементов мобилизуется (переводится в растворимое состояние) разлагающимися растительными остатками. В раствор переходили Mn, Zn, Pb, Ni, Co, Mo, V и Cu, независимо от того, присутствовали ли они в виде чистых оксидов или в тех формах, в которых они встречаются в некоторых почвах. Так же как и в случае железа эти металлы образовывали комплексы, но в проти-

воположность железу они не выпадали из раствора при аэрации. Даже золото до некоторой степени становится подвижным в условиях выветривания и переносится в основном в виде растворимого комплексного иона [340].

Дж. Ланчо и др. [342] изучили глинистые минералы пяти профилей выветривания на гранитах и пришли к выводу, что гиббсит, согласно термодинамическим данным, не мог возникнуть путем неорганического гидролиза. Эти авторы предположили, что наиболее вероятный механизм возникновения гиббсита заключается в образовании комплекса алюминия с фульвокислотами и последующем преобразовании этого комплекса в гиббсит. Кроме того, гиббсит мог быть силицифицирован с появлением каолинита. Таким образом, оба эти минерала имеют, по существу, органогенное происхождение. Характер распределения глинистых минералов может быть связан с растительным покровом.

Хотя в изверженных породах содержатся соединения восстановленных элементов (например, минералов оксида железа (II) и сульфидов), которые образовывались абиогенным путем, соединения восстановленных элементов в осадочных породах и почвах почти неизменно образовывались биогенным путем после того, как первичные соединения из изверженных пород подверглись окислению при выветривании. Восстановленное состояние как органических, так и неорганических веществ в биосфере обуславливается только одним процессом — фотосинтезом зеленых клеток [18].

Самая важная роль растительности — это контроль эрозии и удаления выветрелых продуктов. Накопление продуктов выветривания ведет к его прекращению; более быстрое удаление продуктов выветривания ускоряет его. Е. Уолкер [609] привел относительные скорости эрозии под травяным и лесным покровами в Вайоминге; оказалось, что под травяным покровом эрозия протекает по крайней мере в два раза быстрее, следовательно с большей скоростью будет идти и выветривание.

МОРСКОЕ БИОГЕННОЕ ВЫВЕТРИВАНИЕ

Некоторые беспозвоночные (например, *Pholas* и *Patella*) сверлят отверстия в породах либо механически, либо путем выделения кислот. Морские ежи являются наименее селективными сверлильщиками, так как они действуют чисто механически, сильными острыми зубами, которыми могут прокусить любую породу, оставив отпечаток в виде пятилучевой звезды.

Такое первоначальное разрушение породы обуславливает более легкий доступ другим агентам выветривания. Вследствие дыхания животных и растений образуется CO_2 , способствующий растворению известняка. Некоторые авторы заходят настолько далеко, что относят всю береговую коррозию известняков на счет водорослей, однако это не так, поскольку часть коррозии, особенно в зоне разбрызгивания, является результатом чисто химических процессов.

Животные также могут вызвать разнообразное разрушение по-

род в незначительной степени. Крабы могут расширять трещины, залезая внутрь трещин, и таким образом расталкивать блоки пород. Некоторые рыбы поедают кораллы и живущий риф разбивается на куски. Многие животные заглатывают и перерабатывают мелкозернистые осадки. На береговых платформах маты из водорослей и двусторчатых моллюсков предохраняют породы от абразии и, кроме того, способствуют сохранению воды в небольших водоемах, предотвращая их усыхание. Эти факторы играют важную роль в образовании таких платформ и Е. Хиллс [266] так писал о биогенном воздействии на выветривание береговых платформ: «Хотя можно показать, что абразия не играет особой роли в образовании или изменении локальных участков платформ и что растворение уменьшается в волноприбойной нише у края платформы, не было дано нигде никакого рационального объяснения, основанного на научных гипотезах, повсеместно выдержанному уровню платформ. Действительно, известно, что единственными агентами, которые имеют столь строгую приуроченность, являются организмы, произрастающие на платформах, и эти организмы несомненно должны изучаться специалистами по морской экологии».

Биологическая деятельность контролирует концентрацию кремнезема в морской воде [103]. Неорганическими реакциями, в том числе синтезом силикатов, нельзя объяснить содержания кремнезема в морской воде, а перестройка глинистых минералов, вероятно, представляет собой вторую стадию диагенетических изменений. Идеи С. Калверта оказываются весьма плодотворными в расчетах цикла кремнезема в глобальном масштабе и заставляют предполагать, что морское накопление кремнезема до возникновения жизни происходило в совершенно иных условиях. Интересно отметить, что древнейшие из известных окаменелостей встречаются в кремнистых породах.

ВЫВОДЫ ПО БИОГЕННОМУ ВЫВЕТРИВАНИЮ

Биогенное выветривание — это комплекс процессов химического и физического выветривания, среди которых наиболее важные следующие:

1. Простое дробление частиц, как при употреблении их в пищу животными или сверлении или в результате давления, вызываемого растущими корнями.

2. Перенос или перемешивание осадков, в основном животными, перемещающими минералы в участки с иными условиями выветривания.

3. Простое химическое воздействие, как в случае обогащения раствора CO_2 , образующегося при дыхании.

4. Комплексное химическое воздействие (например, образование хелатов и органо-минеральных комплексов).

5. Сохранение влаги и посредством этого воздействие на выветривание. Эти процессы частично обусловлены влагоудерживающей способностью корневых систем и гумуса и частично затененно-

стью под покровом растений. В затененных участках испарение может уменьшиться, хотя за счет транспирации вода может тратиться с большей скоростью.

6. Влияние на температуру грунта путем затенения поверхности, тепла, образуемого в процессе ферментации, и перемещения материала к поверхности или на глубину, т. е. в участки с разной температурой.

7. Влияние на рН поверхностей. Эти воздействия обусловлены в основном дыханием растений, а также непосредственными химическими реакциями. Реакции обмена при поглощении растениями растворенных веществ вызывают изменение рН. Растения поглощают CO_2 в дневное время и не поглощают его ночью, обуславливая тем самым суточные колебания величины рН.

8. Защита от эрозии, как водной, так и ветровой, обуславливает меньшую обнаженность свежих пород и следовательно меньшее суммарное выветривание в большинстве обстановок. На обнаженной поверхности пород выветривание может идти медленнее вследствие более слабой удерживаемости влаги.

Глава 5. ВЫВЕТРИВАНИЕ МИНЕРАЛОВ

По химическому составу минералов нельзя судить о скорости их выветривания. Различия в скоростях выветривания минералов одного и того же химического состава указывают на бесполезность «чисто химического» подхода к изучению выветривания. Минерал с наибольшей плотностью представляет собой самую устойчивую полиморфную модификацию. Кианит (Al_2SiO_5) обладает большей плотностью и более устойчив, чем силлиманит и андалузит, которые имеют такой же состав. Рутил (TiO_2) устойчивее анатаза или брукита, кварц (SiO_2) — тридимита или кристобалита, а кальцит (CaCO_3) — арагонита.

Помимо структуры и состава, на скорость выветривания минералов оказывают влияние другие факторы.

1. *Размер кристаллов.* Крупные зерна минералов труднее выветриваются, чем мелкие. Это связано с тем, что выветривание идет с поверхности зерен, а мелкие зерна имеют большую поверхность чем единый кристалл, занимающий такой же объем.

2. *Форма кристаллов.* Пластинчатые кристаллы выветриваются легче, чем массивные, так как у первых поверхность и, следовательно, площадь выветривания больше.

3. *Совершенство кристаллов.* Совершенные кристаллы, т. е. кристаллы с совершенной кристаллической структурой, относительно устойчивы к выветриванию, поскольку каждый атом находится строго на своем месте. На участках кристаллических дефектов и местах несовершенства связи между атомами более слабые, и атомы уже не так прочно удерживаются. Чем больше таких дефектов, тем быстрее будет выветриваться минерал. Однако даже в со-

вершенных кристаллах связь между атомами будет ослабленной на поверхности граней и особенно на ребрах, и выветривание быстрее будет идти на ребрах. Это также способствует ускорению выветривания мелких кристаллов, по сравнению с крупными.

4. *Доступ агентов выветривания и удаление продуктов выветривания.* Чем большее количество растворов, вызывающих выветривание поступает к минералу, тем быстрее он будет выветриваться. Так, например, если порода пористая и вода поступает ко всем зернам, то выветривание будет происходить быстрее, чем в плотной и массивной породе, с которой вода будет реагировать только на поверхности. Поэтому пористые известняки растворяются при прочих равных условиях быстрее массивных. В минералах с хорошей спайностью вода может достигать не только поверхности зерен, но и проникать по трещинам спайности, что будет ускорять выветривание.

Трещины спайности могут выступать на поверхности, придавая ей зазубренный или шершавый облик, как это иногда наблюдается на выветрелых зернах авгита, роговой обманки, гиперстена и ставролита.

При любой химической реакции для ее продолжения требуется удаление продуктов реакции, в противном случае может установиться равновесие. Так и в процессе выветривания образующиеся продукты должны удаляться, иначе реакция замедлится или прекратится. Рассмотрим случай выветривания кальцита. Если к кальциту добавляется вода и больше ничего не добавляется и не удаляется, то кальцит будет растворяться до тех пор, пока раствор не станет равновесным по отношению к кальциту, и до тех пор, пока раствор не будет заменен свежей водой (или изменен) каким-либо другим путем. Текущая вода растворяет гораздо эффективнее, чем застойная, так как она удаляет продукты выветривания.

В ряде случаев удаление продуктов выветривания весьма затруднено. Например, на поверхности зерна эпидота при выветривании может образоваться пленка глинистого вещества и оксидов железа, которая прочно прикрепляется к кристаллу и остается неподвижной — химически инертной и трудно удаляемой физически без перемещения зерна. Эта пленка предохраняет остаточное зерно минерала от воздействия воды. Большей частью именно из-за наличия таких глинистых пленок реальным процессам выветривания (установленным при исследовании почв) не всегда отвечают теоретические и экспериментальные результаты.

ВЫВЕТРИВАНИЕ МИНЕРАЛОВ

Породы состоят из минералов, которые при выветривании переходят во вторичные минералы, обычно в глинистые. Все горные породы слагаются немногими пороодообразующими минералами. Ряд аксессуарных минералов встречается в породах только в малых

количествах. Очень большое количество минералов в природе встречается редко, и они не имеют значения при рассмотрении общей картины выветривания.

ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ

Кварц (SiO_2) — самый распространенный минерал в песчаниках, один из главных минералов гранитов, присутствует во всех кислых и средних изверженных породах и во многих метаморфических. В изверженных породах обычно устанавливается, что кварц кристаллизовался из магм последним и поэтому часто не образует совершенных кристаллов. Тот факт, что кварц кристаллизуется при более низких температурах, предполагает, что он весьма устойчив при нормальных температурах земной поверхности и это действительно так.

Кварц очень устойчив к химическому выветриванию, хотя при некоторых условиях он растворяется. Этот минерал не обладает спайностью или отдельностью (хотя петроструктурные исследования песчаников показали, что в нем существует несколько предпочтительных направлений трещиноватости, плохо различимых в отдельных кристаллах) и поэтому устойчив также к физическому выветриванию и даже к истиранию при транспортировке водой или ветром. Зерна кварца могут стать округлыми, как в случае так называемых «просянных зерен» золотых песков. Вследствие достаточно высокой устойчивости кварц используется в качестве стандарта для сравнения степени выветривания других минералов, а во многих профилях выветривания количество кварца возрастает по мере приближения к поверхности. Однако изучение строения поверхности кварцевых зерен [186] показывает, что хотя дезинтеграция зерен кварца начинается в нескольких сантиметрах от свежей породы, вверх по профилю кварцевые зерна больше растворяются с поверхности и покрываются ямками травления.

Полевые шпаты образуют группу алюмосиликатов. В основном они представлены ортоклазом, микроклином (оба калиевые полевые шпаты с общей формулой $(\text{K}, \text{Na})\text{AlSi}_3\text{O}_8$) и плагиоклазами с общей формулой $(\text{Na}, \text{Ca})\text{Al}(\text{Al}, \text{Si})\text{Si}_2\text{O}_8$. Среди плагиоклазов существует разновидность, богатая натрием — альбит. Между альбитом и анортитом (кальциевой разновидностью) расположена непрерывная серия промежуточных по составу минералов — олигоклаз, андезит, лабрадор и битовнит.

Полевые шпаты содержатся в большинстве изверженных и метаморфических пород. Они редко встречаются в осадочных породах, за исключением аркоз и граувакк, и имеют почти такую же твердость, как кварц, но в отличие от него характеризуются хорошей спайностью и, вероятно, вследствие этого быстро истираются, пропитываются водой и быстро изменяются. Наиболее устойчивыми являются микроклин и ортоклаз. Плагиоклазы выветриваются легче, причем кальциевые разновидности выветриваются быстрее, чем натриевые. Полевые шпаты обычно переходят в каолиновые

минералы, хотя могут образоваться вторичная слюда (серицит) и ряд других вторичных минералов (например, аллофан).

Полевые шпаты настолько легко выветриваются, что требуются особые условия для того, чтобы накопились богатые ими осадки, которые могли бы при литификации дать аркозы или граувакки. Выветривание в аридных районах, особенно при дезинтеграции на зерна, может приводить к возникновению мелкого обломочного материала, почти не претерпевшего химических изменений. Нильские илы содержат свежий микроклин и ортоклаз, что указывает на их привнос из аридного района. В ледниковых районах также физическое выветривание резко преобладает над химическим, поэтому в них могут накопиться обломочные отложения, богатые полевыми шпатами. В некоторых случаях очень быстрая эрозия может привести к накоплению осадков с неподверженными воздействию выветривания полевыми шпатами.

Пироксены. Группа пироксенов имеет кристаллическую структуру, в которой кремнекислородные тетраэдры сочленены в цепочки. Кристаллы этих минералов обладают хорошей спайностью.

Самый распространенный минерал этой группы — авгит $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al})(\text{Al}, \text{Si})_2\text{O}_6$. Он присутствует в средних и основных изверженных породах (например, в долерите и базальте), метаморфических и редко — в осадочных, в которых он встречается в виде аксессуарного минерала. Наличие спайности обуславливает быстрое выветривание, и авгит в результате ионного обмена и разрушения решетки переходит в глинистые минералы, возможно через промежуточные минералы.

Более редкие пироксены — это магниевый энстатит, железистый гиперстен и кальциевый диопсид. Разновидность авгита, содержащая титан, называется титан-авгитом. Это, вероятно, наиболее устойчивый к выветриванию пироксен, менее устойчивы авгит и другие пироксены.

Амфиболы. Минералы группы амфиболов имеют кристаллическую структуру из кремнекислородных тетраэдров, связанных в двойные цепочки, и характеризуются сложным химическим составом. Простейший из амфиболов — тремолит имеет формулу $\text{Ca}_2\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$. В роговой обманке часть Si замещается на Al при одновременном вхождении в структуру Na и K. Магний может быть замещен Al, Fe^{2+} , Fe^{3+} и Mn, а OH может замещаться F. Амфиболы встречаются в изверженных метаморфических породах и только в виде аксессуарных минералов в осадочных породах. Некоторые породы (амфиболиты) почти полностью сложены роговой обманкой.

Амфиболы имеют хорошую спайность и подобно пироксенам изменяются в результате ионного обмена и разрушения решетки с образованием хлорита и других глинистых минералов и выделением оснований в раствор. Амфиболы обычно более устойчивы к изменению, чем пироксены, причем роговая обманка устойчивее, чем другие амфиболы, а так называемая базальтическая роговая

обманка с высоким содержанием Al и Fe^{3+} более устойчива в кислой среде, чем обыкновенная роговая обманка.

Микроскопическое изучение выветрелых минералов показало, что как в полевых шпатах [154], так и в амфиболах, и пироксенах [39] преобладает образование ямок растворения вдоль плоскостей спайности, а не общее поверхностное изменение зерен с их последующим округлением.

Слюды. Минералы группы слюд — это основные слоистые алюмосиликаты. Слоистая структура обуславливает легкое расщепление кристаллов на чешуйки. Существует две наиболее распространенные слюды — биотит, или черная слюда, с формулой $K(Mg, Fe)_3AlSi_3 \cdot O_{10}(OH)_2$ и мусковит, или белая слюда, с формулой $KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2$.

Слюды в больших количествах присутствуют в гранитах и многих других изверженных и метаморфических породах, в меньших количествах они встречаются в осадочных породах. Слюды обычно отсутствуют в эоловых осадках и в породах, образовавшихся за их счет, так как слюда весьма склонна к истиранию при транспортировке ветром. Слюда — это мягкий минерал, и вода легко проникает в нее по совершенной спайности. Для слюды весьма обычен ионный обмен и она разрушается, часто без существенных структурных перестроек в хлорит и другие глинистые минералы. Мусковит устойчивее биотита. Структура слюд рассмотрена в разделе, посвященном глинистым минералам. Р. Гиллес и А. Суддхипракарн [223] провели детальное исследование выветрелого биотита из интенсивно выветрелого гранита.

Оливин — это железо-магнийсый силикат $(Mg, Fe)_2SiO_4$, встречающийся в базальте, ультраосновных и основных изверженных породах. Он не обладает спайностью, но часто расщеплен неправильными трещинами. Оливин выветривается одним из первых, в основном благодаря особенностям структуры, образованной кремнекислородными тетраэдрами, которые связываются легко окисляющимися ионами железа и легко растворимыми ионами магния. Изолированные кремнекислородные тетраэдры, высвобождаемые при выветривании, участвуют в образовании широкого спектра вторичных минералов.

Даже на базальтовых побережьях оливин встречается редко и не обнаруживается на расстоянии 30 м от берега. Оливин начинает изменяться еще при кристаллизации магмы (дейтерические изменения) вследствие удаления магния из краев участков оливиновых кристаллов и сжатия кристаллической решетки с образованием хлоритоподобной структуры и оксидов железа. Такие «иддингситовые» каемки образуются и при выветривании, а позднее легко переходят в другие глинистые минералы. Детальное исследование выветрившихся оливинов выполнено Дж. Дельвином и др. [156].

Карбонаты. Кальцит $CaCO_3$ и доломит $(Ca, Mg)CO_3$ относятся к минералам тригональной сингонии. Это главные минералы карбонатных горных пород и обычные минералы других осадков, та-

ких как известковистые и доломитовые песчаники и мергели. Мрамор — это метаморфизованный известняк, сложенный в основном карбонатами. Карбонатит — редкая изверженная карбонатная порода.

Карбонаты наиболее растворимы среди породообразующих минералов, и поэтому на известняках развиваются характерные формы рельефа. Реальный механизм растворения известняков очень сложен; более детально это рассматривается в гл. 3. Доломиты иногда представляют собой продукты диагенеза. Если кальцит замещается доломитом, то возникающее увеличение объема пород может вызвать их дробление.

Кальцит более растворим, чем доломит, но небольшая (5 %) примесь магнезия повышает скорость растворения чистого кальцита вдвое [456].

Следует упомянуть еще два карбонатных минерала, которые не являются породообразующими. Сидерит (FeCO_3) встречается гораздо реже других карбонатов, этот минерал легко изменяется и выносится. Арагонит — ромбическая модификация карбоната кальция, но более растворимая. Соотношения между этими двумя карбонатами рассмотрены Р. Кёрлом [141], Дж. Бишоффом и В. Файфом [45].

АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Минералы, которые присутствуют в небольших количествах и не являются существенными компонентами пород называются акцессорными. Их общий вклад в процессы выветривания очень мал, но сами по себе они бывают очень полезны для изучения процессов выветривания. Значимость этих минералов для генетических интерпретаций намного выше, чем это можно было бы предположить на основании их примесных содержаний в породах. Многие акцессорные минералы настолько редко встречаются что их рассмотрение выходит за рамки этой книги. Поэтому мы рассмотрим только те из них, которые в общем устойчивы к выветриванию и которые имеют значение для изучения процессов выветривания.

1. *Циркон* (ZrSiO_4) встречается в виде кристаллов ромбической сингонии, часто обладающих хорошо развитыми кристаллическими формами. Вероятно, все цирконы первоначально образуются в гранитах. Циркон представляет собой настолько устойчивый минерал, что может выдержать несколько циклов выветривания, эрозии, метаморфизма и гранитизации, поэтому в гранитах могут присутствовать цирконы разного возраста и из разных источников. В профилях выветривания циркон рассматривается как инертный минерал и используется в качестве минерала-свидетеля (стандарта) для прослеживания количественных изменений других минералов. Он повсеместно распространён и неизменно присутствует во фракциях тяжёлых минералов. Вследствие этого циркон часто изучается более детально, чем другие минералы, поскольку может дать сведения о своем происхождении (т. е. об источниках и обстанов-

ках). Так, например, можно подсчитать число ограненных и округлых зерен или цирконы разной окраски. Цирконы — в основном почти бесцветные минералы, хотя встречаются также зерна розовой, фиолетовой, синей и других окрасок. Кроме того, эти минералы различаются по наличию включений, особенностям зонального строения и радиоактивности.

Некоторые авторы предполагают, что циркон менее устойчив, чем это принято считать. Д. Каролл [106] разделил их на обычные, гиацинтовые и малаконовые разновидности, считая, что только обычные разновидности обладают высокой устойчивостью, приписываемой цирконам. К. Маршалл [373] сообщает, что цирконы более подвержены воздействию щелочных вод, чем кислых.

2. *Турмалин* — это сложный силикатный минерал тригональной сингонии, обычно встречающийся в виде лейстовидных зерен — розовых, зеленых, бурых или непрозрачных с отчетливым плеохроизмом. Зерна обычно округленные, но они весьма устойчивы к выветриванию. Турмалин происходит из гранитов и метаморфических пород. Он может выдержать несколько циклов выветривания и эрозии, поэтому обычен как аксессуарный минерал в осадочных отложениях.

3. *Рутил* (TiO_2) встречается в гранитах в виде тетрагональных кристаллов темно-красного или бурого цвета с очень высокими показателями светопреломления и двупреломления; выдерживает несколько циклов эрозии.

4. *Гранаты* образуют группу, в которой самым распространенным минералом является альмандин $(\text{Mg, Fe, Mn})_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$. Они встречаются в виде изометричных зерен, обычно красного цвета, изотропных, часто разбитых извилистыми трещинами, но не обладают спайностью. Гранаты образуются в изверженных и метаморфических породах, особенно в кристаллических сланцах и гнейсах. В общем, эти минералы устойчивы к выветриванию, однако кальциевые разновидности выветриваются быстрее, чем железомagneвые и алюмо-магневые разновидности. В кислых почвах гранаты выветриваются с большой скоростью, если ее оценивать в геологических масштабах времени [373].

5. *Апатит* представляет собой твердый фосфатный минерал без спайности. Обычно он ведет себя как очень устойчивый минерал, хотя, по-видимому, довольно быстро изменяется в кислой среде. Криптокристаллическая форма апатита (коллофан) образуется из фосфатов животного происхождения — зубы, кости, чешуя рыб и т. п. Коллофан может представлять источник фосфатов в почвах. Он легко растворяется в кислоте и часто встречается в известняках или их нерастворимых остатках. Г. Браун и К. Оллиер [79] предполагают, что коллофан, вероятно, чаще встречается, чем это считалось, поскольку при обычных лабораторных обработках образцов этот минерал разрушается.

6. *Андалузит* (Al_2SiO_5) — это метаморфический минерал, образующий таблитчатые зерна. Он достаточно устойчив к выветриванию, часто характеризуется своеобразным обликом (плеохроиз-

мом от розового до бесцветного) и поэтому служит индикаторным минералом при исследовании выветривания.

7. *Ана́таз* (TiO_2) — желтый или синий минерал, который может поступать в осадки из изверженных или метаморфических пород. Довольно часто распространен в виде аутигенного минерала, образующегося при разрушении ильменита или других титансодержащих минералов.

8. *Эпидот* встречается в основном в метаморфических породах богатых кальцием и в осадочных породах, претерпевших интенсивный диагенез. Он имеет желтовато-зеленую окраску и одну четко выраженную систему спайности, при выветривании становится мутным и непрозрачным.

9. *Кианит* (Al_2SiO_5) происходит из метаморфических пород. Он обладает хорошей спайностью и встречается в виде отчетливых таблитчатых или лейстовидных зерен, которые весьма устойчивы к выветриванию и являются хорошим минералом—свидетелем.

10. *Силлиманит* (Al_2SiO_5) имеет метаморфическое происхождение, довольно устойчив к выветриванию и образует волокнистые и лейстовидные зерна, хороший минерал-свидетель.

11. *Ставролит* — метаморфический минерал, встречается в виде неправильных или пластинчатых зерен и является хорошим минералом-свидетелем. Иногда в нем видна серия ребер, по-видимому, обусловленных растворением; изредка отмечается близповерхностное изменение в хлорит.

12. *Гипс* ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) имеет вид хорошо образованных бесцветных кристаллов или волокнистых зерен. Он типичен для осадочных пород, но легко растворяется и переотлагается. Многие гипсы, встречающиеся в профилях выветривания, представляют собой вторичные или аутигенные образования.

НЕПРОЗРАЧНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Непрозрачные аксессуарные минералы удобно рассматривать вместе, так как для их изучения требуются иные методы, чем те, которые используются при изучении прозрачных минералов.

1. *Магнетит* (Fe_3O_4) имеет облик изолированных черных зерен во многих изверженных и метаморфических породах. Он устойчив в восстановительной среде, но довольно легко переходит в лимонит в окислительных условиях. Зерна магнетита легко распознаются по их сильному магнитным свойствам.

2. *Гематит* (Fe_2O_3) встречается в осадочных породах, очень легко переходит в лимонит.

3. *Лимонит* — это общее название красных и желтых гидроксидов железа, представленных частично аморфными соединениями и частично гётитом и лепидокрокитом. Существуют сложные соотношения между многочисленными оксидами и гидроксидами железа, поэтому очень трудно определить тот или иной минеральный вид. Окраска не может быть признаком, позволяющим судить о минералогии или химическом составе, однако, в общем, представ-

ляется, что желтые оксиды железа более гидратированы, чем красные.

4. *Пирит* (FeS_2) происходит в основном из изверженных и осадочных пород, устойчив в восстановительной среде и может быть аутигенным. В окислительной среде он легко разрушается с образованием серной кислоты, которая вызывает выветривание других минералов. Кроме того, благодаря этой кислотности может возникать вторичная зональность в тех местах, где присутствуют другие сульфиды, например в некоторых рудничных отвалах. Сернокислое железо — это сильный природный химический растворитель, который реагирует с другими рудными сульфидами с образованием растворимых сульфатов меди и цинка.

5. *Ильменит* (FeTiO_3) происходит из основных и ультраосновных изверженных пород и встречается во многих осадках и осадочных породах. Обычно он устойчив, но может замещаться лейкоксеном.

6. *Пиролозит* (MnO_2) — это обычно вторичный минерал в осадочных отложениях и почвах, встречается в разных формах, например, в виде желваков и «дендритов». По-видимому, пиролозит легко мобилизуется и повторно выпадает в осадок.

АБРАЗИОННОЕ ВЫВЕТРИВАНИЕ

Минералы могут истираться при простой механической абразии. Устойчивость к истиранию минералов была определена Ф. Фризе [210] и Г. Тиелом [565]. Минералы имеют разную твердость, которая определяется путем сравнения с твердостью минералов по шкале Мосса. Хотя твердость по этой шкале изменяется не пропорционально, она вполне пригодна для сравнительного изучения. Такой минерал как кальцит с твердостью 3 будет царапаться кварцем (твердость 7), но не будет царапаться гипсом (твердость 2). Ф. Фризе разработал свой ряд абразии, основанный на сравнении минералов с кристаллическим гематитом. Этот ряд не соответствует шкале твердости Мосса, так как степень абразии зависит также от спайности и «вязкости» минералов.

В условиях выветривания реальная скорость абразии минералов варьирует. Например, слюда очень устойчива к абразии в аллювии, но быстро разрушается при истирании в эоловых отложениях.

Г. Тиел [565] проводил эксперименты по абразии минералов в условиях, близких, по его мнению, к условиям транспортировки минералов текучей водой. Полученные результаты сильно отличались от результатов Ф. Фризе, и вряд ли можно сомневаться в том, что «ряды абразии» будут варьировать при переходе от одной обстановки к другой. Данные Ф. Фризе и Г. Тиела по абразии минералов приведены в табл. 6.

Было установлено, что в осадках немного частиц определенных размеров. В. Теннер [559] приводит конкретные величины — 0,03—0,12 мм и 1,0—8,0 мм. Эти пределы делят осадки на гравий, песок

Таблица 6

Относительная устойчивость минералов при переносе

По Ф. Фризе [210]	Относительная устойчивость	По Г. Тиелу [565]
Гематит	100	Апатит
Ортоклаз	150	Роговая обманка
Кварц	245	Микроклин
Апатит	275	Гранат
Гранат	420	Турмалин
Турмалин	850	Кварц

и алеврит, состоящие из частиц, которые могут быть названы блоками, зернами и чешуйками. Дж. Роджерс, В. Крюгер и М. Крог [484] провели опыты, результаты которых предполагают, что существует два способа абразии: один поставляет песок (зерна), а другой — алеврит (чешуйки). И. Смоллей [525] считает, что размер и форма песчаных зерен определяются в основном в момент эвтектической кристаллизации кварца в остывающей магме, и что касается кварца, то абразия не принимает никакого эффективного участия в формировании песка. Однако Х. Блатт [52] показал, что существует большое различие между модальными размерами кварцевых зерен в гранитах и осадках — соответственно, около 1 мм и около 0,06 мм.

А. Мосс [395, 396] провел обширные экспериментальные и полевые исследования, результаты которых предполагают, что кварц гранитов и гнейсов неоднократно растрескивался и залечивался прежде, чем подвергался выветриванию, обуславливающим расщепление зерен вдоль отдельных зародившихся трещин. Разламывание зерен по зародившимся трещинам объясняет основные вариации форм и размеров зерен кварца после удаления его из материнских пород, а истирание представляет собой не что иное, как заключительный процесс придания им окончательной формы.

РЯДЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

В отношении минералов, описанных выше, говорят, что одни минералы, «легко выветриваются», другие — «устойчивы к выветриванию» и т. п. Нет какой-либо абсолютной шкалы выветривания и вряд ли она появится, так как восприимчивость минерала к выветриванию зависит от обстановки окружающей минерал, а также от его внутреннего строения и состава. Однако проблему восприимчивости минералов к выветриванию можно решить путем ранжирования минералов в соответствии с их общей восприимчивостью к выветриванию. Способность минерала к выветриванию — один из показателей [432], который учитывает физические, химические

Таблица 7

Изменение минерального состава по профилям двух почв Бувекула.
По данным С. Радвански и К. Оллиера [463]

Глубина, см	Содержание, %		Главные минералы тяжелой фракции
	магнетит в тяжелой фракции	полевой шпат в легкой фракции	
Профиль Бувекула Шеллоу			
0—8	50	56	Ц, Т, Э
8—25	50	45	Ц, Т, Э, М
25—45	20	75	Ц, Т, Э, М
45—90	50	72	Ц, Т, Э, М, Б
90—150	40	70	Ц, Т, Э, М, Б
150—180	60	75	Ц, Т, Э, М, Б
Профиль Бувекула красноцветный			
0—8	5	0	Ц, Т
8—20	5	0	Ц, Т
20—45	10	1	Ц, Т
45—100	10	1	Ц, Т
100—150	20	1	Ц, Т
150—180	10	0	Ц, Т

Примечание: Ц — циркон, Т — турмалин, Э — эпидот, М — мусковит, Б — биотит.

и макроскопические свойства, а также минералогические особенности. Ряды выветривания основываются на данных многочисленных исследований, поскольку в какой-либо породе или почве имеется только ограниченный набор минералов.

Исследования профилей выветривания (или почвенных профилей) дают информацию только одного вида. В качестве примера в табл. 7 приведены данные по минералогии почвенных профилей Бувекула Шеллоу и Бувекула красноцветный. Судя по порядку исчезновения минералов в почве Бувекула Шеллоу, циркон, турмалин и эпидот являются очень устойчивыми (в данной обстановке), в то время как мусковит — менее устойчив, хотя более устойчив, чем биотит, который сохраняется только в нижних горизонтах. Сравнение с более выветрелым профилем Бувекула красноцветный показывает, что затем исчезает эпидот.

Так как непрозрачные минералы изучались отдельно, то данные для магнетита нельзя было сравнить с данными для других минералов, хотя общая и хорошо выраженная тенденция для магнетита заключается в довольно высокой степени выветрелости, возможно сравнимой со степенью выветрелости биотита. Полевые шпаты (в данном случае, в основном, ортоклаз) характеризуются довольно высокой степенью выветрелости, даже большей, чем для слюд. Это отчетливо проявляется при сравнении профилей Бувекула Шеллоу и Бувекула красноцветного.

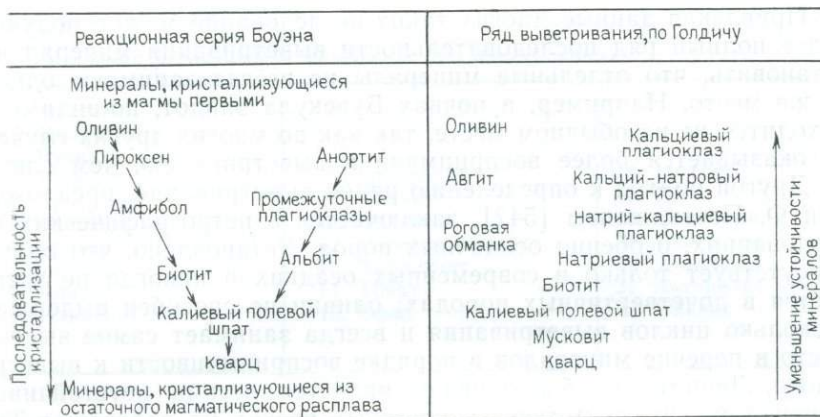


Рис. 40. Ряд выветривания Голдича и реакционная серия Боуэна

Изучение почв Бувекула предполагает наличие следующей последовательности минералов по их устойчивости к выветриванию:

циркон	кварц
турмалин	
эпидот	
мусковит	
биотит	магнетит
полевой шпат	

С. Голдич [227] привел ряд выветривания для обычных минералов изверженных пород (рис. 40) и сделал вывод, что он является обратным по отношению к реакционному ряду Боуэна, в котором минералы перечисляются в порядке их кристаллизации из расплава. Минералы, кристаллизующиеся первыми, должны образовываться при более высоких температурах, чем минералы кристаллизующиеся позднее. Однако ряд выветривания может быть увязан с «основностью» минералов, т. е. с отношением кремнезема к другим катионам. Чем больше этих катионов (которые могут замещаться водородом) присутствует в минерале, тем более восприимчив минерал к выветриванию. То, что ряд выветривания перевернут по отношению к реакционному ряду Боуэна, означает, что первоначально кристаллизующиеся минералы изверженных пород используют для построения больше оснований, чем позднее кристаллизующиеся минералы.

Опубликованы многочисленные исследования минеральных изменений в почвенных профилях. Например, при петрографическом изучении почв Ганы И. Стефен [542] установил, что из них удалялись большей частью полевые шпаты, пироксен и роговая обманка и накапливались эпидот с гранатом. С. Аомин и Кожи Вада [11] установили следующий ряд относительной устойчивости минералов в выветрелых вулканических пеплах Японии: стекло < полевой шпат (андезин-лабрадорит) < гиперстен, авгит < магнетит.

Привлекая данные многих таких исследований можно получить более полный ряд последовательности выветривания минералов и установить, что отдельные минералы не всегда занимают одно и то же место. Например, в почвах Бувекула эпидот, по-видимому, находится не на обычном месте, так как во многих других случаях он оказывается более восприимчив к выветриванию, чем слюда.

Другой подход к определению рядов выветривания, предложенный Ф. Петтиджем [542], заключается в петрографических исследованиях, особенно осадочных пород. Установлено, что оливин присутствует только в современных осадках и никогда не встречается в дочетвертичных породах; оливин не способен выдерживать несколько циклов выветривания и всегда занимает самое высокое место в перечне минералов в порядке восприимчивости к выветриванию. Лейцит, подобно оливиному, является весьма неустойчивым минералом. Он отсутствует в пляжных песках на побережье Тирренского моря, хотя распространен в развитых здесь вулканических породах [600]. Х. Томас [566] отмечал, что андалузит был хорошо известен в плейстоценовых и плиоценовых отложениях, но редко встречался в более древних породах. Позже андалузит был обнаружен в пермских и, возможно, палеозойских породах, однако первые наблюдения и их применение к определению скоростей выветривания все еще не потеряли своего значения. Подобным образом К. Эдельман [175] показал, что железомagneйные минералы более редки в древних осадках, чем в молодых. Силлиманит и топаз не известны в породах древнее мезозойских.

На основании многочисленных исследований можно построить ряд выветривания для наиболее распространенных минералов (табл. 8). Отрицательные знаки для анатаза, рутила и мусковита получены потому, что эти минералы чаще встречаются в древних осадках, где они образуются вследствие диагенеза.

Ряды выветривания для тонкозернистых минералов довольно изменчивы (табл. 9). М. Джексоном и др. [296] был приведен ряд выветривания, основанный на относительном обилии остаточных минералов в глинистой фракции почв, хотя он несколько и нарушается присутствием вторичных минералов. Например, считают, что анатаз, рутил и корунд выветриваются очень медленно, при этом рутил, вероятно, является устойчивым минералом, а анатаз — аутигенным.

Выветривание изучается и в лабораторных условиях. Простой метод исследования заключается в помещении разных минералов в условия, идентичные природному выветриванию, и прослеживании их изменений. Таким способом может быть показано, что кальцит более восприимчив к выветриванию (более растворим), чем доломит. Косвенный метод заключается в дроблении минералов и определении их реакции с водой по изменению рН. Хотя выветривание следует рассматривать как реакцию, идущую с определенной скоростью, однако, по-видимому, ряды выветривания близко соответствуют рядам простых реакций с водой.

Таблица 8

Относительная устойчивость минералов при выветривании

—3. Анатаз		
—2. Мусковит		
—1. Рутил		
+1. Циркон	9. Ставролит	16. Цоизит
+2. Турмалин	10. Кианит	17. Авгит
3. Монацит	11. Эпидот	18. Силлиманит
4. Гранат	12. Роговая обманка	19. Гиперстен
5. Бiotит	13. Андалузит	20. Диопсид
6. Апатит	14. Топаз	21. Актинолит
7. Ильменит	15. Сфен	22. Оливин
8. Магнетит		

Таблица 9

Устойчивость мелкозернистых минералов при выветривании

Первичные минералы	1. Гипс (галит)	Растворимы, неветерельные или в виде вторичных образований Легко и быстро выветриваются
	2. Кальцит (арагонит, доломит)	
	3. Оливин, роговая обманка (диопсид)	
	4. Бiotит (хлорит, глауконит)	
	5. Альбит (микроклин, анортит)	
Вторичные минералы	6. Кварц	Медленно выветриваются
	7. Иллит (мусковит)	
	8. Гидрослюды	
	9. Монтмориллонит	Выветриваются крайне медленно
	10. Каолинит	
	11. Гиббсит	
	12. Гематит (гётит, лимонит)	
13. Анатаз (рутил, ильменит, корунд)		

Глава 6. ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ

Глины сложены тонкими частицами и могут включать мелкие обломки других минералов, но в своей основной массе глины состоят из определенных глинистых минералов и примесей аморфных коллоидов. Глинистые минералы имеют слоистые структуры, изучение которых помогает понять образование глин, а также их взаимозависимости и изменения при выветривании.

В качестве структурной основы можно выделить тетраэдрический слой Si—O (рис. 41), хотя он никогда не встречается самосто-

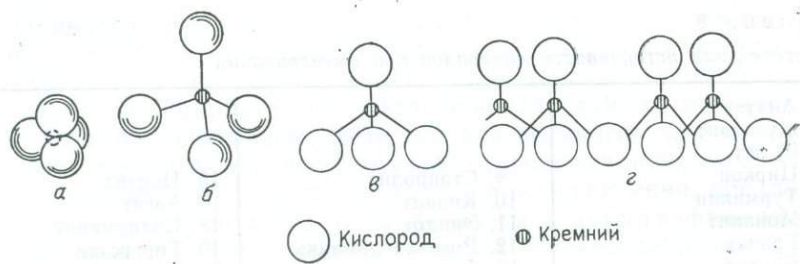


Рис. 41. Кремнекислородный тетраэдр и тетраэдрическая сетка:
a — атомы плотно упакованы; *б* — условное изображение тетраэдра; *в* — обычное изображение тетраэдра; *г* — тетраэдрическая сетка

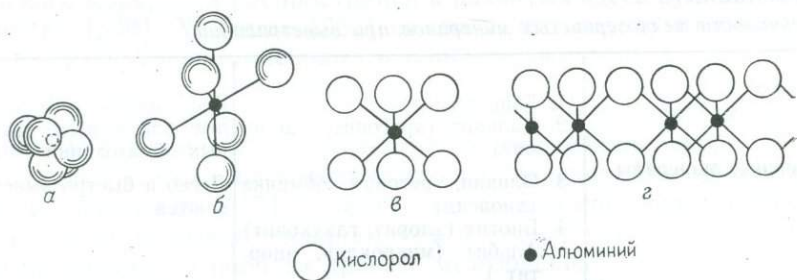


Рис. 42. Алюмокислородные октаэдр и октаэдрическая сетка:
a — атомы плотно упакованы; *б* — условное изображение октаэдра, *в* — обычное изображение октаэдра; *г* — октаэдрическая сетка

ательно. Кремний в этой структуре может замещаться атомами прочих элементов.

Другой структурный слой, называемый октаэдрическим, построен из алюминия и кислорода или гидроксида (который имеет в сущности те же самые размеры, что и кислород), распределенных так, как показано на рис. 42. Структуры гиббсита или брусита в сущности слагаются такими же слоями.

Кремнекислородный тетраэдрический и алюминиевый октаэдрический слой могут объединяться (рис. 43). Такая постройка представляет основную структурную единицу каолиновых минералов. Поскольку в эту структуру входят один кремнекислородный и один алюминиевый слой, то глинистый минерал описывается символом 1 : 1. Конечно, структурные слои многократно наслаиваются один на другой.

Иное распределение слоев получается тогда, когда между двумя кремнекислородными слоями заключен один алюминиевый слой, как это показано на рис. 44. Минералы, имеющие такую структуру, обозначаются символом 2 : 1 и образуют группы слюд, монтмориллонита и иллита (гидрослюда). Глинистые минералы

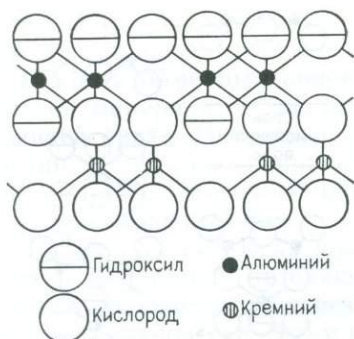


Рис. 43. Объединенные тетраэдрическая и октаэдрическая сетки образуют каолиновый слой



Рис. 44. Одна октаэдрическая сетка, заключенная между двумя тетраэдрическими сетками, образует слой глинистого минерала (2 : 1)

2 : 1 встречаются также в сочетании с различными атомами в качестве межслоевых катионов, помещенными между силикатными слоями для уравнивания зарядов. В монтмориллоните межслоевые катионы представлены натрием, магнием и кальцием, в иллите — калием. Последовательность из чередующихся слоев слюдяного типа в алюминиевых слоях дает структуру хлорита.

Свойства глинистых минералов в большой степени обусловлены их структурой.

1. *Межплоскостное расстояние.* Толщина элементарной ячейки или базальное межплоскостное расстояние — это расстояние между соседними слоями одинакового типа. Оно имеет определенную величину для каждого минерала и по нему их идентифицируют с помощью рентгеновского анализа. Например, для каолинита базальное расстояние равно 0,72 нм, а для хлорита 1,41 нм. На рис. 45 приведены более детальные структурные схемы глинистых минералов с указанием базальных межплоскостных расстояний.

2. *Разбухающая кристаллическая решетка.* У некоторых минералов, особенно монтмориллонитов, кристаллическая решетка разбухает при поглощении воды (или в лабораторных условиях гликоля и глицерина). Слой ориентированных молекул образует добавочную сетку, толщина которой зависит от ассоциирующих с ней катионов. Для определения монтмориллонита обменные катионы обычно замещают на Са, затем образец насыщают гликолем и снимают рентгенограмму. Минералы 1:1 при такой обработке не разбухают, за исключением гидратированного галлуазита.

Разбухание и усадка глин при увлажнении и усыхании играют большую роль в выветривании пород и представляют практический интерес при возведении фундамента сооружений, улучшении качества и удержания влаги в почвах.

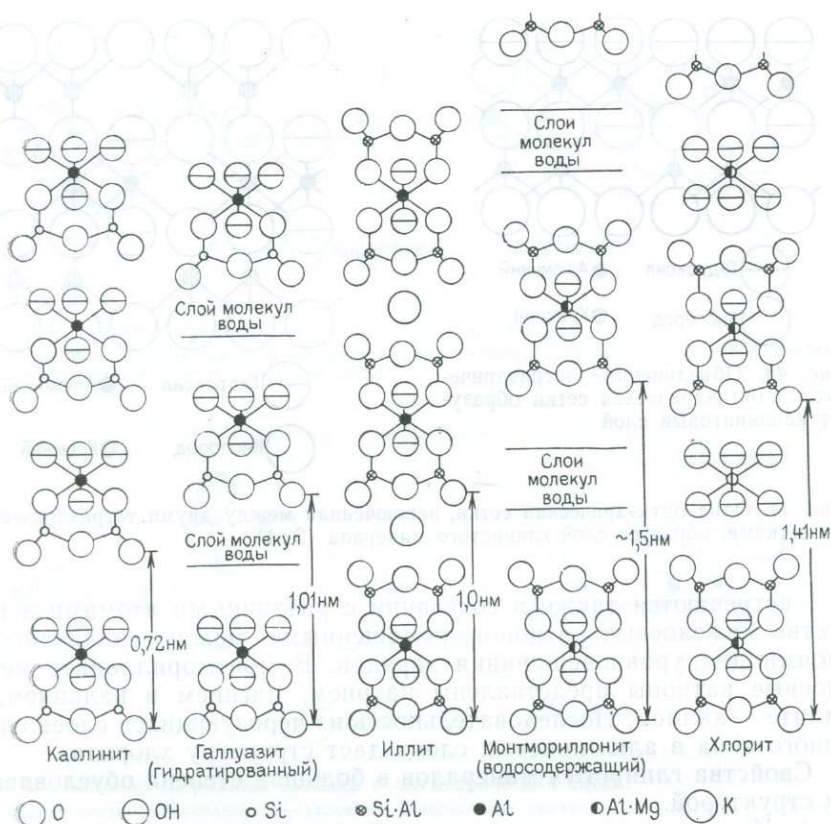


Рис. 45. Структуры некоторых глинистых минералов

3. *Поглощение воды.* Чем тоньше глина, тем больше воды она может удерживать, хотя немаловажное значение при этом имеет способ прикрепления молекул воды. Вода может удерживаться глинистым минералом в виде адсорбированной воды на поверхности минерала, также в виде межслоевой воды, и наконец, в виде гидроксидов, связанных с кристаллической решеткой.

Для монтмориллонита характерна высокая абсорбционная способность, а для иллита и каолинита — низкая.

4. *Ионный обмен.* По краям частиц глинистых минералов выступают ненасыщенные связи, посредством которых притягиваются ионы, не связанные строго с кристаллической решеткой. При соответствующих условиях эти ионы могут замещаться, например,



В каолините обменные катионы связываются только ненасыщенными связями у краев частиц, поэтому емкость обменных катионов низкая. В слюдяных минералах имеются замещения в пре-

делах реальной структуры, поэтому емкость ионного обмена значительно больше.

Емкость обменных ионов зависит от структуры и химического состава минерала, а так же от условий, господствующих в окружающей среде. Некоторые ионы замещаются легче других, однако они не образуют никаких определенных рядов замещения для какого-либо глинистого минерала. В большинстве случаев Ca^{2+} — основной обменный ион.

5. *Диализ глин.* Если коллоид находится в сосуде с полупроницаемой мембраной, отделяющей его от чистой воды, то некоторые ионы будут проходить через мембрану в воду до тех пор, пока не наступит равновесие. Это и есть диализ.

Сквозь мембрану могут пройти ионы, но не проходят коллоидные частицы. Глинистые минералы подобны полупроницаемым мембранам. Если кусочек глины поместить в воду, то некоторые ионы будут переходить в раствор, а их место для уравнивания зарядов займут ионы водорода. Равновесие, устанавливаемое в таких системах, называется равновесием (эффектом) Доннана, которое с большой детальностью описано К. Маршаллом [373], считавшим, что оно имеет огромное значение в исследовании выветривания.

6. *Дифференциальные термические эффекты.* Для глинистых минералов обычно характерно выделение и поглощение больших количеств теплоты при экзотермических и эндотермических реакциях. При нагревании глин процессы дегидратации и дегидроксилизации приводят к эндотермическим эффектам. Изменения в состоянии окисленности элементов и процессы кристаллизации сопровождаются экзотермическими эффектами. Путем одновременного прокаливании глины и инертного вещества и сравнения их температур можно определить температуры термических эффектов и получить кривые для идентификации глинистого минерала.

ОБРАЗОВАНИЕ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ ИЗ ДРУГИХ МИНЕРАЛОВ

Обычные породообразующие минералы выветриваются с образованием глинистых минералов. Их образование легче всего происходит при выветривании слюды, так как основа структуры остается прежней. При выветривании других силикатов их структуры в какой-то мере могут наследоваться новообразованными глинистыми минералами, однако поскольку межплоскостные расстояния будут иными, то, вероятно, имеет место некоторое сжатие первичной решетки. Выветривание силикатных минералов с образованием глинистых осуществляется посредством ряда реакций, схематически показанных на рис. 46. Такие продукты выветривания, как K^+ , Ca^{2+} , Na^+ и Mg^{2+} удаляются в растворе, тогда как железо в любой форме окисляется и остается вместе с глинистыми минералами в виде оксидов или гидроксидов. Только при очень интензив-



Рис. 46. Направленность выветривания алюмосиликатных минералов

ном выветривании из глины может образоваться боксит. На рис. 46 отражено, что потеря кремнезема или десилицификация — это один из важнейших процессов выветривания силикатных минералов.

ИЗМЕНЕНИЕ ГЛИН

При соответствующих условиях один глинистый минерал может переходить в другой. Здесь главную роль играют процессы десилицификации и силицификации (рис. 47).

Десилицификация обычно наблюдается в тропических районах и при наиболее интенсивном проявлении приводит к образованию бокситовых месторождений (гиббсита). Гораздо чаще этот процесс достигает только латеритной стадии (ферраллитной) с появлением каолина и оксидов железа.

В обводненных участках, в которых осуществляется привнос катионов и кремнезема (например, в тропических болотах), возможно образование монтмориллонита. Поэтому во многих тропических районах каолиновые минералы обычно встречаются на склонах холмов, а монтмориллонит — в долинах. В районах умеренного климата отмечаются меньшие вариации в распределении глинистых минералов: в верхних частях почв более распространен иллит, менее распространен вермикулит.

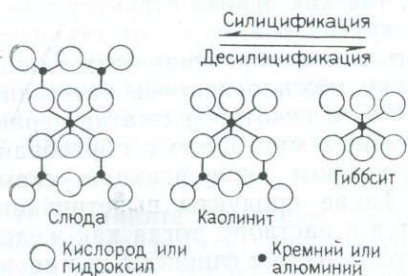


Рис. 47. Схема изменений структур глинистых минералов при силицификации и десилицификации

Тип глинистых минералов зависит от состава пород, подвергшихся выветриванию. Базальты и близкие к ним основные породы дают в раствор множество катионов и обычно переходят в монтмориллонит, хотя при некоторых условиях могут преобразоваться в каолины и даже гиббсит. Породы, богатые кремнеземом, в которых натрий преобладает над кальцием или магнием, при выветривании дают каолиновые минералы. Из глинистых сланцев в результате их дезинтеграции могут высвободиться реликтовые глинистые минералы, которые затем подвергаются изменениям в соответствии с местными условиями.

При изучении интенсивно выветрелого гранита в Малайзии Х. Эсваран и К. Вонг [185] установили, что вблизи свежей породы первым продуктом выветривания является аллофан, выше по профилю — галлуазит, причем полевой шпат и биотит выветриваются одинаково. Образование вторичного минерала, по мнению этих авторов, зависит от условий микрообстановки. По некоторым данным, выветривание представляет собой непрерывный процесс даже в интенсивно выветрелых почвах, и невыветрелые минералы могут присутствовать в ассоциации с минералами, типичными для поздних стадий почвообразования, — гиббситом и гематитом [187].

Выше и ниже уровня грунтовых вод выветривание обычно протекает с сохранением объема породы. Образующиеся агрегаты глинистых минералов сохраняют форму первичных силикатных минералов, что обуславливает часто наблюдаемую сохранность первичной текстуры пород в интенсивно выветрелом сапролите.

Однако глинистые минералы в общем имеют совершенно иные кристаллические структуры, чем материнские силикатные минералы, поэтому химическое выветривание должно сопровождаться структурными изменениями. Кристаллические структуры первичных минералов разрушаются полностью или частично, и затем высвобожденные компоненты перестраиваются и образуют новые минералы. Слюды, подобно глинистым минералам, имеют слоистую структуру; поэтому, возможно, они превращаются непосредственно в глинистые минералы, при условии, что первоначальное межплоскостное расстояние может изменяться. Амфиболы и пироксены имеют цепочечную структуру, а полевые шпаты — каркасную, поэтому они должны претерпевать большие структурные изменения. Вероятнее всего эти первичные материалы разрушаются на цепочки тетраэдров, которые затем объединяются в слоистые структуры глинистых минералов. Этот процесс, возможно, играет существенную роль ниже уровня грунтовых вод, хотя может также проявляться и выше него.

Разные типы почв часто ассоциируют с конкретными глинистыми минералами. Каолинит преобладает в ферраллитных почвах, монтмориллонит — в черноземах, степных почвах и гумусовых глеевых почвах, иллит — в подзолах, бурых лесных и тундровых почвах.

В. Келлер [316] привел обзор химических свойств среды образования глинистых минералов. Появлению каолинита благоприятствует полное удаление ионов Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} и Fe^{2+} и принос ионов H^+ . Особое значение имеет удаление двухвалентных ионов (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{2+}) так как: 1) двухвалентные катионы эффективно флокулируют растворенный кремнезем и, следовательно, предотвращают десилицификацию; 2) ионы Ca^{2+} и Mg^{2+} должны препятствовать образованию каолиновых минералов, поскольку они не входят в кристаллическую решетку каолинита. Оксид железа (II) не является препятствием, так как он может быть окислен, поэтому обычно ассоциация минералов оксида железа (III) и каолинита.

Одновалентные ионы K^+ и Na^+ не осаждают кремнезем подобно двухвалентным, а стабилизируют золь кремнезема. Поэтому кремнезем и щелочи удаляются при выветривании до тех пор, пока не достигается каолинитовое отношение кремнезема к глинозему, при котором будет образовываться каолинит. Породы, богатые щелочами, при выветривании обычно дают каолиновые минералы.

В. Келлер [318] выделил расслоенные и нерасслоенные кристаллы каолинита и изучил их в сканирующем электронном микроскопе. Он предположил, что открытые текстуры, образуемые раздвинутыми каолинитовыми пачками, свидетельствуют об их формировании при выветривании — это так называемые расслоенные кристаллы. Плотное сложение прочно сросшихся компактных кристаллов указывает на их образование либо путем кристаллизации из коллоидов, либо гидротермальным путем в ограниченном пространстве. При этом образуются нерасслоенные кристаллы.

ДРУГИЕ ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ

Галлуазит. Судя по химическому составу, этот минерал имеет то же отношение кремнезема к глинозему, что и каолинит, хотя воды обычно содержится больше.

Вермикулит характеризуется наличием слоев слюдяного типа, разделенных сетками из молекул воды, имеющих определенную конфигурацию. При нагревании вермикулит вспучивается, увеличиваясь в 6—20 раз по сравнению с первоначальным объемом. Предполагается, что большинство месторождений вермикулита в мире образовалось в результате гидротермального изменения биотита или других минералов, однако некоторые месторождения приурочены к современной дневной поверхности и образовались в результате выветривания.

Пальгорскит. В этом глинистом минерале тетраэдры Si—O соединены в цепочки, а не слои.

Аллофан. Обычно этот минерал аморфен в рентгеновских лучах, хотя отмечается некоторая структурная организация.

Смешанослойные минералы. Элементарные слои различных глинистых минералов могут быть сложены вместе упорядоченно

или беспорядочно с образованием «смешанослойных» глинистых минералов. Основные компоненты могут быть представлены либо совершенно разными глинистыми минералами (например, каолиновыми и монтмориллонитовыми слоями), либо одним основным типом слоя с различными межслоевыми заполнениями.

Более детально с глинистыми минералами можно ознакомиться в обзоре Дороти Каролл «Глинистые минералы» в книге Х. Милнера [389]; в книгах Р. Грима [237], Г. Милло [387], К. Уивера и Л. Полларда [622].

Глава 7. ВЫВЕТРИВАНИЕ ГОРНЫХ ПОРОД

В гл. 3 была рассмотрена концепция рН абразии минералов. Эта концепция применима к выветриванию пород в целом. В. Грант [231] показал, что рН абразии гранитов уменьшается по мере увеличения степени их выветрелости.

Горные породы сложены минералами, однако выветривание пород представляет собой более сложный процесс, чем просто выветривание определенного набора минералов. Характер и скорость выветривания в значительной степени зависят от пористости и проницаемости пород, которые обеспечивают проникновение воды и удаление продуктов выветривания. Некоторые зернистые осадочные породы имеют настолько высокую пористость, что в них практически каждое зерно доступно выветриванию; часть массивных горных пород почти лишена пористости, и они могут выветриваться только с поверхности или вдоль редких трещин. Пористость и проницаемость зависят от характера упаковки зерен и объема межзернового пространства, а также от различных текстурных особенностей, влияющих на проницаемость. Более полно пористость и проницаемость рассматриваются в гл. 9.

Горные породы можно разделить на четыре типа: 1) рыхлые осадки; 2) осадочные породы; 3) изверженные породы; 4) метаморфические породы.

Рыхлые осадки встречаются на аллювиальных равнинах, прибрежных участках моря, в руслах, дюнных покровах, ледниковых моренах и осыпях. Они могут быть хорошо или плохо сортированными, крупно- или тонкозернистыми, поли- и мономинеральными и характеризоваться разными осадочными текстурами, косой слоистостью, знаками ряби, трещинами усадки и т. д.

Осадочные породы образуются за счет уплотнения и литификации рыхлых накоплений, причем большая часть этих пород возникла из морских осадков. Для них характерны те же особенности, что и для рыхлых образований, а также особенности, связанные с цементацией, литификацией и изменениями минералов.

Осадки преимущественно отлагаются в виде последовательных слоев, называемых также пластами. Пластинчатые минералы обычно ложатся плоской стороной, а это обуславливает плоскост-

ную анизотропию и основное направление просачивания вод сквозь породу. Плоскости напластования представляют собой плоскости отдельности между слоями, которые могут различаться литологически или иметь один и тот же состав. Если эти плоскости разделены небольшими расстояниями, то говорят, что порода «тонкослоистая», если плоскости напластования значительно удалены одна от другой, то принято считать, что порода «толстослоистая» или «массивная». Осадочные текстуры становятся более сложными при наличии косо́й слоистости, градационной слоистости и других особенностей. Полное описание осадочных текстур приведено Ф. Петтиджоном и П. Поттером [454].

Осадочные породы в общем разделяются на *обломочные* (например, песчаники, глинистые сланцы и конгломераты), *органогенные* (например, каменные угли и многие известняки) и *хемогенные* (например, травертин, кремнистые породы и каменная соль).

Изверженные породы бывают *эффузивными* (т. е. извергнутыми на поверхность земли в виде лавовых потоков или покровов вулканического пепла), *гипабиссальными* (т. е. внедренными в виде даек, силлов или других тел в верхние слои земной коры) или *плутоническими* (т. е. образовавшимися на значительных глубинах в земной коре).

Каждый из трех типов изверженных пород — эффузивный (эруптивный), гипабиссальный и плутонический — характеризуется определенными размерами породобразующих минералов. Эффузивные породы, остывающие быстро, сложены, как правило, мелкими кристаллами и могут быть даже стекловатыми из-за исключительно быстрой закалки. Кристаллы в этих породах обычно удается рассмотреть только под лупой или петрографическим микроскопом. В гипабиссальных породах отдельные кристаллы можно видеть невооруженным глазом. В плутонических породах, кристаллизующихся очень медленно, ясно видны крупные кристаллы, размеры которых могут достигать нескольких сантиметров.

В химическом отношении изверженные породы разделяются на *кислые*, *средние* и *основные*. Кислыми называются породы с высоким содержанием кремнезема, и они обычно содержат кварц.

Примерная классификация изверженных пород, основанная на рассмотренных признаках приведена в табл. 10 и на рис. 48. Детальные описания изверженных пород и их классификация приводятся во многих трудах, в частности в книге Г. Уильямса, Ф. Тернера и К. Джильберта [642].

Оказывается, что в подавляющем большинстве крупнозернистые плутонические породы являются кислыми (граниты), тогда как мелкозернистые эффузивные породы представлены в основном базальтами. Таким образом, гранит и базальт являются самыми распространенными изверженными породами в земной коре.

Изверженные породы встречаются и в виде «пирокластических» накоплений, выброшенных вулканами в виде частиц, размером от мелких пылинок до гигантских вулканических бомб. Эти вы-

Таблица 10

Классификация изверженных пород

Признаки	Порода		
	кислая	средняя	основная
Крупнокристаллические	Гранит	Сиенит	Габбро
Среднекристаллические	Гранодиорит	Диорит	Долерит
Мелкокристаллические	Микрогранит	Порфирит	Базальт
	Риолит	Трахит	
	Обсидиан	Андезит	

бросы накапливаются в виде пластов или неправильных по форме отложений вулканического шлака, лапиллей или пепла. Крупнозернистые пирокластические породы называются *агломератами* или *вулканическими шлаками*, а мелкозернистые — *туфами*. За счет кислых и средних лав иногда образуется пемза — пузырчатая пористая порода, а иногда игнимбрит — плотная слоистая порода, похожая на риолит.

Метаморфические породы возникают при изменении других пород (изверженных или осадочных) под воздействием нагревания или давления, а также того и другого. Вокруг гранитного плутона обычно развита зона, или ореол, метаморфически измененных вмещающих пород — роговиков, представляющих собой мелкозернистые очень крепкие породы.

Для большинства метаморфических пород характерны четко выраженная предпочтительная ориентировка минералов в одном направлении, замещение первичных минералов новыми и образование четкой сланцеватости по многочисленным параллельным трещинам отдельности в виде «кливажа сланцеватости» или сланцеватости, обусловленной параллельным расположением таблитчатых зерен минералов. Крупнозернистые метаморфические породы называются *гнейсами*, а мелкозернистые — *филлитами*, *кровельными сланцами* и *кристаллическими сланцами*. По преобладающему минералу выделяются такие разновидности метаморфических по-

Рис. 48. Содержания минералов в изверженных породах



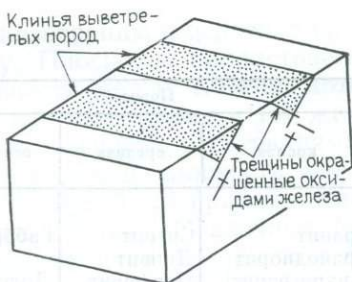


Рис. 49. Зависимость между трещиноватостью и клиновидным распространением выветрелых пород

род, как например, слюдяной кристаллический сланец, андалузитовый сланец и т. д., зоны различных ступеней метаморфизма характеризуются определенными ассоциациями минералов. Тонкозернистые породы метаморфизуются в кровельные сланцы. Мрамор — это метаморфизованный известняк.

Породы могут сохранить реликтовые структуры осадочных и изверженных пород; кроме того, образуются новые обусловленные процессами изменения в пределах пород или воздействием стрессовых давлений извне.

Плоскости напластования — это наиболее ясные реликтовые структуры осадочных пород. Отдельность — это поверхности раскалывания или потенциальные трещины отдельности, которые встречаются в большинстве пород. Они образуют систему трещин, развитую в одном направлении, или несколько систем трещин, имеющих региональное распространение. Смещение вдоль трещин отсутствует. Трещины отдельности могут быть обусловлены усадкой, например, при остывании лавового покрова или при уменьшении объема осадочного слоя из-за его обезвоживания. Трещины отдельности могут образоваться за счет тектонических напряжений. Они обычно ориентированы перпендикулярно к плоскостям напластования, хотя встречаются и другие ориентировки. Трещины отдельности характерны для гранитов, базальтов и известняков и играют большую роль в выветривании этих пород. Песчаники и другие осадочные породы часто разбиты трещинами отдельности, но здесь они не играют особой роли при выветривании.

Химическое выветривание пород иногда контролируется особенностями геологического строения, как например, при «клиновидном выветривании», встреченном у плотины в австралийском штате Виктория [143]. Здесь породы, разбитые трещинами отдельности на треугольные призмы, оказались более водонасыщенными и значительно более выветрелыми, чем подстилающие породы (рис. 49 и 50). Предполагается, что начальное выветривание приводило к залечиванию трещин пленками лимонита. Треугольные призмы пород выше лимонитовой зоны были насыщены водой и разрушались, тогда как лимонитовые образования надежно защищали от воды нижележащие породы, которые не изменялись.

Плутонические породы могут иметь несколько систем трещиноватости в зависимости от способа внедрения, геологического поло-

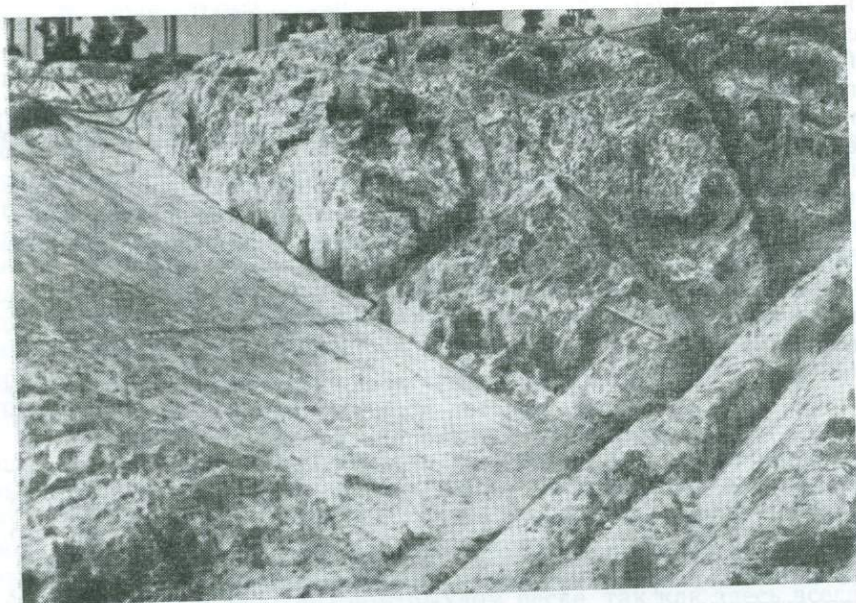


Рис. 50. Клиновидное выветривание в Тараго, штат Виктория (Австралия)

жения и «петроструктуры» пород. Эти системы еще более осложняются вследствие образования трещин разгрузки. В гранитах трещины отдельности часто распределены крайне неравномерно, что в значительной мере влияет на скорость и глубину распространения выветривания.

Кливаж — это свойство пород, смятых в складки или метаморфизованных, наиболее легко расщепляться в одном направлении. Различные виды трещин отдельности, кливажа и многочисленные текстурные особенности горных пород описаны в учебниках по структурной геологии, например, в книге Б. Хиллса [263].

Рассмотренные особенности пород играют большую роль в химическом выветривании. Что касается некоторых сторон физического выветривания, то пока трудно объяснить и предсказать возможное поведение пород в различных ситуациях. Порода — это исключительно сложный материал, физические свойства которого варьируют не только в зависимости от изменения стрессовых условий, но также и в зависимости от скорости этого изменения. Например, известняки могут деформироваться хрупко или пластично в зависимости от скорости увеличения нагрузки и могут быть:

1. Неразрушенными;
2. Разрушенными: а) деформированными как пластичный материал; б) как хрупкое вещество, разрушающееся путем образования хрупкой трещиноватости (I) или трещин скалывания (II).

Характер поведения породы изменяется также в зависимости от температуры и всестороннего давления. Такие хрупкие материалы,

как горные породы обычно становятся пластичными в условиях всестороннего давления. Например, известняк ведет себя как хрупкий материал при всестороннем давлении 400 МПа, но способен к пластичному деформированию при давлении 600 МПа и выше. При снятии давления порода снова может вести себя совершенно иначе.

Наука о физических свойствах горных пород называется петрофизикой, или механикой горных пород, и в этой сфере знаний было получено много данных, имеющих значение для фундаментального обоснования процессов физического выветривания.

Пористость пород оказывает сильное влияние на морозное и соляное выветривание. Ее величина определяется как отношение объема пор к объему породы и обычно выражается в процентах. Однако на основании только величины пористости мало что можно сказать, так как многие свойства пористых пород больше зависят от характера распределения, размера и формы пор, чем от величины пористости. Поры имеют разные размер и формы, они могут быть изолированными или соединенными каналами. Насыщение пористого материала не обязательно свидетельствует о том, что все полости заполнены водой, поскольку (помимо других причин) вода не может проникнуть в изолированные поры, а в глубоко расположенных порах какое-то время сохраняется воздух. Породы с крупными порами менее чувствительны к морозному выветриванию, чем породы с порами небольшого и среднего диаметра. Е. Уолкер и др. [609] установили, что критический размер пор для циклов замораживания — оттаивания составляет около 5 мкм; из пор большего диаметра происходит отток вод наружу. Сферодальное выветривание песчаников в близповерхностных условиях было описано М. Хилдом, Т. Холлингуортом и Р. Смитом [259], установившими, что выветривание обуславливало заметное растворение полевого шпата без образования глинистых минералов, так что в результате пористость заметно увеличивалась.

Капиллярное поднятие влаги подводит воду к основанию скал и незащищенных стенок, а иногда способствует пропитыванию солями или морозному воздействию, поэтому выветривание наиболее интенсивно проявляется в участках погружения скальных выходов в грунт. Там, где поры сообщаются, растущие зародыши льда питаются водой окружающих капилляров, а растущие зародыши соли притягивают растворы к местам кристаллизации, локализуя таким образом раскалывающее воздействие и способствуя неравномерному и более разрушающему выветриванию.

Далее мы рассмотрим выветривание самых распространенных типов горных пород. Имеется огромное множество различных пород; одни породы можно рассматривать как разновидности или промежуточные типы по отношению к рассмотренным здесь; другие обладают уникальными особенностями, но они слишком редки либо об их выветривании имеется недостаточно данных, и поэтому они не рассматриваются в данной книге.

РЫХЛЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Пески

Довольно часто пески сложены кварцем. Этот минерал химически устойчив, однако пески всегда пористые и поэтому легко выщелачиваются, так что все другие минералы подвергаются воздействию агентов выветривания и изменяются, а продукты выветривания удаляются. Поэтому хорошо дренируемые пески по мере выветривания становятся более чистыми, т. е. все минералы, кроме кварца, разрушаются и удаляются. Иная ситуация создается в участках застойных вод, так как в них сдерживается удаление продуктов выветривания. Вероятно, в пределах зоны насыщения водой происходят быстрая миграция ионов и перераспределение продуктов выветривания.

Пески практически невосприимчивы к физическому выветриванию, и хотя оно может быть интенсивным, поскольку минимальный предельный размер зерна кварца, способного к механическому разрушению, составляет 0,02 мм (для зерен меньшего размера большая часть стрессовых напряжений снимается за счет эластичных напряжений), маловероятно, чтобы песчинки разрушались таким образом в неподвижном рыхлом песке, так как здесь всегда есть свободное место, куда можно переместить песчинки или возможно также внедрение их в поровое пространство.

Глины

Глины и илы сложены глинистыми минералами, описанными в предыдущей главе, а также содержат переменные количества воды и примеси других минералов. Глинистые минералы обладают способностью распадаться на коллоидные частицы, которые могут объединяться с образованием прежних или новых минералов в других условиях или местах.

Вероятно, изменения имеют место и в случае высыхания глины. Ее физическое разрушение будет происходить путем образования глубоких трещин усадки, по которым затем поступает воздух и, следовательно, идут процессы окисления. Однако при увлажнении большая часть изменений, очевидно, будет происходить в противоположном направлении, и суммарный результат выветривания минералов окажется ничтожно малым.

В болотных глинах обычно развивается бактериальная деятельность, которая объясняет сегрегацию некоторых элементов, образование вторичных минералов и последовательное изменение глинистых минералов.

В почвах глинистые минералы в основном формируют комочки, блоки и другие почвенные агрегаты. Такие образования называются структурными единицами почвы. Структура почв обеспечивает быстрое выщелачивание или образование элювия и поэтому более быстрое выветривание, чем в случае обычных глинистых

осадков. Биогенная деятельность в почвах так же сильно проявлена и повышает степень выветривания вследствие перемещения и перемешивания частиц, помимо непосредственного воздействия на выветривание минералов. Глинистые минералы настолько легко изменяются, что разные горизонты почв часто характеризуются определенными ассоциациями глинистых минералов.

Глины на участках застойных вод приобретают серую или зеленую окраску, благодаря присутствию оксида железа (II), тогда как хорошо аэрированные глинистые почвы имеют бурую окраску. Переходные зоны обычно пестроцветные.

Аллювий

Накопления обломочных пород рек обладают различным гранулярным составом. Аллювиальные глины и пески при выветривании ведут себя так же, как это было рассмотрено выше. В поймах развиты заболоченные почвы, однако древний аллювий речных террас обычно хорошо дренируется и для него характерны окислительные условия.

Грунтовые воды просачиваются сквозь аллювий вниз по долине подобно поверхностным водам, но значительно медленнее последних. Движущиеся грунтовые воды обеспечивают более быстрое выветривание, чем застойные воды, так как в растворе выносятся продукты выветривания.

Аллювиальные осадки характеризуются слоистостью, причем последовательные слои могут различаться по структурным особенностям и минеральному составу. Изучение профилей выветривания аллювиальных отложений следует вести очень тщательно, чтобы можно было уверенно различать осадочные слои (геологические слои) и зоны выветривания или почвообразования (почвенные зоны). Например, слой алеврита, не содержащий слюды и залегающий над слоем слюдистого алеврита, мог образоваться как вследствие выветривания слюды, так и отложения осадка, не содержавшего слюды. В смеси песок и глина в действительности не ведут себя как отдельные компоненты. Песок предотвращает «отмывку» глины, а сложные связи между глиной и песком, составляющими часть «структуры почв», сильно влияют на выветривание и почвообразование. При наличии песчаной примеси усиливается выщелачивание и изменение глин, а также процесс образования элювия. В районах перигляциального климата на глинисто-песчаных отложениях лучше всего проявлен процесс, известный как морозное вспучивание. Однако, хотя он имеет значение для перемешивания или сегрегации разных фракций, осадок все же очень слабо выветривается.

Изменения содержания минералов в аллювиальных отложениях вниз по течению, если они не обусловлены привнесением материала притоками, обычно объясняются истиранием минералов, хотя определенную роль может играть и такой процесс выветривания, как растворение.

Лёсс

Лёсс — это неслоистая, однородная, пористая, известковистая алевроитовая порода, характеризующаяся желтой окраской, вертикальной трещиноватостью и устойчивостью в отвесных стенках. Это очень хорошо сортированная порода с преобладающими частицами алевроитовой размерности, соответствующей оптимальному размеру частиц, переносимых ветром, и минимальному размеру частиц, получаемых при механическом дроблении кварца [526]. Повсеместно в лёссе рассеян карбонат, который встречается также в виде небольших глобулярных конкреций, известных как журавчики. Лёсс представляет собой эоловое образование и может быть встречен на различных элементах рельефа — как на вершинах холмов, так и в основании долин.

Лёсс характеризуется очень высокой пористостью, поэтому может подвергаться выщелачиванию и элювиальным процессам. В почвах на лёссах отмечается вынос кальция, а иногда на глубине — образование химически осажденного карбонатного горизонта.

Глины могут перераспределяться в поверхностных участках или вноситься вниз по профилю и отлагаться в горизонте В. На лёссах почвы формируются очень быстро, и такие почвенные горизонты широко использовались в стратиграфических исследованиях [507].

Тилль (моренная глина)

Моренная глина — это осадок, отложенный непосредственно ледником. Он характеризуется плохой сортировкой и включает частицы разного размера, хотя обычно содержит много глины, вследствие чего этот осадок непроницаем для воды и мало восприимчив к выветриванию. Часто на ледниковых глинах развиты почвы гидроморфного типа с поверхностными водными глеевыми пятнами. Если первичная ледниковая глина была известковая, то могут развиваться процессы декальцификации, а в некоторых условиях — и железистые корки. В США мыльные вязкие почвы, образовавшиеся при выветривании тилля, известны под названием «гумботил». Глубина выветривания находится в зависимости от длительности межледниковий. Известно, что в главные межледниковые периоды образовались мощные гумботилы и декальцификация проникала на большие глубины, чем в кратковременные межледниковые периоды.

Разновозрастные тилли можно различать по степени их выветрелости, и наоборот, по степени выветрелости тилля можно судить о скорости выветривания, хотя поскольку первичный материал ранее физически дробился, то естественно, тилль выветривается гораздо быстрее, чем монолитная порода. Например, в северной части Сьерра-Невады П. Берклэнд [42] выделил четыре стадии оледенения, тилли которых были по-разному выветрелы. Тилли двух стадий — Хобарт и Доннер — довисконсинского возраста и самые

древние; тилль Хобарт характеризуется высокой степенью выветренности. На тилле Доннер образовалась почва мощностью 2—3 м с горизонтами *A*, *B* и *C*; этот тилль включает полностью выветрелые валуны, как и тилль Хобарт. Ранневисконсинский тилль Тахоэ включает валуны свежего андезита и гранитные валуны с признаками сфероидального выветривания и покрыт почвой с горизонтами *A* и *C*. В самом молодом тилле стадии Тиога все валуны представлены свежими породами, а в почве выделяются горизонты *A* и *C*.

ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Песчаники

Песчаники сложены зернами песка, обычно кварцевого, в той или иной степени сцементированными основной массой из других минералов. Эти породы часто характеризуются редкой трещиноватостью, слоистостью и косою слоистостью. Выветривание песчаников сводится в основном к разрушению цемента и удалению межзернового выполнения. Минералы цемента либо удаляются, либо подвергаются изменениям; если песчаные зерна представлены кварцем, то они почти не изменяются.

Известковистые песчаники хорошо растворяются. Благодаря первоначальной высокой пористости растворение может проникать на большие глубины. Выветривание калькаренитов (песчаников из зерен кальцита) более сходно с выветриванием известняка, чем с выветриванием кварцевого песчаника. Глинистый матрикс песчаников выветривается вследствие разрушения и вымывания глинистых минералов. Цементирующие оксиды железа обычно гидратируются, с образованием гидроксидов; часто в песчаниках наблюдается миграция железа, с появлением конкреций или других скоплений оксидов. Песчаники с кремнистым цементом выветриваются подобно кварцитам.

Большинство песчаников имеет высокую пористость, поэтому они влагоемкие, и в холодных районах большую роль играет морозное выветривание. Восприимчивость к физическому выветриванию песчаников обусловлена изменчивой влагоемкостью, зависящей от наличия трещин разрыва, слоистости и пористости.

При выветривании песчаники обычно разрушаются на блоки или песок, хотя в глинистых разностях отмечается отслаивание (шелушение). Неравномерное распределение цемента обуславливает дифференциальное выветривание с образованием ячеистых текстур, «жабьих камней» и «тафони». Однако неравномерно выветриваться могут и внешне однородные песчаники. При большом содержании глины или полевых шпатов песчаники переходят в граувакки или аркозы. Эти породы имеют много общего с обычными песчаниками; отличительные особенности граувакк и аркоз заключаются в их меньшей устойчивости к химическому выветриванию.

Глинистые сланцы, аргиллиты и мергели

Эти породы сложены глинистыми, слюдястыми, иногда другими минералами и часто характеризуются ориентированным положением частиц. В мергелях присутствует карбонат. Слоистость хорошо выражена.

Эти породы иногда интенсивно выветрели не только с поверхности, но и по трещинам, проникающим на значительные глубины. Таким образом, породы разрушаются на блоки со свежей центральной частью и выветрелыми породами вдоль стенок. Поверхностное выветривание и разрушение происходит почти так же, как это было описано в разделе, посвященном глинам, хотя для выветривания аргиллитов требуется больше времени. Для мергелей отмечается поверхностная декальцификация, проявленная вдоль трещин, с накоплением нерастворимого остатка на их поверхности.

Интенсивность выветривания зависит от условий залегания пород. Вода с трудом проникает в горизонтально залегающие глинистые сланцы и более легко — в крутопадающие слои по многочисленным плоскостям напластования.

В холодных районах большое значение имеет морозное выветривание. Здесь образуются крупные щелбнистые осыпи, почти незатронутые химическим выветриванием. В тропических районах эти породы выветриваются до больших глубин, причем граница выветривания пород имеет неправильную форму. При этом в результате полного разрушения глинистых минералов и миграции ионов могут образоваться латеритные профили и твердые корки (панцири).

Глины и глинистые сланцы размываются быстрее, чем многие другие породы, но не только потому, что они менее прочные и легче выветриваются, а потому, что водонепроницаемы и обуславливают большой поверхностный сток осадков. Поэтому продукты выветривания легко могут быть размыты. Интенсивность размыва зависит от места залегания выветрелых пород и поэтому на плоских участках они могут сохраняться в виде мощного мелкозема, тогда как на склонах глины и глинистые сланцы несомненно будут размыты быстрее, чем большинство других пород.

Известняк

Известняк, а также доломит характеризуется гораздо большей растворимостью, чем другие горные породы. За исключением крайних климатических зон, выветривание известняков заключается в основном в их растворении. Реальный процесс выветривания зависит от природы известняка. В одних известняках, имеющих массивное сложение и низкую пористость, растворение приурочено к трещинам и плоскостям отдельности. На таких известняках образуется настоящий «карстовый» рельеф. Известняки характеризуются высокой пористостью (например, мел и дюнные известняки). Воды просачиваются внутрь таких пород и их выветривание про-

текает равномерно, а трещины и плоскости отдельности почти или совсем не контролируют этот процесс. Вблизи поверхности или на поверхности мягких известняков могут образоваться прослои вторичного карбоната, образующие твердые горизонты, известные под названием калькрет (известковая корка), каличе и др.

Поведение известняков при выветривании настолько специфично, и оно так интенсивно изучалось, что в книге этому вопросу уделяется особенное внимание (см. гл. 3).

ИЗВЕРЖЕННЫЕ ПОРОДЫ

Гранит

Типичный гранит сложен кварцем, полевыми шпатами и слюдой. Это — крупнозернистая порода, трещиноватая, но без какой-либо слоистости. Гранит можно считать plutонической породой, образовавшейся при остывании гранитной магмы на глубине. Однако некоторые граниты через сланцеватые разности и гранито-гнейсы сменяются метаморфическими и осадочными породами. Такие граниты включают ксенолиты и даже фрагменты стратиграфически охарактеризованных пород, указывающие на их образование за счет слоистых пород в результате гранитизации.

И в том, и другом случае граниты формируются на значительных глубинах в земной коре при больших давлениях, так что при выходе на поверхность снятие давления обуславливает появление четко выраженных трещин разгрузки, которые особенно выразительны благодаря однородности гранитного тела. Некоторые граниты образуются вблизи поверхности. Выветривание таких гранитов, включая четвертичные граниты, описано К. Пайном и К. Оллиером [444].

При морозном выветривании граниты расщепляются на блоки, поэтому в холодных районах встречаются поля гранитных обломков — курумники.

При химическом выветривании граниты могут интенсивно изменяться. Кварц остается неизменным, тогда как полевые шпаты обычно переходят в каолинит, а слюды — в различные глинистые минералы. Нередко граниты распадаются на отдельные зерна; в настоящее время считается, что дезинтеграция обусловлена химическим растворением зерен, хотя часто они остаются довольно свежими. Корковая цементация гранитных валунов, очевидно, связана с подтоком вещества по капиллярам. Выветривание приурочено к трещинам, а отдельные блоки, ограниченные трещинами, характеризуются признаками сфероидального выветривания, при котором в центральной части блоков остаются ядра неизменного гранита. На дневной поверхности наблюдается отслаивание (шелушение) гранита, которое хотя и отличается в деталях от сфероидального выветривания на глубине, но также обусловлено химическими преобразованиями, ведущими к изменению объема. Мелкие признаки выветрелого гранита — это тафони — округлые пустоты с

узким входным отверстием. К. Бирот [44] считал, что интрузии, залегающие выше уровня грунтовых вод, обычно более устойчивы, по сравнению с интрузиями, залегающими ниже уровня вод, и полами гнейсов, из-за минералогических, текстурных и структурных различий. М. Торп [579] привел факты, подтверждающие это положение, однако К. Пайн и К. Оллиер [444] установили, что интрузии, залегающие выше уровня грунтовых вод, в действительности выветрели сильнее.

Часто граниты очень сильно выветрели и слагают различные остаточные образования. При особенно интенсивном выветривании возникают залежи каолина, состоящего из чистого каолинита и кварца.

Крупнозернистые интрузивные гранодиориты, выветриваются как и граниты медленно, поскольку они содержат кварц. Габбро — основная крупнозернистая изверженная бескварцевая порода — при выветривании сильнее химически перерождается, переходя в глинистые минералы, обычно монтмориллониты, и в меньшей степени — образованием более мелких ядер невыветрелых пород. Корковая цементация и процессы дезинтеграции не проявляются, и в результате выветривания образуется покров глинистого материала.

Базальт

Базальт — это мелкозернистая, темная эффузивная порода, обычно плотная, с хорошо выраженной отдельностью. Шлаковый базальт и вулканический пепел из-за исключительно высокой пористости выветриваются иначе, чем базальты.

Выветривание базальта начинается вдоль плоскостей трещин, что приводит к сферондальному выветриванию. Все минералы в конце концов превращаются в глинистые минералы и оксиды железа, причем основания выносятся в растворе, а так как первичная порода бескварцевая, то конечный продукт выветривания часто представляет собой бурую, богатую основаниями тяжелую глинистую почву. Высокое содержание глинистых минералов препятствует дренажу, и в результате создаются условия застойных вод: возникает восстановительная среда, и картина выветривания усложняется. В разных участках профиля в подходящих условиях из раствора осаждаются карбонаты. В глинистых продуктах иногда встречаются «плавающие» валуны базальта. Они имеют неправильную форму, но их поверхность не чешуйчатая, хотя они, по-видимому, образовались так же как каменные ядра гранита. Встречаются округлые каменные ядра и вполне возможно, что ядра правильной формы образуются при выветривании в условиях некоторого уплотнения пород, а ядра неправильной формы — вблизи дневной поверхности. В исключительных условиях выветривание базальтов несколько необычно. В Королевском парке в Мельбурне небольшие участки выветрелых базальтов характеризуются наличием чистой белой глины с образованиями магнезита по трещинам и мелких базальтовых ядер, иногда сохраняющихся в цент-

ральной части блоков, ограниченных трещинами. В австралийском штате Виктория базальты претерпели изменение до состояния бокситов [465].

Базальтовый пепел, как высокопористая порода, в общем выветривается достаточно быстро с образованием плодородных почв. На более высококремнеземистых вулканических пеплах образуются менее плодородные почвы. Мезозойские фуллеровые земли в южной части Англии представляют собой выветрелый вулканический пепел и сложены почти полностью чистым кальциевым монтмориллонитом [244]. Резкое увеличение содержания монтмориллонита в меловых отложениях Англии может быть связано с усилением вулканической деятельности (на некотором удалении от этого района).

Долерит

Химически и минералогически долерит близок к базальту и выветривается подобным же образом. Он характеризуется хорошо выраженной правильной трещиноватостью. В США долерит называют диабазом.

Риолит и обсидиан

Риолит и обсидиан — это кислые эффузивные породы, содержащие кварц, поэтому при их выветривании могут образоваться скопления песка. Эти породы более устойчивы к выветриванию, чем базальт, и на них формируются менее мощные и более бедные почвы.

Кислая лава, если она быстро остывает при излиянии, становится стекловатой черной породой (обсидиан), которая при выветривании гидратируется. Обсидианы были хорошо известны древнему человеку, так как представляли собой хороший материал для изготовления каменных топоров, наконечников для стрел и других орудий. Они имеют важное значение при археологических исследованиях [212].

Пемза

Пемза — это пористая, стекловатая эффузивная порода, образовавшаяся при интенсивном извержении кислых магм. Пемза выветривается медленно и с трудом, с образованием бедных песчаных почв.

Андезит

Андезит — это эффузивная порода, промежуточная между базальтом и риолитом, поэтому ей свойствен промежуточный характер выветривания.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Гнейс

Гнейс — это крупнозернистая полосчатая порода, сложенная кварцем, полевыми шпатами, амфиболами, пироксенами и другими минералами. По своим характеристикам он является промежуточной породой между гранитом и кристаллическим сланцем. Гнейс редко обладает хорошей трещиноватостью, однородностью и массивностью как гранит, у него обычно отсутствуют трещины разгрузки, по крайней мере, их здесь гораздо труднее обнаружить. Минералы собираются в отдельные линзы, причем полосы наиболее легко выветривающихся минералов резко влияют на общую прочность породы, что часто затрудняет изучение гнейса как строительного материала. Четкая предпочтительная ориентировка минералов обуславливает отслаивание пород.

Кристаллические сланцы

Кристаллические сланцы легко расщепляются по «сланцеватости», что играет большую роль в их выветривании. Они содержат некоторые весьма устойчивые минералы, хотя выветриваются сравнительно легко. Так, морозное выветривание может привести к быстрому разрушению кристаллических сланцев.

Мрамор

Мрамор — это метаморфизованный известняк, который выветривается в основном аналогично плотному известняку. Иногда он сложен в основном доломитом, а не кальцитом. Мраморизованные породы, представленные чередующимися полосами или скоплениями кальцита и доломита, нежелательны для практического применения, так как эти два минерала часто различаются по цвету, текстуре, способности к полировке и по устойчивости к выветриванию. Мрамор обладает низкой пористостью, не поглощает воду и морозоустойчив. Выветривание мрамора идет преимущественно за счет его растворения и зависит частично от структуры и состава породы, но в основном от атмосферных и климатических условий. Так, белый каррарский мрамор из Италии на протяжении столетий применяется в строительстве в районах умеренного средиземноморского климата, но при использовании на северо-востоке США уже через десять лет поверхность мрамора корродируется и покрывается ямками растворения.

Кварцит

Кварцит — это метаморфизованный песчаник. Он утратил высокую пористость песчаника и поэтому более устойчив к выветриванию. Кварцит почти химически инертен и разрушается в основном при воздействии физического выветривания.



Рис. 51. Выветривание конгломерата по контакту валунов и основной массы. Фото М. Шварцбаха

Амфиболиты

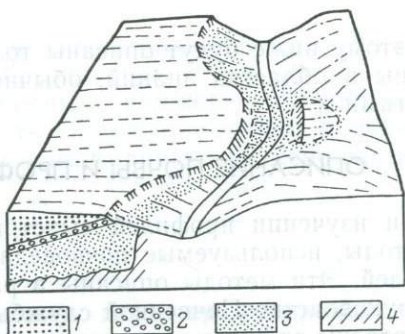
Амфиболиты — это специфические метаморфические породы, почти полностью сложенные роговой обманкой. Эти породы выветриваются подобно базальту, часто на большую глубину, с образованием глин богатых основаниями и железом. Спайность роговой обманки способствует более легкому проникновению воды и глубокому выветриванию.

ОСОБЕННОСТИ ВЫВЕТРИВАНИЯ КОМПЛЕКСА ПОРОД

Характер выветривания какой-либо породы зависит от соотношения ее с другими породами. Так, например, кепрок может предохранить подстилающую породу от увлажнения и связанного с этим выветривания, тогда как в иной ситуации нижележащая порода может изменяться под воздействием растворов, поступающих из перекрывающей породы. При этом на характер выветривания влияют как состав, так и структура пород (особенно пористость). Часто оказывается, что породы более выветрелы на контакте с другими породами, чем в основной массе. М. Шварцбах [510] описал выветрелые конгломераты, в которых вокруг каждой гальки на контакте с основной массой образовывались канавки (рис. 51). При выветривании четко проявляются литологические границы, что обычно учитывается при геологическом картировании.

Выветривание осадочных пород под базальтовым потоком описано Р. Шмидтом, Д. Куррейем и К. Оллиером [503]. Следовало ожидать, что базальтовый поток предохраняет подстилающие породы от выветривания и что соседние породы, не покрытые базальтом и выступающие на дневную поверхность, должны были

Рис. 52. Подбазальтовое выветривание у дамбы Тулларуп: 1 — базальт, 2 — подстилающие базальты отложения; 3 — выветрелые породы, 4 — коренные породы



выветрится быстрее. В действительности — картина обратная, так как породы под базальтами выветрели более интенсивно (рис. 52).

Подстилающие породы могут влиять на характер выветривания вышележащих пород, изменяя условия дренажа. Так, например, Т. Хутчесон и Х. Бейли [286] установили, что лёсс сильнее выветривался на тех участках, где он подстилался крупнозернистыми отложениями.

Влияние какой-либо породы на характер выветривания соседних пород иного строения и состава хорошо известно строителям и архитекторам. Те строительные камни, которые при совместном применении сильно разрушаются, называются «несовместимыми». В районе Джилонг в Австралии одним из наиболее долговечных камней является песчаник месторождения Баррабул-Хиллс, который, к сожалению, не очень красив. Случайное использование светлоокрашенного известняка с целью оживления унылого однообразия строительного песчаника привело к сильному выветриванию последнего на контакте с известняком. В этом случае главную роль играло сравнительно быстрое поглощение воды известняком. По разным причинам породы могут оказаться несовместимыми с медью, свинцом, резиной и другими строительными материалами. К. Соренсен [536] рассматривает выветривание построек и обращает внимание на строительные материалы и методы их изучения, а не на процессы выветривания.

Глава 8. МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ

При изучении процессов выветривания применяются методы, заимствованные из многих отраслей знаний, включая геологию, геоморфологию, почвоведение, минералогию, петрологию осадочных пород и химию. Конечно, в одной главе невозможно описать все методы и здесь будут раскрыты только основные направления с указанием дополнительной литературы. Автор надеется, что читатель уже знаком с методами полевой геологии и геоморфологии,

поэтому ниже будут описаны только те методы, которые разработаны в областях знаний, обычно не рассматриваемых геоморфологами.

ОПИСАНИЕ ПОЧВЫ И ПРОФИЛЯ ВЫВЕТРИВАНИЯ

При изучении профилей выветривания можно применить многие методы, используемые почвоведом при описании почвенных профилей. Эти методы описаны в различных книгах, особенно полно в руководстве Почвенной службы [534]. Здесь будут вкратце рассмотрены главные характеристики почв.

Определение горизонтов

Первая стадия в изучении профиля выветривания заключается в выделении в нем горизонтов. Эти горизонты обозначаются как A1, B3 и т. д. Фиксируются глубина и мощность каждого горизонта и описываются его границы. Границы горизонтов могут быть четкими и нечеткими и варьировать по простиранию. Четкость границ зависит от толщины переходной зоны, причем границы бывают: 1) резкими, если переходная зона имеет толщину менее 3 см; 2) ясными, толщина 3—6 см; 3) постепенными, толщина 6—12 см и 4) расплывчатыми, толщина более 15 см.

Морфология контакта горизонтов может быть: 1) плоскостной, ровной; 2) волнистой или ундулирующей, если имеются карманы с шириной, превышающей глубину; 3) неровной, если глубина карманов превышает их ширину, и 4) нарушенной, если уничтожены отдельные фрагменты горизонта.

После выделения горизонтов описывается материал каждого отдельного горизонта, при этом учитываются оценка величины pH, хрупкости, пластичности, наличие корней или конкреций. Однако чаще описываются цвет, структура и текстура.

Окраска

Окраска почвы (или другого материала) определяется сравнением цвета образца с цветами картотеки окраски почв Мунселла. Цветовая характеристика сведена к трем признакам.

Оттенок — это доминирующий цвет спектра, в основном красноватость или желтизна образцов. По картотеке Мунселла имеются разные оттенки со следующими характеристиками: десять красный (10R), два точка пять желтый красный (2.5YR) и т. д.

Интенсивность — это яркость или тусклость окраски, которая изменяется по вертикальной шкале карточек.

Основной цвет — изменяется по горизонтальным рядам карточек.

Цвет образца в соответствии с этими показателями описывается, например, так: 2.5YR 3/4 или 5R 6/6. Он варьирует в зависи-

мости от влажности образца; такой способ является простейшим для определения цвета влажного образца.

В. Хёрст [284] построил диаграмму, с помощью которой, как он считает, можно быстро определять содержание железа в тропических сапролитах и даже получать информацию о размере частиц и степени гидратации.

Структура

Под структурой почв подразумевается характер распределения частиц разного размера во фракции почвы менее 2 мм. Более крупный материал учитывается отдельно с помощью другого метода, заимствованного у седиментологов. Определяется (в лаборатории или в полевых условиях) содержание песка, алеврита и глины. Размеры этих фракций по международной классификации следующие (в мм):

Песок:	
крупный	2,0—0,2
мелкий	0,2—0,02
Алеврит	0,02—0,002
Глина	Менее 0,002

Преимущество международной шкалы заключается в сохранении цифры 2 в пограничных размерах, однако имеется другая шкала (американской классификации), удобство которой заключается в том, что алевритовые и другие фракции можно определить путем растирания почвы между пальцами. Размеры фракций по этой шкале следующие (в мм):

Песок:	
очень крупный	2—1
крупный	1—0,5
средний	0,5—0,25
мелкий	0,25—0,1
тонкий	0,1—0,05
Алеврит	0,05—0,002
Глина	Менее 0,002

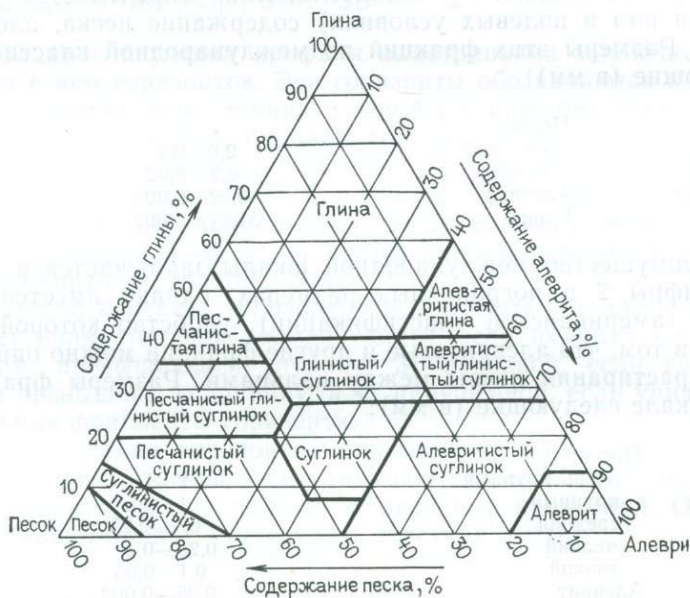
Без учета подразделений в песчаной фракции количества песка, алеврита и глины, нанесенные на треугольную диаграмму (рис. 53), подобную диаграмме на рис. 54, отражают характер распределения частиц в образце.

Смесь примерно равных частей песка, алеврита и глины называется суглинком. Он занимает центральную часть треугольной диаграммы, его окружают другие породы (см. рис. 53). Подразделения на американской диаграмме (см. рис. 54) сделаны на основании этих же принципов. Опытные почвоведы редко выделяют более одного класса почв на основании американской схемы. Эта система полезна при полевых исследованиях и имеет большое преимущество по сравнению с точными методами изучения зернистости пород, описанными ниже.



← Рис. 53. Положение структурных классов почв на треугольной диаграмме

Рис. 54. Содержания глины (фракция менее 0,002 мм), алеврита (0,002—0,05 мм) и песка (0,05—2,0 мм) в основных структурных классах почв



Текстура

Почвы и выветрелые породы разрушаются на агрегаты определенного размера и определенной формы, которые называются структурными единицами почв (комочками). Основные типы комочков — это пластинчатые, призматические, столбчатые (подобные призматическим, но с закругленной вершиной), остроугольные, полукруглые и округлые зерна и крошка (рис. 55). Необходимо также указать примерный размер комочков. Если почва состоит из крупных комочков, которые разламываются на более мелкие комочки, то следует описать и те, и другие. Термин «бесструктурная почва» применяется для почвы, не имеющей видимых агрегатов. Такая почва может быть охарактеризована как массивная, если

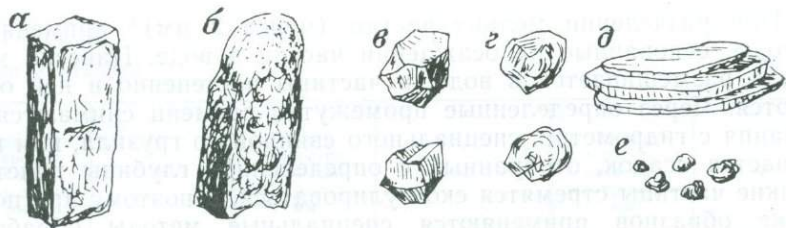


Рис. 55. Текстуры почв:

а — призматическая, *б* — столбчатая, *в* — блочная остроугольная (ребра острые или игловатые), *г* — блочная полуугловатая (ребра сглажены), *д* — пластинчатая, *е* — комковатая

она имеет связность, или как почва с однозернистой структурой, если связность отсутствует.

В профилях выветривания важно отметить реликты текстур первичных пород, если они наблюдаются, но термин «текстура» будет иметь при этом совершенно иной смысл.

МЕХАНИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

При исследованиях выветривания необходимо знать гранулометрический состав образцов — не только почв, но и дресвы, осыпей, наносов или другого выветрелого материала. С помощью механического анализа определяется гранулометрический состав отложений. Даже при рядовом описании отдельной породы полезно изучить ее гранулометрический состав, но в некоторых случаях необходимо выполнить серию таких определений, чтобы выяснить: приводило ли выветривание к увеличению содержания алеврита или превращению в глинистые минералы.

При механическом анализе выполняются три операции. Во-первых, получают данные по гранулометрическому составу — существует ряд методов такого определения. Во-вторых, полученные данные представляют в виде различных традиционных графиков и диаграмм. В-третьих, выявляют многочисленные параметры (статистически вычисленные параметры по данным гранулометрических определений), которые используются в качестве подручных средств при описании и сравнении осадков.

Методы механического анализа

При изучении крупнозернистого материала проба просеивается через набор сит определенного размера и остаток на каждом сите взвешивается. Массовые количества затем могут быть выражены в виде процентов от общей массы породы. Чистый и сухой материал можно просеивать «всухую», но при наличии мелких частиц просеивание следует вести с промывкой водой, при которой мелкие частицы промываются через сита, а затем высушиваются и взвешиваются.

При разделении мелких частиц (менее 2 мм)* применяются методы, основанные на осаждении частиц в воде. Навеска материала размешивается в воде, и частицы постепенно в ней осаждаются. Через определенные промежутки времени снимаются показания с гидрометра, специального свинцового грузила, или взвешивается осадок, отобранный с определенной глубины пипеткой. Тонкие частицы стремятся скоагулировать, и поэтому при подготовке образцов применяются специальные методы обработки. В некоторых случаях требуются и дополнительные методы предварительной обработки образцов, например, удаление органического вещества.

Методы механического анализа условные и не могут претендовать на высокую точность. Зерна не всегда изометричные, а игольчатые и доскоподобные зерна будут проходить через сито только в одном положении. Эти зерна могут быть очень длинными, поэтому они окажутся в чуждой фракции. При встряхивании сита только часть зерен будет проходить через него. При использовании метода седиментации пересчеты основываются на сферической форме частиц одинаковой плотности. Однако частицы не всегда сферические и одинаковы по плотности, так что и этот метод является приближенным. Все это заставляет применять какой-либо один традиционный метод, поскольку тогда можно сравнивать результаты многих анализов, выполненных с помощью одного и того же метода.

Иногда можно определить гранулометрический состав путем подсчета зерен в прозрачных шлифах или полированных штуфах. На основании этих подсчетов с помощью статистических методов можно получить гранулометрический состав образца.

Гранулометрический состав

В большинстве исследовательских работ размеры зерен осадка определяются по геометрической шкале в миллиметрах, так как отверстия сит имеют размеры в 2, 1, 0,5 мм и т. д. Такая шкала обычно применяется в седиментологии, и она известна как шкала Уэнтурта. Цифры этой шкалы часто переводятся в цифры шкалы Ф (табл. 11), в результате чего размеры частиц сводятся к целым числам, что облегчает дальнейшую работу.

Для иллюстрации гранулометрического состава часто применяются различные диаграммы. Используются простые и столбчатые гистограммы, кривые частоты встречаемости и, особенно, кумулятивные кривые частоты встречаемости (кривые нарастающих содержаний). На рис. 56 показано, как одни и те же данные можно представить различными способами. По кривым частоты встречаемости можно более четко выявить распределение частиц, как ве-

* Видимо, опечатка; следует читать 0,02 мм.—Прим. перев.

Таблица 11

Шкала Уэнтурта

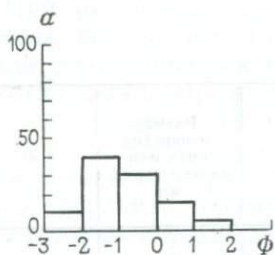
Размер отверстия сита или размер зерна, мм	Φ	Размер отверстия сита или размер зерна, мм	Φ	Размер отверстия сита или размер зерна, мм	Φ
4,0	—2,0	0,7	0,5	0,177	2,5
2,83	—1,5	0,5	1,0	0,125	3,0
2,0	—1,0	0,35	1,5	0,088	3,5
1,41	—0,5	0,25	2,0	0,062	4,0
1,0	0,0				

личину асимметрии частоты распределения, и эксцесс. Куммулятивные кривые частоты распределения (кривые нарастающих содержаний) особенно удобны потому, что с их помощью процентные содержания фракций могут быть получены в каждой точке кривых.

Хорошо сортированный осадок характеризуется нормальным распределением, что отражает симметричная кривая распределения, подобная приведенной ниже (см. рис. 62). При использовании специальных графиков, построенных на так называемой вероятностной бумаге, кривые нормального распределения имеют форму прямой линии (рис. 57). Поэтому легко можно обнаружить отклонения от прямой линии.

Способ нанесения данных механического анализа на вероятностную бумагу имеет некоторые недостатки: 1 % в области вероятности 95 % в четыре раза превышает 1 % в области вероятности 50 %, такие же соотношения выдерживаются для низких значений вероятности. Следовательно, эти преувеличения искажают картину в обе стороны от 50 % вероятности, и поэтому отклонения на обоих концах кривой от прямой линии будут преувеличены. Поскольку наименее точные определения размера частиц связаны с крайними фракциями, то нанесение данных на вероятностную бумагу приведет к увеличению этих неточностей и подчеркнет наименее важные аспекты распределения частиц.

Иногда принято считать, что некоторые материалы отвечают не закону нормального распределения, а распределению, основанному на «законе дробления». Говорят, что такому распределению подчиняется механически раздробленная порода (например, молотый уголь), а также пирокластический (вулканический пепел и шлак) и выветрелый материал. Были построены графики, на которых кривые распределения подобных материалов принимают форму прямых линий. Такие графики носят название бумаги распределения Розина—Раммлера (рис. 58). Если подобного рода распределения частиц действительно типичны для выветрелых по-



← Рис. 56. Гранулометрический состав выветрелого гранита, представленный в виде гистограммы (а), кривой частоты распределения (б) и кривой нарастающих содержаний (в)

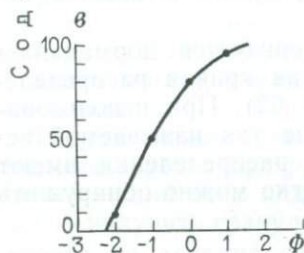
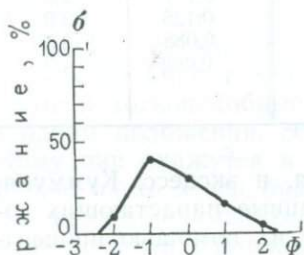
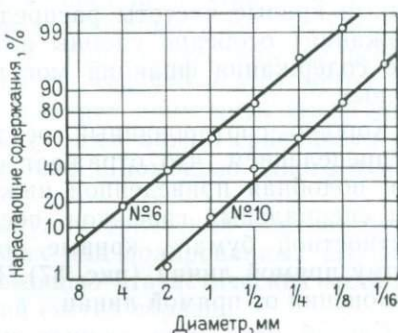


Рис. 57. Гранулометрические составы двух обломочных осадков, представленные на вероятностной бумаге. По Ф. Петтиджону [453]



род, то этот графический метод может оказаться очень полезным в исследовании выветривания. Однако Р. Айрани и Ф. Клейтон [292] приводят следующие возражения:

«Уравнение Розина—Рамлера является чисто эмпирическим и основывается только на совпадении кривых, а как было установлено, это уравнение применимо только к порошкообразному каменному углю с небольшими пределами колебания размера частиц. Поэтому модифицированное уравнение нормального логарифмического распределения может быть представлено только как совпадение. Кроме того, распределение Розина—Рамлера нельзя применить для получения различных статистических параметров распределения частиц, например, средневзвешенного размера частиц».

На рис. 59 приведен пример частоты распределения размера на графике Розина—Рамлера, и для сравнения те же данные изображены на вероятностной бумаге. На графике Розина—Рамлера гипотеза линейности отбрасывается при 95 % уровне доверительности, однако совпадение качественно гораздо лучше, чем на нормально-вероятностной бумаге.

Если распределение частиц можно выразить количественно в отношении трех компонентов, то состав осадка можно представить в виде точки на треугольной диаграмме: такие диаграммы удобно

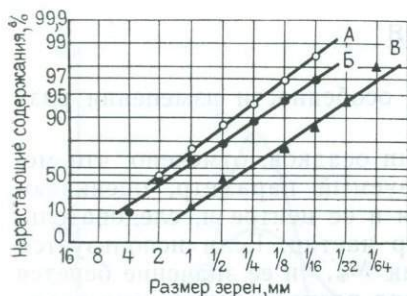


Рис. 58. Гранулометрические составы, представленные на графике Розина—Раммлера [453]:
 А — искусственно размолотый кварц; Б — дезинтегрированная изверженная порода; В — мелкозем выветрелого гнейса

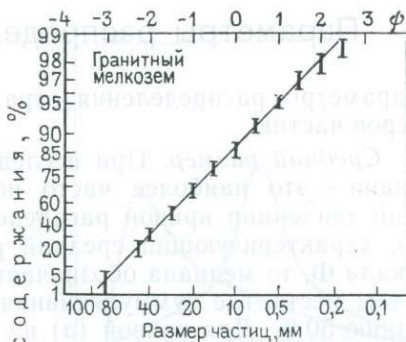
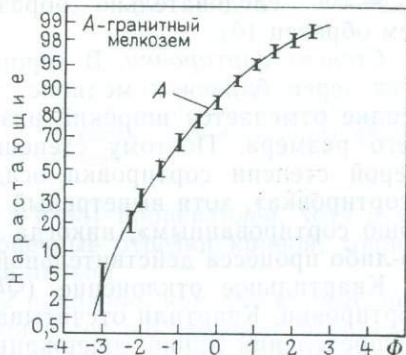


Рис. 59. Гранулометрический состав гранитного мелкозема, представленный на графике Розина—Раммлера (вверху) и на нормально-вероятностной бумаге (внизу). По Л. Киттлману [328]



строить для почв, где процентные содержания песка, алеврита и глины можно фиксировать одной точкой (см. рис. 54).

Реже используются диаграммы с другими компонентами, например, гравий, песок и глина или с любыми другими тремя компонентами, выбранными с конкретной целью. Например, на рис. 60 видно, что исследованный профиль обязан своим происхождением не только процессам выветривания.

Рис. 60. Данные механического анализа образцов из профиля выветривания на тилле, штат Иллинойс (США). По К. Гравено [232].

Начиная с глубины 15 см образцы были отобраны вниз по профилю через каждые 30 см и соответственно пронумерованы. Нижняя часть профиля представлена выветрелым тилем, а верхняя часть (образцы 1—4), по-видимому, — накоплениями лёсса



Параметры распределения

Параметры распределения отражают особенности изменения размеров частиц.

Средний размер. При исследовании осадков, отмечено, что медиана — это наиболее часто используемый параметр, оценивающий тенденции кривой распределения в ее центре и, следовательно, характеризующий средний размер частиц. Если используется шкала Φ , то медиана обозначается как M_{Φ} , и ее значение берется в том месте, где куммулятивная кривая распределения пересекает линию 50%. Для кривой (а) на рис. 61 $M_{\Phi} = -1$, а для кривой (б) $M_{\Phi} = 2,0$, следовательно образец (а) — более крупнозернистый, чем образец (б).

Степень сортировки. В хорошо сортированном осадке размеры всех зерен близки к медиане, тогда как в плохо сортированном осадке отмечается широкий разброс размеров частиц около среднего размера. Поэтому степень выполаживания кривой служит мерой степени сортировки осадка (обычно применяется термин «сортировка», хотя выветрелый продукт, который может быть «хорошо сортированным», никогда не подвергался воздействию какого-либо процесса действительной сортировки).

Квартильное отклонение (QD_{Φ}) — это один из параметров сортировки. Квартили отсчитываются в местах пересечения кривой распределения линий содержаний 25 и 75%, и эти точки обозначаются как $Q1$ и $Q3$. Квартильное отклонение рассчитывается по формуле $QD_{\Phi} = (Q3 - Q1)/2$. Коэффициент сортировки, по Траску, So рассчитывается по формуле $So = Q1/Q3$.

Коэффициент 2,5 характеризует хорошо сортированный осадок, 3,0 — нормально сортированный осадок, 4,5 — плохо сортированный осадок.

Считают, что коэффициент сортировки по Траску недостаточно показателен, и были предложены более сложные расчеты коэффициентов. Некоторые авторы используют размеры 16 перцентилля (т. е. размер соответствующий содержанию фракций 16% по на-

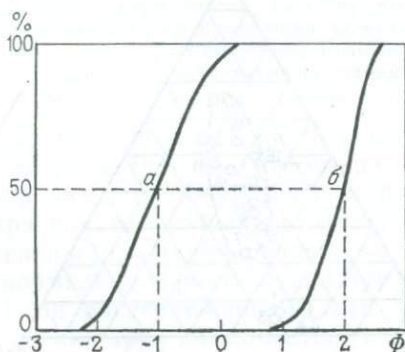


Рис. 61. Кривые нарастающих содержаний с разной величиной медианы

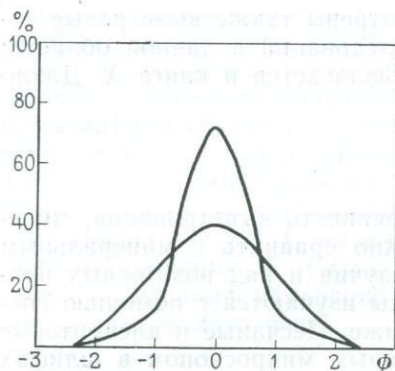


Рис. 62. Кривые частот распределения с разной величиной эксцесса

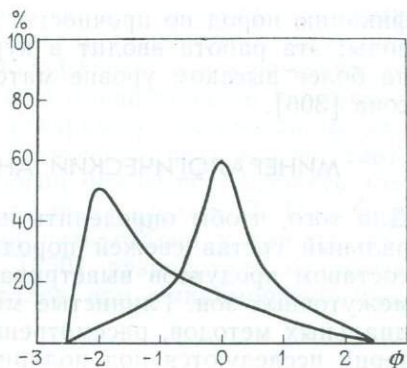


Рис. 63. Кривые частот распределения с нормальным (симметричным) и косым (асимметричным) распределением

растающей кривой), 84 (и даже 5 и 95) перцентилей, хотя в этом случае расчеты опираются на конечные отрезки кривой, точность построения которых обычно более низкая.

Другие параметры. На рис. 62 показано, как две кривые могут иметь одну и ту же медиану, один и тот же характер распределения, но будут отличаться остротой пика. Степень остроты пика кривой называется эксцессом, который может быть получен по различным формулам.

На рис. 63 приведены две кривые с одним и тем же распределением размеров, но с разными медианами. Симметричная кривая указывает на нормальное распределение, а другая — на асимметричное или косое. Имеются формулы для расчета асимметрии кривой распределения.

Эти и другие параметры можно применять при исследованиях, однако, хотя ряд параметров добросовестно рассчитывается во многих работах, очень редко какие-либо параметры оказывались действительно полезными; поэтому нет нужды при исследовании пород выветривания прибегать к сложным расчетам.

Описание главных параметров кривых распределения дано К. Кингом [324].

МЕХАНИКА ГОРНЫХ ПОРОД И ПОЧВ

Знание механических свойств свежего и выветрелого материалов, очевидно, имеет большое значение для понимания роли выветривания в формировании ландшафта. Методы исследования слишком многочисленны и сложны, чтобы их можно было рассмотреть в этой книге. Начальные сведения имеются в работах В. Воллея [633], Дж. Коста и В. Бейкера [132]. М. Селби [512] приводит класси-

фикацию пород по прочности. Рассмотрены также выветрелые породы; эта работа вводит в курс исследований в данной области; на более высоком уровне материал излагается в книге А. Джонсона [306].

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

Для того, чтобы определить направленность выветривания, минеральный состав свежей породы можно сравнить с минеральным составом продуктов выветривания, изучив и ряд возможных промежуточных зон. Глинистые минералы изучаются с помощью специальных методов, рассмотренных ниже. Песчаные и алевритовые зерна исследуются под поляризационным микроскопом в шлифах или препаратах с цементированными зернами. В ряде случаев полезно применять и другие методы.

Изучение шлифов

Существуют несколько обычных методов изготовления шлифов из горных пород (с толщиной 30 мкм). Шлифы цементируются канадским бальзамом или другим веществом с тем же самым показателем преломления (1,54). Затем они просматриваются под петрографическим микроскопом, и минералы, слагающие породы, определяются по их форме, цвету, спайности и различным оптическим свойствам, описанным в руководствах по оптической минералогии.

Из выветрелых пород, осадков и почв шлифы приготовить значительно труднее, чем из твердых пород, однако для этого существует много путей [70]. Образец рыхлой породы сначала пропитывается смолой, пластиком или другим веществом для придания ему прочности; затем вырезается или сошлифовывается шлиф так, чтобы предотвратить побочные изменения (например, избирательное смывание глинистых частиц). Следует особо избегать появления вторичных изменений в шлифе, которые возникают при его изготовлении, а не присущи природному материалу. Минералы изучаются так же, как и в шлифах твердых пород, хотя для исследования почв и выветрелых пород требуется больше опыта. Глинистые минералы очень трудно определить под микроскопом, однако имеется множество способов для изучения и описания строения глин (форма и распределение фрагментов глины, строение порового пространства, характер распределения оксидов железа и другие особенности, которые частично обусловлены природой, интенсивностью и направленностью выветривания). Таким исследованиям посвящена специальная отрасль науки — микропочвоведение. В книге Р. Бревера [70] приводится полное описание методов исследования.

Изучение в шлифах имеет ряд преимуществ над изучением зерен при исследовании процессов выветривания. В шлифах можно видеть как изменяются зерна — равномерно, по трещинам спай-

ности или только с поверхности. Наблюдаются новообразованные минералы (аутигенные минералы) и детали строения — конкреции, характер выполнения пор, объемные эффекты, сопровождающие процессы изменения минералов. Иногда смена окраски указывает на начальные стадии выветривания (например, обесцвеченные каемки биотитовых кристаллов или помутнение полевых шпатов). Данные микрочвоведения и петрологии можно использовать для оценки степени выветривания, как это было сделано Т. Ирфаном и В. Дирманом [293], выделившими пять стадий и три подстадии выветривания. Г. Ступс и др. [550] разработали основные правила описания изменения минералов при микроморфологических исследованиях почв.

Изучение минеральных зерен

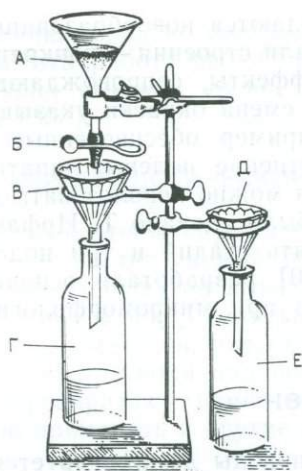
Для анализа зерен минералов образец породы дезагрегируется и из него выделяются различные фракции (обычно эти фракции берутся после проведения механического анализа). Зерна алеврита, мелкого и крупного песка изучаются под петрографическим микроскопом. Глинистые частицы нельзя определить таким способом, а более крупные зерна лучше исследовать под бинокляром.

Главная задача этого изучения заключается в определении минералов, а также формы, строения поверхности и других особенностей отдельных зерен. На основании определения наличия или отсутствия зерен в серии образцов из профиля выветривания можно установить последовательность изменения минералов при выветривании, как это было сделано, например, для профиля Бувекула (см. с. 96). При исследовании почв минералогические определения помогут выяснить природу какого-либо горизонта, а именно: образовался ли он действительно в результате выветривания и почвообразования или просто представляет собой накопление иного материала при участии другого геологического процесса, как, например, в профиле Баткомб (см. с. 214).

Можно обнаружить развитие вторичных минералов или применить более тонкие методы, например, определение цирконового индекса для оценки степени выветривания минералов.

Зерна обычно изучаются в жидкости с известным показателем преломления. Для обычных определений применяется гвоздичное масло с показателем преломления 1,54 (тот же, что и у канадского бальзама). Промышленностью выпускаются специальные наборы иммерсионных жидкостей. Подбирая соответствующие жидкости можно определить показатели преломления минерала, что оказывает большую помощь при его определении. Однако многие минералы определяют по окраске и форме частиц, поэтому можно, не обладая глубокими знаниями методов оптической минералогии, на основе простых исследований выявить многие характерные особенности выветривания.

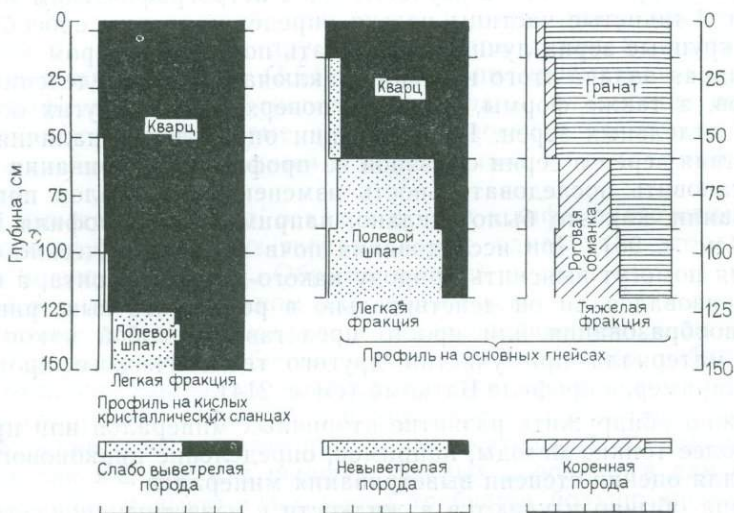
Пески сложены в основном зернами кварца. Кварц настолько количественно подавляет другие минералы, что трудно оценить



← Рис. 64. Простая установка для выделения минералов тяжелой фракции. По Х. Милнеру [389].

А — воронка с бромформом и навеской образца, из которого осаждаются только тяжелые минералы; Б — зажим на резиновом патрубке; В — фильтр для сбора тяжелых минералов; Г — колба для слива бромформа; Д — фильтр; Е — колба для слива бензола или другого растворителя

↓ Рис. 65. Распределение минералов в мелкопесчаной фракции двух тропических почв. И. Стефену [542]



количество зерен других минералов, если их подсчитывать в целой пробе. К счастью, большинство менее распространенных минералов, известных как аксессуарные минералы, имеет большую плотность, чем кварц, и поэтому обычно выделяют фракцию «тяжелых минералов», которую изучают отдельно. Существует ряд методов выделения «тяжелой фракции», но можно пользоваться очень простой установкой, изображенной на рис. 64. В воронку заливается бромформ (плотность около 2,8). Затем в бромформ насыпаются и размешиваются зерна песка; тяжелая фракция оседает на дно воронки. Осевшие зерна выпускаются из воронки и

собираются на фильтре, затем промываются спиртом или другим подходящим растворителем и высушиваются. Минералы легкой фракции также можно выделить для изучения. Более детальное описание методов выделения тяжелых фракций имеется в руководствах по петрологии осадочных пород, например, в книгах Х. Милнера [389] и Ф. Петтиджона [452]. В книге Х. Милнера детально рассмотрены вопросы определения минералов в зернах.

Распределение минералов по профилю часто лучше всего изображать на диаграммах (рис. 65).

Глинистые минералы

Самые распространенные методы изучения глинистых минералов — это рентгеновский и дифференциальный термический (ДТА) анализы.

С помощью метода рентгеновской дифракции определяются межплоскостные расстояния кристаллической решетки минералов, которые очень точно характеризуют многие минералы. В лаборатории обычно получают дифрактограмму — кривую с пиками различной интенсивности (рис. 66). По пикам на кривой определяют наличие этих минералов. С помощью дифференциального термического анализа определяют экзотермические и эндотермические пики (реакции), характеризующие различные минералы. На рис. 67 приведены типичные кривые некоторых минералов, а на рис. 68 — кривые ДТА некоторых почв.

Изучение глинистых минералов в выветрелых породах в основном заключается в диагностике этих минералов, хотя более детальные исследования позволяют выявить их генезис или изменения. Точное количество каждого конкретного глинистого минерала определить трудно, поэтому обычно ограничиваются полуколичественными определениями. Содержания различных глинистых минералов приводятся в табл. 12 и на рис. 69.

При изучении глинистых минералов применяется ряд других методов, но они еще не вошли так широко в практику исследований, как перечисленные два метода. Большие достоинства имеют методы инфракрасной спектроскопии, рентгеноспектральный, электронномикроскопический и др. Обзор этих методов и их применение приведены в книге Дж. Зуссмана [661].

СПОСОБЫ ОПИСАНИЯ ХИМИЧЕСКОГО ВЫВЕТРИВАНИЯ

Описание методов химического анализа выходит за пределы этой книги, однако способы представления данных химических анализов очень важно знать и понимать, чтобы извлечь из них как можно больше пользы.

В общем, химическое исследование выветрелых пород заключается в выполнении полных анализов образцов, отобранных с разных глубин по профилю выветривания, и сравнении анализов

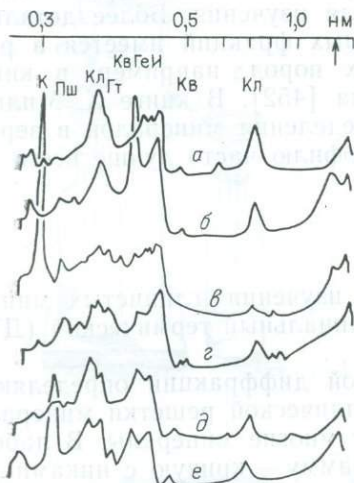


Рис. 66. Дифрактограммы образцов выветрившихся пород с Гавайских островов. По Р. Рухе [490]:

К — кальцит, П — полевой шпат, Кл — каолинит, Гт — гематит, Кв — кварц, Ге — гетит, И — 110 глинистых минералов, Гб — гиббсит; номера образцов и глубина отбора в сантиметрах: а — № 19, 0—30; б — № 19, 45—60; в — Эва коралл, 45—65; г — Эва коралл, 70—100; д — гравий Калои, 13—25; е — гравий Калои, 30—33

свежих и выветрелых в разной степени пород. Так как выветривание заключается в основном в дифференциальной потере элементов, то отношение содержаний различных элементов в свежей и выветрелой породах будет отражать тип и интенсивность выветривания.

Цифры химических анализов обычно приводятся в массовом содержании (в процентах) оксидов различных элементов. Для

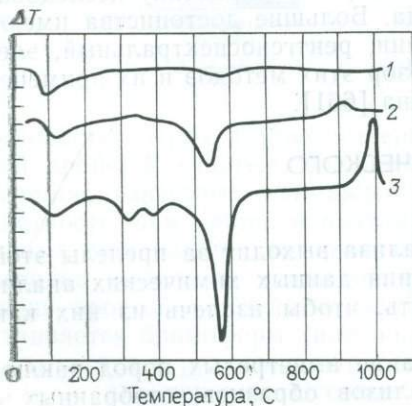


Рис. 68. Типичные кривые нагревания некоторых почвенных глин из: Швеции (1), Шотландии (2) и Западной Африки (3). По К. Ричу и Г. Кунцу [479].

Глинистая фракция тропических почв характеризуется более четкими термическими эффектами, чем арктических почв.

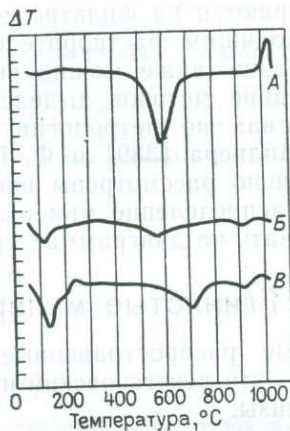


Рис. 67. Дифференциальные кривые нагревания некоторых глинистых минералов:

А — каолинит, Б — иллит, В — монтмориллонит

Таблица 12

Изменение содержаний глинистых минералов (%) по профилям почв Чилтерна. По данным Б. Эвери и др. [16]

Профиль	Глубина, см	М	В	С	К	Х
Баткомб, алевроит- стый суглинок	2—5	—	50	20	30	Сл.
	5—20	—	60	10	30	Сл.
	20—40	—	60	10	30	Сл.
	40—75	—	50	20	30	—
	90—150	—	30	30	40	—
Уинчестер, суглинок	200—230	—	10	30	40	—
	0—6	Сл.	70	Сл.	30	—
	6—18	Сл.	70	Сл.	30	—
	18—30	60	Сл.	10	30	—
	30—65	60	—	20	20	—
	65—95	60	—	10	30	—
Чарити, алевроит- стый суглинок	95—110	60	—	20	20	—
	0—8	—	50	30	20	Сл.
	8—30	—	60	20	20	Сл.
	30—45	—	70	10	20	—
	45—70	—	30	50	20	—
Нерастворимый остаток мела	70—85	20	10	50	20	—
	85—100	40	—	4	2	—
	—	80	—	30	—	—
Слой Ридинг	—	40	Сл.	40	20	—

Примечание: М — монтмориллонит, В — вермикулит, С — слюда, К — каолинит, Х — хлорит.

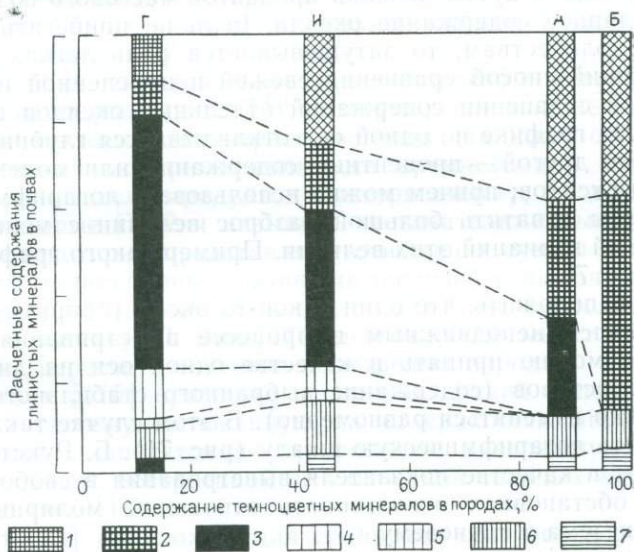


Рис. 69. Изменение состава глинистой фракции почв в зависимости от состава материнских пород. По И. Стефену [541].

Г — гранит, И — порода типа «Айви-скар», А — аппинит, Б — биотитит. Минералы: 1 — хлорит, 2 — вермикулит, 3 — иллит (диоктаэдрический), 4 — каолинит, 5 — кварц. Свободные полупоротные оксиды: 6 — Fe_2O_3 , 7 — Al_2O_3

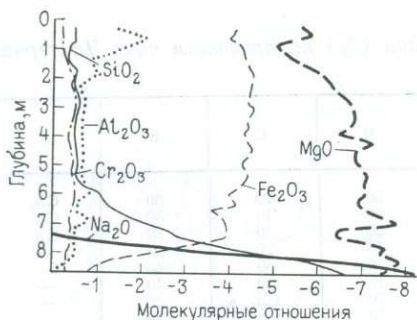
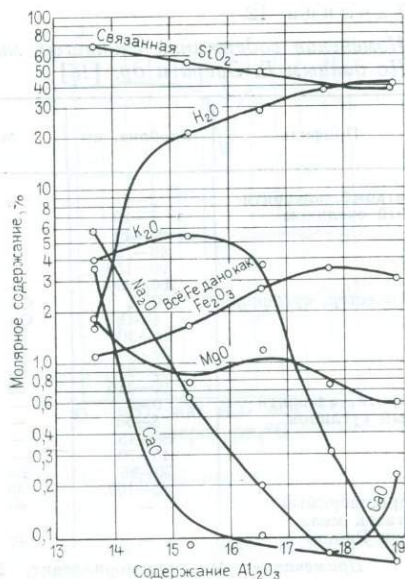


Рис. 70. Изменение состава железных руд в зависимости от глубины, Куба. По П. Ричу [474]

Рис. 71. Колебания химического состава образцов в зависимости от молярного содержания глинозема. По П. Ричу [475]. Состав свежего гранито-гнейса представлен крайними левыми кружками



сравнения иногда лучше применять молекулярные количества, которые получаются путем деления процентов массового содержания на молекулярное содержание оксида. Если не прибегать к молекулярным количествам, то затушевывается роль легких оксидов.

Простейший способ сравнения свежей и измененной пород заключается в сравнении содержаний отдельных оксидов в разных образцах. На графике по одной оси откладывается глубина отбора образцов, по другой — процентные содержания или молекулярные количества оксидов; причем можно использовать логарифмическую шкалу, чтобы охватить большой разброс величин с меньшей потерей деталей вариаций этих величин. Пример такого графика приведен на рис. 70.

Если предположить, что один какой-то оксид (например, глинозем) оставался неподвижным в процессе выветривания, то его содержание можно принять в качестве одной оси на диаграмме изменения составов (содержание выбранного стабильного компонента должно изменяться равномерно). В этом случае также удобно применять логарифмическую шкалу (рис. 71). Б. Рукстон [493] рекомендует в качестве показателя выветривания в свободно дренируемых обстановках использовать отношение молярных количеств кремнезема к глинозему.

Некоторая модификация описанного способа позволяет построить диаграмму, на которой будут четче выражены тенденции выветривания. Если принять какой-либо компонент как неподвижный, то можно рассчитать потери других компонентов из выветрелой породы. Вычисленные таким способом потери (или прирост)

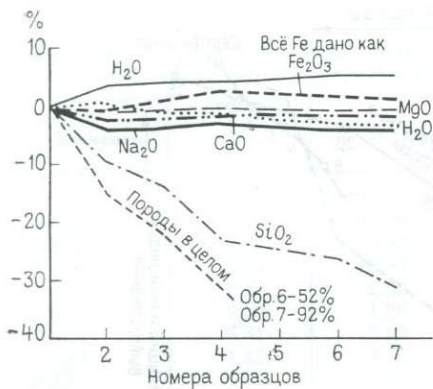


Рис. 72. Изменение состава породы во время выветривания при предположении сохранения всего Al_2O_3 . Профиль выветривания гнейса Мортон. По П. Ричу [474]

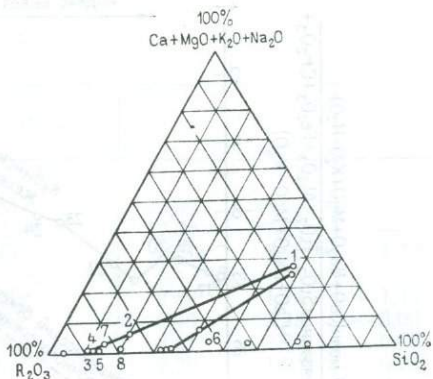


Рис. 73. Изменение химического состава пород при выветривании долерита во влажных тропиках. По П. Ричу [474]

наносятся на диаграмму против глубины, как это показано на рис. 72.

Особенности процесса выветривания можно схематически отразить на треугольной диаграмме составов образцов. Для этого химический состав каждого образца пересчитывается на три компонента, например, кремнезем, полуторные оксиды и щелочи плюс щелочные земли (рис. 73).

П. Рич предложил довольно сложный способ описания степени выветрелости пород (рис. 74), который, однако, не настолько труден, как это кажется с первого взгляда. На одной оси графика даны отношения молярных количеств кремнезема и полуторных оксидов («показатель продуктов выветривания»), на другой — отношения, которые П. Рич называет «показателями выветриваемости пород» и которые представляют отношения суммы процентных содержаний молекулярных количеств щелочей и щелочных земель к сумме содержаний всех компонентов (за вычетом воды в числителе и знаменателе). П. Рич [474] детально описывает этот и другие способы пересчета составов выветрелых пород.

В. Чесворт [115] применил концепцию фаций и постулировал остаточную систему, основанную на содержаниях SiO_2 , Al_2O_3 и Fe_2O_3 , которые наносятся на треугольную диаграмму, подобную диаграмме Дюри, построенной для описания твердых корок (панцирей) (см. рис. 11.1).

Т. Барт [28] предложил для сравнения составов пород и продуктов их выветривания (или их метаморфических эквивалентов) использовать «стандартную кислородную ячейку породы». Стандартная кислородная ячейка — это объем породы, содержащий 160 ионов кислорода. Сумма катионов (кремния и металлов) в этом единичном объеме для всех обычных пород составляет при-

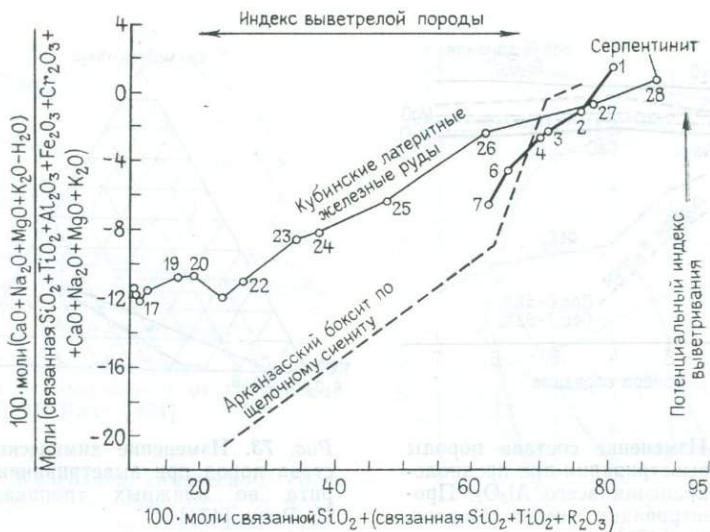


Рис. 74. Представление выветрелых пород с помощью индексов Рича, показывающих постепенное выветривание сиенита, гранито-гнейса и серпентинита

мерно 100. Этот способ пересчета особенно удобен при изучении выветривания пород с сохранением постоянного объема, поскольку ни один элемент при этом не рассматривается как неподвижный.

Рассмотрим пример выветривания диабаз (долерита) в Медфорде. В табл. 13 приведены анализы и пересчеты анализов свежего и выветрелого диабаз, по В. Келлеру [316]. Содержание CaO в свежей породе составляет 6,31 %, а в выветрелой — 3,52 %. Пересчеты показывают, что в стандартной ячейке свежей породы должно содержаться 6,48 ионов Ca, а в аналогичной ячейке выветрелой породы — 3,48, так что при выветривании выносятся 3,00 иона Ca. Пересчеты для всех элементов показывают вынос и привнос в ходе выветривания.

Выветривание диабаз можно описать следующей формулой выветривания.

Свежий диабаз + 7,53H + 1,32Fe → выветрелый диабаз + 1,57Si + 0,69Na + 0,29K + 3,0Ca + 1,15Mg + 0,2P. Т. Барт приводит пример изменения породы (без изменения объема) под воздействием сульфата. Прирост и потеря элементов могут быть приведены в табличной форме (табл. 14) или в графической (рис. 75).

На рис. 75, А показано, как раньше исследователи интерпретировали изменения свежей породы, произвольно выбирая SiO_2 в качестве постоянного компонента, а на рис. 75, Б приведены те же данные, пересчитанные на стандартную кислородную ячейку с учетом сохранения объема, что, по-видимому, ближе соответствует реальному профилю. Скорее всего, кислые горячие воды способствуют удалению ионов всех металлов и одновременному привносу

Таблица 13

Химические анализы диабаза из Медфорда, перечисленные по методу Келлера [316]

Элементы	а	б	Ионы	в	г	д
SiO ₂	51,44	51,38	Si	49,59	49,02	-1,57
Al ₂ O ₃	15,67	15,92	Al	17,82	17,39	—
Fe ₂ O ₃	2,25	10,92	Fe	8,33	9,65	1,32
FeO	8,37	2,60		—	—	—
MgO	2,09	1,26	Mg	2,89	1,74	-1,15
CaO	6,31	3,52	Ca	6,48	3,48	-3,00
Na ₂ O	4,42	4,16	Na	8,21	7,52	-0,69
K ₂ O	1,91	1,57	K	2,20	1,91	-0,29
H ₂ O	1,67	2,94	H	10,76	18,29	7,53
H ₂ O	0,41	1,70		—	—	—
TiO ₂	1,95	2,52	Ti	1,39	1,68	0,29
P ₂ O ₅	0,97	1,03	P	0,81	0,79	-0,02
MgO	0,18	0,22	Mп	0,17	0,18	0,01
CO ₂	2,14	0,07	C	2,84	—	-2,84
S	0,12	0,01		—	—	—
Сумма	99,90	99,82	O	160,00	160,00	

Примечание. Химический состав диабаза, Медфорд, по С. Голдичу [227]: а — свежего (анализ 9), б — выветрелого (анализ 10). Количество ионов в стандартной кислородной ячейке (160 атомов O); в — пересчет анализа а; г — пересчет анализа б; д — количество вынесенных или привнесенных ионов при выветривании диабаза.

водорода, титана и кремнезема, поэтому содержание кремнезема не остается постоянным.

Метод «стандартной кислородной ячейки» наиболее приемлем для выявления направленности выветривания с сохранением объема пород; однако не ясно, насколько он применим в случае значительного изменения объема.

СКАНИРУЮЩАЯ ЭЛЕКТРОННАЯ МИКРОСКОПИЯ

Применение сканирующей электронной микроскопии при исследовании выветрелых пород рассмотрено Ф. Байнесом и В. Дирманом [34]. Этот метод использовался при изучении интенсивно выветрелых пород [224], а В. Келлер [317] с его помощью выделил, по меньшей мере, два морфологически различных каолинита, образовавшихся при изменении полевых шпатов предположительно в разных условиях. Позднее В. Келлер [318] показал, что с помощью этого метода можно установить: образовался ли каолинит при выветривании, гидротермальном изменении или при кристаллизации из коллоидных частиц.

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ

Полезную информацию можно получить при изучении палеомагнетизма профилей выветривания, обогащенных железом, и железистых панцирей (корок). М. Айднурм и В. Сеньор [290] изучили

Таблица 14

Расчет выноса и привноса элементов при солфаторном изменении породы по кислородному методу Барта (эти же данные приведены на рис. 75). По Т. Барту [28]

	К	Na	Ca	Mg	Fe	Al	P	Ti	Si	O	H
Свежая порода	0,5	3,7	10,6	8,4	7,0	17,0	0,2	1,8	48,8	160,0	8,4
Измененная порода	0,0	0,0	0,1	0,0	0,2	0,1	0,0	6,4	55,9	160,0	69,6
Привнос или вынос	-0,5	-3,7	-10,5	-8,4	-6,8	-16,9	-0,2	+4,6	+7,1	0,0	+61,2

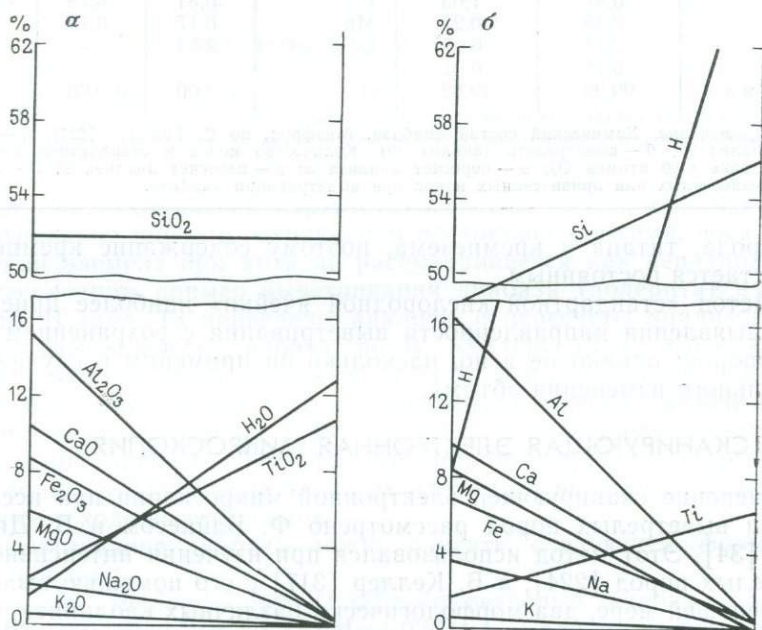


Рис. 75. Графики изменения состава пород в процессе выветривания. По Т. Барту [28].

а — при неизменном содержании кремнезема; *б* — при сохранении постоянного объема, вычисленного по методу «стандартной кислородной ячейки»

два профиля выветривания в Квинсленде, и путем сравнения магнитных склонений с установленными для Австралии сменой направлений магнитных полюсов они определили, что один профиль имеет раннеэоценовый возраст, а другой — позднеолигоценовый. Для каждого профиля были получены нормальная и перевернутая

полярности. Это указывает на то, что периоды выветривания охватывали, по меньшей мере, одну смену магнитных полюсов, причем минимальное время образования более древнего профиля, вероятно, составляло 10 000 лет.

П. Шмидт и Б. Эмблетон [504] установили в породах раннепермского—среднеюрского возраста в бассейне Перт сходные направления палеомагнитных полюсов, независимо от тектонической нарушенности пород. Эти авторы выявили наличие послееюрского периода выветривания, предположительно позднеолигоценового возраста (20—25 млн. лет). П. Шмидт, Д. Куррей и К. Оллиер [503] определили близкий возраст для одного профиля выветривания, который ранее считался юрским или более древним. М. Айднурм и др. [289] на основании палеомагнитных исследований в Австралии выделяет три эпохи выветривания — 60, 30 и 15 млн. лет назад.

Этот краткий обзор никоим образом не исчерпывает все возможные методы; в книге упомянуты и другие методы (например, определение ориентировки горных пород, геофизические определения мощности реголита, определение скорости выветривания).

Изучение выветривания находится еще на такой стадии, когда новые методы могут иметь большое значение, и сейчас имеется простор для изобретательности и новаторского подхода в исследовательских работах по выветриванию. Например, полагают [418], что с помощью термолюминесценции полевых шпатов можно выделить стадии выветривания базальтовых пород.

Экспериментальные исследования процессов выветривания намного опередили полевые, в основном благодаря усовершенствованию лабораторных аналитических методов. Сейчас необходимо сбалансировать прогресс в полевых и экспериментальных исследованиях, только это позволит повысить значимость полевых исследований. Необходимо развивать специальные методы полевых исследований, а не заимствовать их из лабораторной практики, что позволит геоморфологам проводить более глубокие исследования.

Глава 9. ГИДРОЛОГИЯ И ВЫВЕТРИВАНИЕ

Вода — это крайне важный агент выветривания. Она представляет собой один из главных реагентов — растворитель, в котором протекают многие реакции, и переносчик многих продуктов выветривания; от наличия или отсутствия воды большей частью зависит создание окислительной или восстановительной обстановок.

Выветривание осуществляется в основном при участии подземных вод, называемых грунтовыми. Эти воды формируются не за счет ювенильных вод, а за счет инфильтрации избытка вод, выпавших в осадках на земной поверхности. Добавление атмосферных вод к грунтовым называется подпитыванием грунтовых

Таблица 15

Пористость и проницаемость горных пород

Порода	Пористость, %	Порода	Относительная проницаемость
Гранит	1	Изверженные	1
Базальт	1	породы	
Глинистый сланец	18	Глинистый	5
Известняк	10	сланец	
Песчаник	18	Известняк	30
Гравий	25	Песчаник	500
Песок	35	Гравий	10 000
Алеврит	40	Песок	1 100
Глина	45	Глина	10

вод. Когда грунтовая вода вытекает (например, в виде родника), то говорят, что она расходуется. Если подпитывание и расход равны, то зеркало грунтовых вод будет оставаться постоянным, хотя возможны сезонные и другие климатические колебания.

ГОРНЫЕ ПОРОДЫ КАК ВМЕСТИЛИЦА ВОДЫ

В горных породах имеется множество полостей (открытые трещины и поры между зернами), которые могут заполняться водой, причем размер и характер распределения этих полостей сильно влияют на выветривание пород. Пористость и проницаемость различных горных пород вкратце охарактеризованы в гл. 7; здесь мы снова обратимся к этим свойствам пород в связи с гидрологией.

Поровое пространство в породе, заполненное водой, обычно связано системой каналов, по которым вода может перемещаться. Количество всех пор в породе, выраженное в процентах, является мерой пористости породы. Проницаемость породы — это ее способность пропускать флюид.

В табл. 15 приведены примерные значения пористости и проницаемости разных пород. Некоторое количество воды удерживается силами молекулярного притяжения на отдельных поверхностях зерен, и такая вода не может свободно течь. Если пористость породы обусловлена многочисленными очень мелкими порами, то значительная часть воды удерживается, и проницаемость породы будет очень низкой. Если поры крупные, то большая часть воды не подвергается молекулярному притяжению, и вода может свободно протекать через породу.

Гидрологи различают воду, которая может свободно течь, и воду, которая прочно удерживается породой. В гидрологии последнюю называют «мертвой водой». В почвоведении подобная почвенная вода называется «полевой влагоемкостью», которая означает количество воды, сохраняемое в почве после свободного

истечения воды. Песок или слабосцементированный песчаник характеризуются очень высокой пористостью. В этих породах почти нет воды, удерживаемой молекулярными силами притяжения, поэтому почти нет «мертвой воды», а песчанистые почвы обладают низкой полевой влагемкостью. Глины могут иметь очень высокую пористость, но из-за резко выраженного молекулярного притяжения они характеризуются низкой проницаемостью и высоким содержанием «мертвой воды», а в случае почв — высокой полевой влагемкостью.

В цилиндрическом теле свежего плотного гранита, базальта или известняка пористость может отсутствовать и вода будет удерживаться на его поверхности. Поэтому небольшие кусочки таких пород вообще не обладают влагемкостью. Однако в природном залегании такие породы характеризуются сланцеватостью, обусловленной слоистостью, трещиноватостью, спайностью или другими текстурными особенностями и в действительности могут содержать много воды. Следовательно, лабораторные определения не выявляют всех гидрологических характеристик пород, поэтому они должны быть дополнены полевыми определениями.

Зеркало грунтовых вод

На рис. 76, *а* показан простой геологический бассейн. Породы, содержащие воду в поровых пространствах, называются *водоносными*

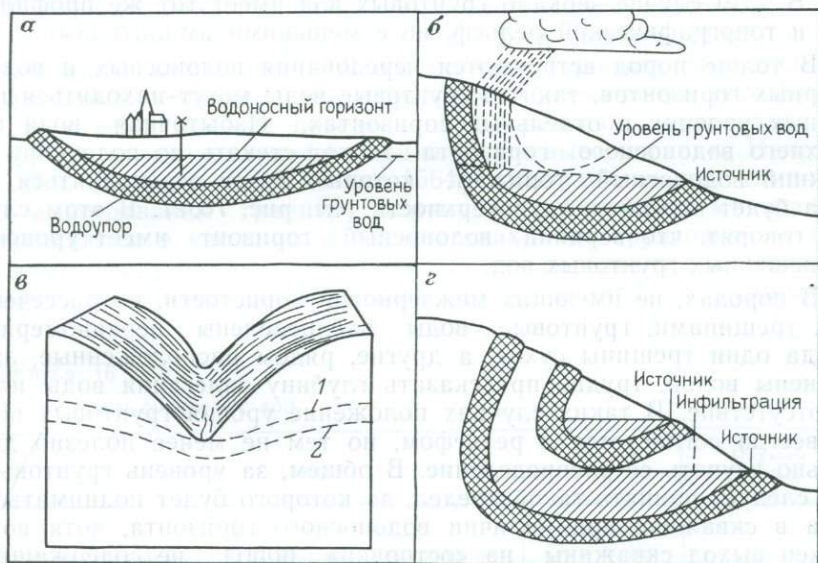


Рис. 76. Уровень грунтовых вод:

а — вода в проницаемых породах на водоупорном горизонте; *б* — пример переполнения бассейна грунтовых вод; *в* — положение уровня грунтовых вод в пористых породах (*1* — при высоком уровне, *2* — при низком уровне); *г* — подвешенные грунтовые воды

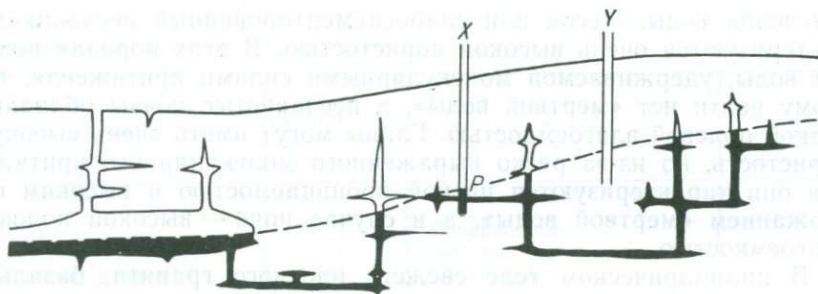


Рис. 77. Размещение грунтовых вод в непористых трещиноватых породах (пример закарстованных известняков)

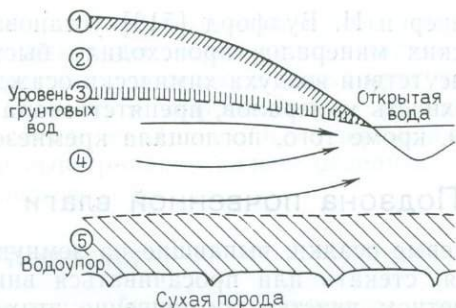
ми, а непроницаемые для воды породы — водоупорными. На рис. 76, б показана наклонная поверхность земли, пересекающая водоносный горизонт и нижележащие непроницаемые породы. Уровень грунтовых вод подходит к поверхности близ литологического контакта, и здесь появляется родник.

На рис. 76, в приведен разрез проницаемых пород — мела или песчаника. Когда уровень грунтовых вод выходит на поверхность, вода стекает по ней в виде водного потока. Если зеркало грунтовых вод находится ниже поверхности, то долины остаются сухими. В этом случае зеркало грунтовых вод имеет тот же профиль, что и топографический рельеф, но с меньшими амплитудами.

В толще пород встречаются чередования водоносных и водоупорных горизонтов, так что грунтовые воды могут находиться на разных уровнях в отдельных горизонтах. Избыточная вода из верхнего водоносного горизонта может стекать по водоупору в нижний водоносный горизонт, который будет переполняться, и вода будет выходить на поверхность (см. рис. 76, г). В этом случае говорят, что верхний водоносный горизонт имеет уровень подвешенных грунтовых вод.

В породах, не имеющих межзерновой пористости, но рассеченных трещинами, грунтовые воды распределены неравномерно. Когда одни трещины сухие, а другие, рядом расположенные, заполнены водой, трудно предсказать глубину залегания воды или ее отсутствие. В таких случаях положение уровня грунтовых вод не всегда согласуется с рельефом, но тем не менее полезно детально изучать ее распределение. В общем, за уровень грунтовых вод следует принять такой предел, до которого будет подниматься вода в скважине при наличии водоносного горизонта, хотя возможен выход скважины на «островки» пород, не содержащих вообще грунтовой воды. На рис. 77 приведен типичный пример такого распределения грунтовых вод. Скважина в точке X должна вскрыть воду, которая поднимется до уровня грунтовых вод в точке P, тогда как скважина в точке Y останется сухой. Опре-

Рис. 78. Зоны и подзоны
грунтовых вод



деление уровня грунтовых вод может быть в этом случае сделано с помощью воображаемой поверхности, проходящей через все уровни вод, заполняющих трещины.

Зоны и подзоны (пояса) грунтовых вод

В грунтовых водах выделяется ряд зон и подзон, схематически представленных на рис. 78. Сверху вниз выделяются следующие подзоны: 1) почвенной влаги, 2) промежуточная, 3) капиллярного поднятия или флуктуации, 4) разгрузки, 5) застойных вод. Эти пять подзон вполне естественно объединяются в две главные зоны, которые получили различные наименования (табл. 16).

Выделение двух главных зон основывается в сущности на присутствии или отсутствии кислорода, хотя подзона (пояс) почвенной влаги может иметь более сложное строение, обусловленное наличием непроницаемых горизонтов и локальных застойных вод. В каждой подзоне поведение воды различно, что находит отражение в явлениях дифференциального выветривания. Например, Дж. Тернан и А. Вилльямс [564] показали, что при химическом выветривании гранита Дартмура силикатные минералы превращаются в каолинит в тех участках, где грунтовые воды медленно циркулируют на глубине, но они переходят в гиббсит в условиях свободного дренирования близ земной поверхности.

Таблица 16

Зоны и подзоны грунтовых вод

Зоны					Подзоны (пояса)
Верхняя	Аэрации	Вадозная	Окисления	Окисления	1
					2
					3
Нижняя	Насыщения	Фреатическая	Восстановления	Супергенная Обогащения	4
					5

Р. Сивер и Н. Вудфорд [518] установили, что выветривание мафических минералов происходило быстрее без участия воздуха. В присутствии воздуха химически осажденная $Fe(OH)_3$ покрывала поверхность минералов, препятствовала их дальнейшему разложению и, кроме того, поглощала кремнезем и катионы из раствора.

Подзона почвенной влаги

Дождевые осадки, выпавшие на земную поверхность, могут испаряться, стекать или просачиваться вниз, однако даже в любом конкретном участке соотношение этих путей миграции воды не постоянно. Предварительное состояние грунта уже вносит свой вклад в это распределение осадков: если грунт сухой, то сначала осадки будут поглощаться им; увлажнение почвы приводит к затруднению просачивания воды, поскольку глины поглощают воду и разбухают, поры заполняются водой, и на какой-то стадии глины становятся водонасыщенными, теряют свои структурные особенности и образуют водонепроницаемый слой. Инфильтрация и поверхностный сток дополняют друг друга; уменьшение инфильтрации приводит к увеличению поверхностного стока. Водонасыщенная почва способствует увеличению поверхностного стока, в то же время вода может просачиваться в нижние зоны профиля, подпитывая таким образом грунтовые воды. Знаменателен тот факт, что зона почвенной влаги действует как мощный конденсатор воды, которая должна быть накоплена прежде, чем произойдет разгрузка нижних зон; почвенная зона действует как барьер на пути разгрузки.

В высокопористых образованиях поверхность почвенной воды представляет собой отчетливое водное зеркало. Если оно находится вблизи поверхности земли, то создаются условия для появления очень маломощной зоны окисления и обводненных глеевых почв.

Если рассматривать плохопроницаемые образования, то концепция уровня вод вряд ли будет применима к зоне почвенной влаги. Самая верхняя часть почвы должна аэрироваться и сохранять пористость, поддерживаемую структурой почвы, но в скором времени они обводняются при ливнях. В таких районах встречаются поверхностные глеевые образования, ниже которых грунт более сухой. Подпитка из подстилающих пород не происходит, несмотря на то, что они пористые и снабжаются грунтовой водой из других более проницаемых участков. Изменения в содержании почвенной влаги могут происходить постепенно. Например, песчанистая глина первоначально могла быть пористой, но в конечном итоге глина могла вымыться из горизонта *A* и отложиться (иллювий) в горизонте *B* или в верхней части зоны застойных вод. Этот процесс может привести к образованию глинистого горизонта, что приостановит дальнейшее просачивание воды, и далее начнет развиваться новый профиль, подобный образованному в верхней зоне. Такой процесс приведет к образованиям подвешенных вод.

В общем, выветривание протекает интенсивно и быстро в подзоне почвенной влаги, так как здесь происходит частая смена условий — воздух и вода поступают в почву, а также присутствуют организмы, которые способствуют образованию органических кислот, хелатирующих соединений и CO_2 , и перемешиванию частиц почвы. В этой зоне выветривание нельзя отделить от других почвообразующих процессов.

Промежуточная подзона

В промежуточной подзоне вода обычно просачивается вниз, но иногда эта подзона высыхает или вода поднимается вверх.

Вода, прошедшая подзону почвенной влаги, просачивается через промежуточную подзону до уровня грунтовых вод. Следовательно, в этой подзоне иногда присутствует влага и всегда много воздуха. Процессы выщелачивания и образования элювия здесь проявлены широко и создаются условия для химического выветривания.

Случайное усыхание этой подзоны может привести к выпадению осадков из раствора, особенно оксидов железа. В периоды усыхания иногда возникают изолированные водонасыщенные участки обычно с выпуклой поверхностью, а если осаждение оксидов железа происходит по мере сокращения объемов таких участков, то могут образоваться цветные полосчатые текстуры.

Капиллярная кайма и подзона флуктуации

В высокопористых породах с крупными порами зеркало грунтовых вод может иметь почти плоскую форму. Однако всегда существует капиллярная кайма, по которой вода поднимается в более мелкие поры. Поэтому существует постепенный переход от зоны насыщения к зоне аэрации.

Для известняковых районов имеются данные о том, что наиболее интенсивно выветривание протекает близ уровня грунтовых вод и непосредственно под ним, т. е. в подзоне флуктуации. Здесь движение воды максимальное, поэтому растворенные компоненты быстро удаляются. Около этого уровня, вероятно, также концентрируются органические кислоты. Пещеры часто приурочены к «неглубокой фреатической» зоне.

Испарение воды может привести к миграции ионов вверх в растворе. Такой процесс играет большую роль в латеритных профилях и частично объясняет обогащение железом железистых корок (панцирей) и отсутствие железа в нижней осветленной зоне, хотя, возможно, это и не так.

При колебании уровня грунтовых вод капиллярная кайма также перемещается вверх и вниз. Такое перемещение особенно хорошо проявляется там, где наблюдаются сезонные климатические колебания (например, в саваннах). В зоне флуктуации попеременно создаются окислительные и восстановительные условия,

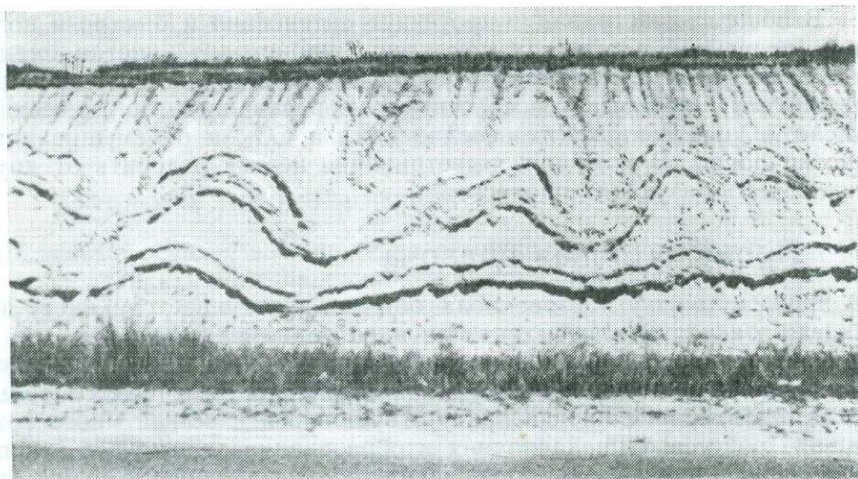


Рис. 79. Цветная полосчатость в эоценовых песках, Армидейл (Австралия)

часто фиксируемые по пятнистому распределению оксидов железа. Уровень грунтовых вод обычно колеблется, но иногда он длительное время остается неподвижным, что фиксируется по определенным признакам.

Цветные полосчатые текстуры наблюдаются в пористых породах, в частности, в песчаниках, причем полосчатость может образоваться в результате пятнистого и периодического усыхания грунтовых вод с выпадением химического осадка на контакте обводненных участков. На рис. 79 приведены полосы, кажущиеся складками, в действительности они представляют собой серию зон, обогащенных гидроксидами железа, осадившимися в течение ряда последовательных периодов стояния уровня грунтовых вод неправильной формы. Древние уровни грунтовых вод опускались в местах пересечения отложений с трещинами, что обеспечивало доступ воздуха. Поверхности зон имеют сложно-выпуклую форму, но никаких искривленных вогнутых складчатых форм, которые должны были бы присутствовать в складчатой толще, не встречается. Полосчатые текстуры часто изгибаются и похожи на текстуры сфероидального выветривания (см. с. 301), однако полосы обычно имеют резко изменчивую мощность, тогда как в текстурах выветривания полосчатость равномерная.

Зона насыщения

В зоне насыщения все поры всегда заполнены водой. Такое постоянное обводнение приводит к созданию анаэробных условий, причем анаэробные бактерии способствуют выветриванию некоторых минералов. В эту зону сверху поступают растворы, из

которых могут выпасть осадки, либо здесь образуется глинистый горизонт из частиц, механически привнесенных из верхних зон.

Подзона разгрузки. Верхнюю часть зоны насыщения занимает подзона разгрузки, в которой вода движется в направлении участков выхода воды на поверхность или участков подземного стока. Грунтовые воды текут медленно, с наибольшей скоростью вблизи их уровня и с наименьшей — на глубине. Эти воды переносят растворенные продукты выветривания, что способствует дальнейшему усилению выветривания. Однако здесь, вероятно, всегда создаются почти равновесные условия, поэтому химические реакции протекают медленно.

Растворы могут перемещаться в боковых направлениях, следуя уклону рельефа, или в вертикальном направлении вниз по профилю, причем максимум боковой миграции, вероятно, приходится на верхнюю часть зоны насыщения.

Подзона застойных вод. В самой нижней своей части грунтовые воды бывают неподвижными. Это подзона застойных вод, она особенно характерна для крупных осадочных бассейнов, в которых имеется подземное препятствие стока вод. В таких замкнутых участках вода часто имеет высокую соленость. Предполагается, что каменная соль в профилях глубокого выветривания в Австралии образовалась в результате процессов интенсивного выветривания в среднетретичное время [241].

Выветривание в этой подзоне протекает медленнее, чем в подзоне разгрузки, так как продукты выветривания не выносятся водой. Это не означает, что выветривание вообще прекращается. Здесь протекает медленный гидролиз, а продукты выветривания удаляются диффузионным путем через застойную воду, а не текучей водой.

За достаточное количество времени продукты глубокого выветривания могут быть удалены только диффузионным путем. Поскольку участки интенсивно выветрелых пород формируются в отрезки времени, измеряемые геологическими периодами, то времени для диффузии было вполне достаточно.

Нижний уровень грунтовых вод

Существует уровень, ниже которого грунтовые воды не проникают. Он обычно имеет неровную поверхность, поскольку вода будет просачиваться на глубину вдоль трещин разломов или других нарушенных участков, тогда как основная масса пород будет оставаться сухой. Тем не менее, часто наблюдается резкая граница между водонасыщенными и сухими породами. Нижняя граница грунтовых вод эквивалентна фронту выветривания.

ВЕРТИКАЛЬНОЕ И БОКОВОЕ ДВИЖЕНИЕ ВОДЫ

До сих пор в этой главе основное внимание уделялось вертикальному движению воды сверху вниз, однако немаловажное значение имеет боковое движение воды.

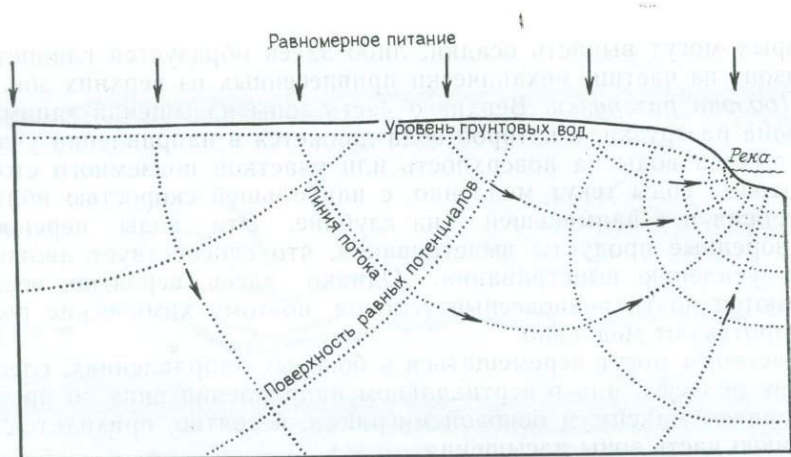


Рис. 80. Линии потоков в зоне разгрузки в однородной толще пород. По С. Дэвису [151].

Расстояния между поверхностями равных потенциалов неизменно пропорциональны средней скорости течения вод

Линии тока в пределах подзоны разгрузки обычно искривлены в направлении источника или других выходов воды на поверхность (рис. 80). Они проходят через точки равного давления. Наиболее быстрый ток преимущественно располагается близ верхней границы подзоны разгрузки непосредственно ниже уровня грунтовых вод.

В подзоне почвенной влаги боковое движение вод играет важную роль и часто обуславливает изменение морфологии почв на склонах холмов. На вершине холма и на средних частях его склонов почвы свободно или даже чрезмерно дренируются, а в нижних частях склонов становятся более влажными, хуже дренируются и обогащаются продуктами выщелачивания и твердыми частицами, привнесенными с верхних частей склона. Почвы с взаимосвязанными гидрологическими и топографическими параметрами образуют ассоциацию почв; такая группировка принята в Почвенной службе Шотландии. Почвы, образовавшиеся на одной и той же породе и различающиеся в основном по гидрологическим характеристикам, называются «гидроморфными разновидностями почв».

Р. Мэнья [369] описал одно из наиболее четко выраженных воздействий бокового просачивания. Предполагается, что железо выщелачивается из верхних частей склонов и отлагается в виде железистых корок в нижних частях склонов.

В региональном плане боковая миграция раствора влияет на географическую зональность почв. Так, например, на участках внутреннего дренажа в центральной части присутствуют хлориды и возможны другие легкорастворимые соли в ассоциации с солями, образующимися при выветривании. Вокруг хлоридной зоны располагается зона сульфатов, особенно гипса в почвенном про-

филе, а за пределами этой зоны — зона почв с карбонатами. На затопляемых площадях в почвенных профилях нет карбоната и образуются педальферры (алюможелезистые почвы), а не педокалы (кальциевые почвы).

Сходная почвенная зональность была предложена К. Стефенсом [544] для объяснения распределения кремнистых и железистых корок в латеритных профилях Австралии. В общем, считают, что кремнистые корки образуются в более сухих зонах, в которых развито осаждение из растворов, а железистые корки — в более влажных выщелоченных зонах.

В латеритных профилях Уолтера (см. с. 239) обычно выделяется выщелоченная светлоокрашенная зона, бедная железом, расположенная ниже зон, обогащенных железом (латеритного железистого панциря), и пятнистой зоны. По-видимому, светлой зоне первоначально соответствовала зона насыщения, и здесь железо высвобождалось, перемещалось кверху и осаждалось в зоне окисления. Мощность светлой зоны может быть исключительно большой, поэтому трудно представить, чтобы в результате испарения происходила такая мощная миграция раствора кверху. Однако, когда железо осаждалось из раствора, увеличение градиента концентрации могло обусловить миграцию ионов оксида железа (II) через раствор, уменьшая тем самым концентрацию железа в светлой зоне.

ЗОНЫ ОКИСЛЕНИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В гл. 13 рассматривается образование гипергенных сульфидных руд. Положение уровня грунтовых вод контролирует окисление; выше этого уровня окисление происходит легко, а вблизи окисленные минералы могут перейти в сульфиды. На рудниках были получены данные по положению нижних подзон грунтовых вод и ассоциирующимся изменениям минералов. Высокий, почти стационарный уровень грунтовых вод, какой может встретиться во влажных районах с низким рельефом, приводит к образованию маломощной зоны обогащения гипергенными сульфидами, как в Дактауне (штат Теннесси, США). Более глубоко расположенный уровень грунтовых вод, особенно если он медленно опускается, благоприятствует образованию мощной зоны гипергенных сульфидов. Идеальные условия для развития зоны сульфидного обогащения — это активная эрозия с постепенным понижением уровня грунтовых вод со скоростью, благоприятствующей течению процессов окисления и вторичного обогащения [31]. Контакт между зонами окисления и вторичного сульфидного обогащения обычно постепенный, иногда — резкий. В некоторых случаях постепенный переход обусловлен колебанием уровня грунтовых вод; бывает также, что крупные участки зоны окисления минералов наблюдаются ниже общего уровня грунтовых вод.

На участках более сложного геологического строения картина распределения грунтовых вод и, следовательно, зон выветривания



Рис. 81. Схематический разрез зоны окисления сульфидных руд на месторождении Коппер-Маунтин, Моренси, штат Аризона (США).

Проникновение зоны окисления на глубину вдоль висячей стенки непроницаемого разлома осуществляется вследствие просачивания аэрированных грунтовых вод

будет еще более прихотливой. Например, по проницаемым пластам, наклонно залегающим в толще непроницаемых пород, окисление может проникать на глубину; к этому же приводит более интенсивная циркуляция вод по разломам (рис. 81).

Уровень грунтовых вод может сместиться в результате климатических изменений или геологических процессов, например, при образовании разлома или вследствие изменения дренажа, обусловленного вулканическими извержениями или аллювиальными наносами.

Если уровень грунтовых вод смещается медленно, то все зоны выветривания будут постепенно снижаться по профилю, который приспособливается к новому гидрологическому режиму. Однако уровень грунтовых вод может измениться резко, так что зоны выветривания окажутся значительно выше или ниже его. На рудных месторождениях известно множество примеров залегания зоны окисления ниже уровня грунтовых вод, а зоны сульфидного обогащения — выше этого уровня [31]. Например, на месторождении Глоуб (штат Аризона, США), зона окисления располагается ниже уровня грунтовых вод, поскольку он был поднят вследствие отложения толщи современных осадков мощностью 600 м; на месторождении Бутт в штате Монтана зона окисления по сбросу погрузилась ниже уровня грунтовых вод; в медном поясе Замбии смена климата от аридного к влажному привела к поднятию уровня грунтовых вод (окисленные руды залегают на глубине 600 м).

Примеры зон сульфидного обогащения, оказавшихся выше уровня грунтовых вод, известны на месторождениях Бингхем (штат Юта, США), Рио-Тинто (Испания), где образование глубокой долины привело к падению уровня грунтовых вод. Это же имеет место на месторождении Моренси (штат Аризона, США) и др. В Кении падение уровня оз. Виктория привело к понижению уровня окружающих грунтовых вод, вследствие чего сульфидные руды оказались выше этого уровня.

ГИДРОЛОГИЯ И ВЫВЕТРИВАНИЕ ИЗВЕСТНЯКОВ

Большие возможности для изучения взаимосвязей между грунтовыми водами и выветриванием дают известняковые пещеры. Так, многие пещеры даже в крутопадающих известняках (рис. 82 и 83) простираются в горизонтальном направлении.

Эта особенность пещер сразу же наводит на мысль о том, что их формирование связано с положением уровня грунтовых вод. Согласно гипотезам «уровня грунтовых вод» и «мелких фреатических вод», образование пещер связано с положением уровня грунтовых вод; подтверждение этим гипотезам находят во многих пещерах с активными водными потоками, текущими через тоннели и разрабатывающими их. Такого типа пещеры, по-видимому, имеются в графстве Клэр (Ирландия). Воды, выходящие из глинистой шляпы, поступают в известняки через карстовые воронки и затем достигают уровня грунтовых вод и текут через почти горизонтальные коридоры в направлении моря или источников [439].

В «мелкой фреатической зоне» или в подзоне непостоянного увлажнения (флуктуации) зеркала грунтовых вод создаются идеальные условия для развития процессов растворения и быстрого стока воды вместе с легким доступом воздуха, CO_2 и других агентов выветривания — как органических, так и неорганических, а наличие поверхности раздела между водой и воздухом обеспечивает газовый обмен.

Такие изменения в уровне грунтовых вод, какие имеют место при врезании крупных рек, обуславливают образование многоярусных пещер горизонтального направления. Близ источников уровень грунтовых вод обычно сохраняется постоянным, тогда как вдали от них он сильно колеблется в зависимости от пополнения грунтовых вод (рис. 84). Г. Дейк [155] описал аналогичный случай в штате Виргиния, США; близ источника пещеры располагаются неглубоко в горизонтальном направлении, но по мере удаления от источников пещеры отклоняются от горизонтали и имеют больше признаков образования во «фреатической» зоне.

В 1930 г. В. Дэвис предложил гипотезу двухстадийного образования пещер, согласно которой большинство пещер возникло в глубокой фреатической зоне, где воды циркулировали очень медленно, и только на последующей стадии эрозии уровень грунтовых вод понижался и вскрывались уже сформировавшиеся пещеры. Эта гипотеза объясняет образование пещер с неправильной системой ходов во всех направлениях, но не объясняет горизонтальное протекание пещер. При детальном изучении устанавливается, что большое число пещер приурочено к мелкой фреатической зоне или к уровню грунтовых вод. В глубокой фреатической зоне в условиях очень медленного удаления продуктов выветривания требуется очень много времени для формирования карстовых пещер. Пещеры в этой зоне образуются, но только при особо благоприятных условиях.

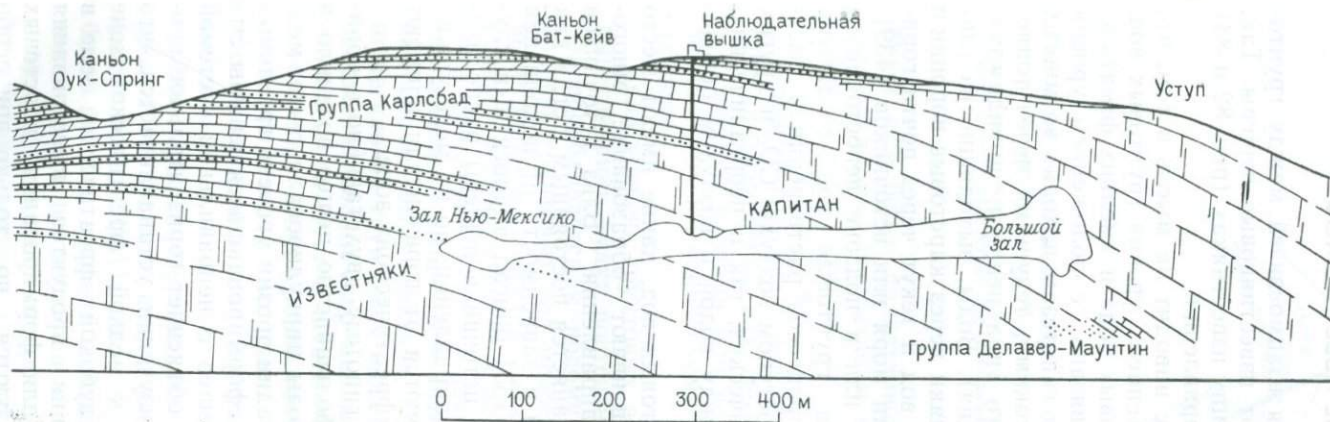


Рис. 82. Схематический разрез Карлсбадских пещер, штат Нью-Мексико (США). По Г. Муре [393]

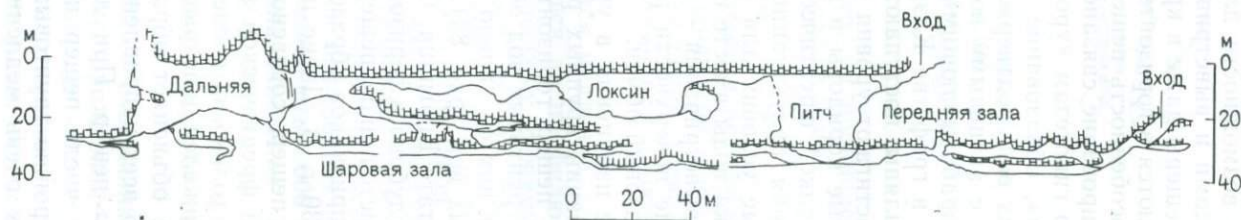


Рис. 83. Разрез пещер Панчбоул и Сигнатур, Ви-Джаспер, штат Новый Южный Уэльс (Австралия). По Дж. Дженнингсу [300].

Породы залегают вертикально, а пещеры простираются горизонтально

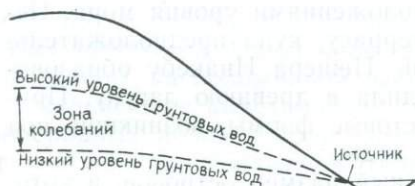


Рис. 84. Уровень грунтовых вод, испытывающий наиболее сильные колебания по сравнению с уровнем вод потоков

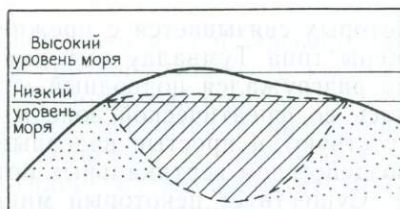


Рис. 85. При низком уровне моря коралловый остров занимает большую площадь и накапливает линзу пресных вод, при высоком — площадь острова становится небольшой и пресные воды не накапливаются

Выше уровня грунтовых вод в известняках осуществляются как процессы растворения, так и осаднения из растворов. Растворение приурочено, в основном, к подзоне почвенной влажности и к верхней части промежуточной подзоны, а осаднение кальцита — к нижней части промежуточной подзоны, где возникают сталактиты и другие капельные и натечные образования.

Довольно своеобразные условия существуют в коралловых рифах, они определяют режим грунтовых вод и выветривание. В рифах могут сохраняться линзы пресных вод, спускающихся много глубже, поднимающихся вверх (рис. 85), и образуются некоторые подобия айсбергов в окружающих соленых водах. В пределах пресноводных линз создаются иные условия выветривания, чем в морской воде, и здесь могут образоваться карстовые пещеры.

На коралловых островах возникают карстовые пещеры нескольких типов, как это проиллюстрировано на примере пещер о-вов Тробриан [426]. На рис. 86 схематически показаны соотношения между условиями карстообразования и рельефом. Образование таких простых одностадийных пещер, как Бвабвату, приурочено к современному уровню грунтовых вод. Предполагается, что фреатические пещеры возникают ниже уровня грунтовых вод, но пока такие пещеры еще не обнаружены. Однако, о-ва Тробриан были приподняты и на них обнаружили пещеры, образование

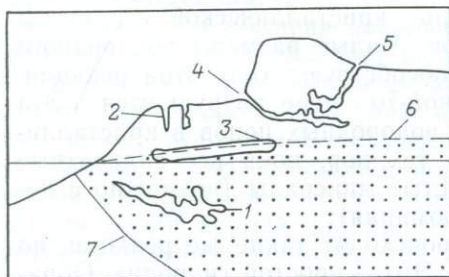


Рис. 86. Схематический разрез карстовых полостей на о-вах Тробриан:

1 — гипотетическая фреатическая карстовая пещера; 2 — вадозные карстовые пустоты; 3—5 — типы пещер (3 — Бвабвату, 4 — Тумвалау, 5 — Инакебу); 6 — уровень грунтовых вод; 7 — водоупор грунтовых пресных вод

которых связывается с прежними положениями уровня моря. Пещеры типа Тумвалау выходят на террасу, куда предположительно разгружался подводный источник. Пещера Инакебу образовалась во фреатической зоне и выходила в древнюю лагуну. Присутствуют и простые вадозные карстовые формы, возникшие под воздействием вертикальных потоков воды.

Существует некоторый минимальный размер островов, в которых могут сохраняться линзы пресной воды. На Бермудских островах имеется много пещер, заполненных в настоящее время морской водой; пресную воду на острове приходится собирать из дождевых осадков или завозить в танкерах. Дж. Бретц [68] предположил, что эти пещеры образовались в ледниковые периоды, когда уровень моря был ниже современного, а острова были крупнее и могли удерживать линзы пресной воды.

В массивных, но трещиноватых известняках с низкой пористостью вода удерживается в разработанных трещинах выше подошвы грунтовых вод, которая опускается неравномерно книзу до тех пор, пока трещины не окажутся совершенно закрытыми. При продолжающемся растворении эти трещины расширяются и поэтому могут содержать больше и больше воды. Если количество имеющейся воды остается постоянным, то уровень грунтовых вод должен снижаться. В то же время подошва грунтовых вод, вероятно, будет также опускаться, поскольку растворению подвергаются продолжения открытых трещин, что способствует дополнительному понижению уровня грунтовых вод. Однако данные по изучению пещер наводят на мысль о том, что уровень грунтовых вод понижался периодически довольно резко, а не постоянно.

ГИДРОЛОГИЯ И ВЫВЕТРИВАНИЕ СИЛИКАТОВ

Выветривание силикатов — это по существу история замещения катионов ионами водорода (см. гл. 3). Ионы водорода в общем обильны в зоне, расположенной выше уровня грунтовых вод, где они образуются за счет угольной кислоты, реакций азота, катионного обмена у корней растений и за счет разложения растительных остатков. Эти ионы замещают катионы на поверхности силикатных минералов, и вытесненные катионы вымываются (вместе с анионами — бикарбонатом), что способствует развитию реакции. Следующая стадия заключается в миграции ионов водорода с поверхности зерен минерала внутрь кристаллической структуры опять-таки с замещением катионов. Малые размеры водородного иона и его большая активность способствуют ходу этой реакции, и кристаллическая решетка в какой-то мере разрушается. Эта стадия выветривания — диффузия водородных ионов в кристаллическую структуру — протекает до тех пор, пока все силикатные минералы не превратятся в глинистые минералы (возможно с некоторой примесью гидроксидов алюминия).

Ниже уровня грунтовых вод происходят такие же реакции, но с участием воды вместо водорода. Это — простой гидролиз. Обра-

зование гидроксидных ионов означает, что в зоне насыщения будет преобладать щелочная среда, в противоположность кислой среде зоны, расположенной выше уровня грунтовых вод.

Дальнейшее выветривание опять-таки сводится к диффузии водородных ионов в кристаллическую структуру и удалению катионов. Однако удаление катионов и гидроксидных ионов из этой зоны, как и из зоны выщелачивания, осуществляется с трудом путем диффузии. В пределах участка выветривания концентрация катионов высокая, а близ уровня грунтовых вод имеется среда, куда катионы могут удаляться. Это создает градиент концентрации и обуславливает миграцию катионов от фронта выветривания кверху, к уровню грунтовых вод, откуда они уходят с потоком воды. Некоторая особенность отличает поведение катиона железа. Оксид железа (II) мигрирует как и другие катионы, но когда он достигает уровня грунтовых вод, то попадает в зону окисления, где переходит в оксид железа (III) и осаждается. Таким путем могут образоваться грунтово-водные латериты и другие прослойки железняков.

Таким образом, условия выветривания будут различными и в зоне выщелачивания, и в зоне насыщения. В зоне выщелачивания создается окислительная обстановка, и реакцию выветривания можно рассматривать как простую реакцию с участием ионов водорода; в зоне насыщения создаются щелочные и восстановительные условия и преобладают процессы гидролиза. Тем не менее в обоих случаях конечную реакцию можно рассматривать как замещение катионов ионами водорода.

ГИДРОЛОГИЯ И ВЫВЕТРИВАНИЕ ГРАНИТОВ

В массивном граните почти нет порового пространства. Процессы выветривания на его обнаженной поверхности протекают медленно, хотя, как это можно видеть на гранитных памятниках, даже самые свежие поверхности подвергаются изменениям. Выветрелая корочка удерживает воду и способствует развитию дальнейшего выветривания, а чем большая часть породы оказывается выветрелой, тем больше воды может ею удерживаться. С наибольшей скоростью выветривание идет по трещинам, рассекающим гранит на блоки.

Если выветрелая часть гранита достаточно мощная, то в ней может развиваться обычная зональность грунтовых вод. Подошва грунтовых вод часто обладает неправильной формой, контролируется разломами и соответствует фронту выветривания. Благодаря четкому структурному контролю и наличию каменных ядер, границы между отдельными подзонами грунтовых вод имеют сложную форму и, соответственно, породы, выветрелые в различной степени, распределены неравномерно.

Выветрелая порода (сапролит) способна удерживать воду в противоположность невыветрелой нижележащей породе. В сапролите проходит уровень грунтовых вод. Эти воды часто вскрыва-

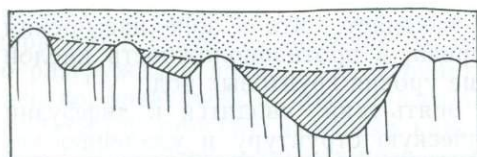


Рис. 87. Схема окисления осадков, ранее залегавших ниже уровня грунтовых вод, в результате эрозии



ются водяными скважинами, причем устанавливается цветовая зональность — ниже уровня грунтовых вод порода имеет серую окраску, а выше — красную, что соответствует восстановительным и окислительным условиям.

Во многих обнажениях в карьерах и на поверхности земли, например, около основания скалистых останцов, видно, что окисление непосредственно следует за фронтом выветривания. Это обусловлено понижением уровня грунтовых вод вслед за врезанием речной сети при нормальном цикле эрозии (рис. 87). Только при глубоких горных выработках вскрываются выветрелые породы зоны насыщения. Гранит выветривается с сохранением объема во всех подзонах ниже подзоны почвенной влажности, причем ведущий процесс выветривания — гидролиз.

О НЕКОТОРЫХ ОШИБОЧНЫХ ПРЕДСТАВЛЕНИЯХ

Геоморфологи при изучении выветривания обычно делают две ошибки.

Первая (главная) ошибка заключается в предположении, что выветривание в той или иной мере ограничено зоной окисления, при этом основное внимание уделяется не только кислороду, но и CO_2 , так как считают, что для выветривания необходима кислая среда. Это предположение естественно порождает следующее ошибочное положение, что ниже уровня грунтовых вод не происходит никакого выветривания.

Примеры таких ошибочных представлений можно видеть у К. Коттона [134]: «Глубина проникновения выветривания зависит от глубины, до которой дождевая вода может просачиваться вертикально, прежде чем она достигнет полностью обводненных пород (грунтовых вод). Самый глубокий уровень, достигаемый поверхностью вод, представляет собой предельную глубину, до которой может происходить разрушение породы, поскольку ниже этого уровня грунтовые воды предохраняют породы от воздействия атмосферного кислорода». Б. Рукстон и А. Берри [495] считают агентами химического выветривания газы (углекислый газ и кислород) и воду (часто с органическими и другими кислотами), ко-

которые при совместном воздействии вызывают эффективное выветривание. По их мнению, самый нижний уровень грунтовых вод представляет собой нижнюю границу распространения обычного процесса выветривания. Также характеризует уровень грунтовых вод и Д. Линтон [355]: «Ниже этого уровня ограниченная циркуляция вод будет препятствовать химическим реакциям, так как в почти застойных водах очень скоро растворимые продукты достигают равновесных концентраций».

В подобных представлениях зона выветривания отождествляется с зоной окисления и игнорируются процессы выветривания, идущие в зоне насыщения, особенно процессы восстановления, гидролиза и ионного обмена. На многих залежах гипергенных руд можно хорошо видеть изменения, которые могут происходить ниже уровня грунтовых вод.

Другое заблуждение менее распространено. Оно может быть проиллюстрировано описанием Д. Линтона [355] глубокого выветривания в Дартмуре. Д. Линтон приводит пример глубокого залегания сапролита поверх свежей породы, причем контакт между этими породами резкий и местами почти плоский (см. рис. 129). Плоская поверхность была помечена буквами *ВВ* и Д. Линтон писал: «Поверхность *ВВ* представляла некоторым образом нижнюю границу разложения пород». В поисках механизма, контролировавшего положение поверхности *ВВ*, Д. Линтон предположил, что эта поверхность, по всей вероятности, соответствовала уровню грунтовых вод.

Поверхность *ВВ* представляет собой «базальную платформу» и совпадает с поверхностью, которая в наше время называется «фронтом выветривания». Этот факт определяет нижнюю границу выветривания, под которой залегает прочный твердый гранит. Такой гранит не вмещает воды, и уровень грунтовых вод располагается где-то выше, в пределах рыхлой толщи. В описании Д. Линтона за уровень грунтовых вод ошибочно принята подошва грунтовых вод.

При описании образования скалистых останцов в подобную ошибку впадает В. Браун [81]: «Следовательно, наиболее вероятно, как вытекает из работ Е. Блэквелдера [46], Дэвиса [153] и Д. Линтона [355], скалистые останцы возникают в результате длительного дифференциального химического выветривания, которое проникло от поверхности до *уровня грунтовых вод, где выветривание прекращалось*, и что только после удаления разложившихся пород эрозией, проявившейся, например, после небольшого или умеренного поднятия, остаточные блоки невыветрелых пород обнажились на поверхности» (курсив автора).

МИНЕРАЛОГИЯ ГЛИН И ГИДРОЛОГИЯ

Поскольку выше и ниже уровня грунтовых вод преобладающим процессом будет замещение катионов ионами водорода, то не будут ли в обоих случаях возникать одни и те же самые мине-

ралы? Нет, не будут, поскольку природа глинистых минералов зависит от характера среды выветривания — в кислой среде в условиях выщелачивания, вероятно, образуются минералы каолинового типа, так как выше уровня грунтовых вод появляются каолинит и галлуазит. При интенсивном выщелачивании кремнезем может быть полностью вынесен, и образуются остаточные гидроксиды алюминия (например, гиббсит).

Щелочные условия и присутствие оснований, т. е. условия, преобладающие ниже уровня грунтовых вод, благоприятствуют возникновению глинистых минералов 2:1, поэтому здесь встречаются монтмориллонит, иллит и хлориты и глинистые минералы более сложного строения.

Глава 10. КЛИМАТ И ВЫВЕТРИВАНИЕ

Как следует из самого термина «выветривание», группа процессов, обуславливающая это явление, должна быть тесно связана с погодой. Действительно, очень важную роль в выветривании играет климат, который и определяет погодные условия.

Главные климатические параметры связаны с водой и температурой. Характеристика роли воды требует учета общего количества осадков, интенсивности дождей, величины поверхностного стока осадков, отношения осадков к испарению и других параметров. Температурные характеристики — это средняя температура, колебания температуры (в том числе выше точки замерзания) и другие параметры. Местами важное значение могут иметь и другие факторы: облачный покров, относительная влажность, суховеи и изменчивость климатических условий.

Одни климатические условия обеспечивают быстрое глубокое физическое выветривание, другие способствуют выщелачиванию, пополнению грунтовых вод и перемещению солей, биологическому выветриванию и эрозии (удалению продуктов выветривания). Климат может воздействовать на выветривание непосредственно, либо через растительность и почвы.

ОСАДКИ

Вода — это самый важный реагент почти во всех формах выветривания и, следовательно, ее обилие оказывает большое влияние на характер и интенсивность выветривания. Л. Леопольд, М. Волман и Дж. Миллер [351] предположили, что, вероятно, существует критический минимум общего количества осадков, ниже которого выветривание не происходит, хотя представляется, что даже небольшого количества воды будет достаточно для проявления некоторых процессов выветривания.

По общей сумме осадков нельзя судить об их воздействии на выветривание. При количестве осадков 7,5 см в год Аризона яв-

ляется сухим районом, тогда как северная Аляска покрыта болотами, а процессы выветривания в этих двух районах протекают по-разному. Следовательно, интенсивность и характер выветривания только частично зависят от общего количества осадков и в значительной степени от других местных условий, частично — от климатических и частично — от гидрологических.

Поскольку на выветривание влияют и многие другие факторы, относительно влияния количества осадков можно сделать только частные выводы. От общего количества осадков может зависеть степень выщелачивания некоторых катионов. Во влажных районах почвы сильно обеднены натрием, калием, магнием и кальцием, по сравнению с почвами сухих районов; в песчаных и алевритовых фракциях содержится больше кварца, что указывает на усиление выветривания менее устойчивых минералов при увеличении количества осадков. В США количество растворенных веществ, переносимых реками, увеличивается с возрастанием годовых осадков до 25 см, но в более влажных районах количество растворенных веществ зависит от доступности солей, что в свою очередь зависит от состава и скорости выветривания местных пород.

Некоторым реакциям выветривания благоприятно равномерное распределение осадков, а для других — сезонные колебания осадков. Выветривание во влажных тропиках отличается от выветривания в саваннах с резко выраженными сухими сезонами. В последних имеют место чередование, растворение и осаждение из растворов, необратимые химические изменения при высыхании, движение растворов кверху в сухие сезоны и т. д., тогда как в тропиках выветривание протекает непрерывно и неизменно.

Если количество осадков превышает испарение, то продукты выветривания постоянно удаляются растворами. Если преобладает испарение, то вода движется кверху, почвы высыхают, кристаллизуются соли, а продукты выветривания не выносятся. Следовательно, величина отношения осадки : испарение отражается на типе почв, типе глинистых минералов, накоплениях солей, выветривании солей и других сходных характеристиках. Щелочные почвы и соленые озера встречаются только там, где испарение преобладает над осадками.

Х. Вейнерт [626] описал пример выветривания, которое явно контролировалось в основном величиной отношения осадки : испарение. На участках, где использовались долериты Кару для разметки дороги, было обнаружено, что слабо выветрелый долерит встречается только на востоке, где влага способствует его разрушению. На западе долерит подвергается в большей степени физическому выветриванию, причем граница между свежими и слабо выветрелыми породами, по-видимому, проходит вдоль изолинии отношения испарения : осадки равном 3,0.

Аридность климата также влияет на характер выветривания минералов. Р. Хэй [260] отмечал, что в Танзании в ущелье Олду-

ваи, где жарко и сухо большую часть года, выветривание туфов приводит к образованию цеолитов в щелочных почвах, а не глинистых минералов. В пустынных районах росы могут способствовать выветриванию, вызывая гидролиз или начальное растворение солей. Содержания растворимых солей в росе такие же, как и в обычных осадках, причем существует четкая обратная зависимость между количеством росы и концентрацией солей [652].

ТЕМПЕРАТУРА

Годовые колебания температур могут иметь большое значение для физического выветривания. С. Вишер [604] дал один из наиболее детальных обзоров по влиянию климата на породы и полагал, что при колебаниях температуры в 30° обнаженные породы претерпевают значительные расширения и сжатие. Температуры, фиксируемые метеорологической службой в тени на высоте 1,5 м над поверхностью земли, значительно меньше температур, встречающихся на поверхности обнаженных пород. В ясную погоду суточные колебания температуры обычно на 50 % больше на поверхности земли даже в тени, чем по средним данным метеорологической службы, которые рассчитываются как для ясного, так и для облачного неба.

Скорость химической реакции обычно возрастает с повышением температуры. При увеличении температуры на 10° скорость реакции увеличивается в два или три раза, будь то медленная или быстрая реакция. Усиливается также биологическая деятельность.

Х. Дженни [303] показал, что в пределах поясов с однородной влажностью и сходной растительностью содержание органического вещества в почвах уменьшается экспоненциально по мере возрастания температуры. Данные этого автора указывают на двукратное увеличение содержания органического вещества при уменьшении температуры на 10° .

В некоторых случаях увеличение скорости химической реакции, обусловленное непосредственно возрастанием температуры, может привести к четкому падению растворимости кислорода и CO_2 в воде при повышенной температуре. Особенно усложняется процесс растворения кальцита. Растворимость кальцита зависит от растворимости CO_2 , поэтому она меньше при более высоких температурах. Однако растворение кальцита в основном контролируется продукцией CO_2 в почвенном воздухе, поскольку при низких температурах растительности меньше, то меньше и CO_2 в почвенном воздухе, и, следовательно, кальцита растворяется меньше.

В общем считают, что кремнезем более растворим при повышенных температурах, поэтому в тропических районах выщелачивание должно быть более интенсивным. Это положение было поставлено под сомнение С. Дэвисом [150] на основании сопоставления содержаний кремнезема в реках, хотя общая температурная зависимость, по-видимому, имеет место, и она объясняет обилие

десилицифицированных глинистых минералов в свободно дренируемых тропических почвах.

Д. Карролл [105] предположил, что при тропическом выветривании кремнезем удаляется из пород в то время, когда рН выщелачивающей воды остается высоким; если дренаж затрудняется, то растворенный кремнезем не может быть вынесен из почвы (или выветривающейся породы) и происходит ресилицификация первоначально образованного гиббсита в каолинит. Этот же процесс может объяснить наличие кремнистых прослоев в тех горизонтах древних латеритов Австралии, где кремнезем переходил в раствор, но не удалялся. Там, где глинистые минералы почти не образуются из-за неподходящего состава материнских пород, кремнезем осаждается около реликтовых кварцевых зерен и формируются кремнистые корки или «грей-билли».

ВЛИЯНИЕ МОРОЗА

Замораживание играет важную роль в физическом выветривании; распространение морозов детально рассмотрены С. Вишером [604], составившим карты морозов для США. Отмечаются контрасты по региональному распределению средних количеств ночного времени, в течение которого Службой погоды были зафиксированы температуры ниже 0 °С. На поверхности земли в открытом месте заморозки наблюдаются чаще, чем по данным метеослужбы. Максимальная глубина промораживания почвы в два раза больше глубины обычного промерзания, за исключением самых холодных районов, в которых максимальная глубина только на 50 % превышает глубину обычного промерзания.

Чередование периодов промораживания и оттаивания вызывает более сильное разрушение, чем постоянное промораживание, и эффективность воздействия отрицательных температур зависит от частоты колебания температур около точки замерзания и наличия воды. Поэтому, минимальные разрушения происходят там, где слишком тепло для промерзания или слишком холодно для таяния, а также там, где мало воды.

Хотя влияние промерзания на горную породу зависит от частоты температурных колебаний около точки замерзания воды, но необходимо также время для того, чтобы температурные колебания проникли в толщу почвы или породы и для переноса скрытой теплоты, чтобы вызвать замерзание или оттаивание воды в породе. Температурные колебания, измеренные по Стивенсону, недостаточны для определения эффективности морозного воздействия. Экспериментальные замеры, подобные выполненным Б. Хэйвудом [258] и К. Эвереттом [190], показывают, что главным ведущим фактором является годовой климатический цикл, независимо от частоты смены периодов замораживания — оттаивания меньшей длительности.

ЭКСПОЗИЦИЯ СКЛОНА

Экспозиция склона оказывает сильное влияние на местные условия выветривания в пределах региона, но конкретное влияние экспозиции склона зависит от окружающих условий.

Рассмотрим это на примере северного полушария. Здесь в обычно холодных и морозных районах южные склоны будут подвергаться более частому воздействию циклов промораживания и оттаивания, чем северные склоны и, следовательно, будут подвергаться большему физическому выветриванию. В холодных, но в основном непромерзающих районах, южные склоны лучше освещены солнцем и имеют богаче растительный покров, так что биологическое и, возможно, химическое выветривания здесь будут более интенсивными, чем на северных склонах. Однако, если предположить, что в середине дня на южных склонах может быть слишком жарко, то в этом случае здесь будет меньше растительности, чем на северных склонах. Это обстоятельство способствует уменьшению интенсивности биологического выветривания, но приводит к увеличению степени эрозии и удаления продуктов выветривания.

Р. Хэдлей [243] установил в трех районах Колорадо и Нью-Мексико, что скорость удаления поверхностного материала плоскостной эрозией на южных и юго-восточных склонах на 50—75 % больше, чем на других. Более интенсивная эрозия, вероятно, способствует интенсивному выветриванию в результате постоянного обнажения свежих пород.

Значение экспозиции склона для генезиса почв и выветривания отмечал А. Купер [129], изучивший склоны долин на юго-востоке штата Мичиган в районе распространения серо-бурых подзолистых почв. Для южных склонов характерны сильная освещенность, максимальные температуры воздуха, скорости испарения и температуры почв. На северных склонах наблюдались более низкие минимальные температуры воздуха и более высокая влажность почв. Поверхностные горизонты на южных склонах подвергались воздействию циклов замораживания-оттаивания зимой и циклов увлажнения-усыхания летом, что не имело места на северных склонах. По мнению А. Купера, все это способствовало более интенсивному химическому и биологическому выветриванию и вполне объясняет наблюдаемые особенности почв. На южных склонах почва маломощная, а на северных — мощная. Горизонт *A1* также слабее развит на южных склонах, а горизонт *B* имеет более красноватый оттенок и более тонкую структуру, содержит больше алевролита и глины.

АТМОСФЕРНОЕ ЗАГРЯЗНЕНИЕ

Углекислый газ способствует ускорению выветривания силикатных минералов и карбонатных пород. В воздухе содержится в среднем около 0,034 % или 340 млн $^{-1}$ CO_2 ; эта цифра возрастает до 0,27 % в городах с многомиллионным населением. В атмосферу

углекислый газ поступает за счет двух главных источников — за счет биогенного CO_2 и промышленных отходов. Промышленные отходы содержат около 12—14 % CO_2 .

Возможно, около 30 % всего количества сульфата в воздухе ($0,5$ — 11 млн t^{-1}) обусловлено человеческой деятельностью. В воздухе сера присутствует в виде SO_2 , а также SO_3 ; оба соединения легко гидролизуются в дождевой воде с образованием сернистой кислоты за счет SO_2 или более сильной серной кислоты за счет SO_3 . Сульфаты играют важную роль в выветривании, так как они переводят карбонаты в более легко растворимые сульфаты. За счет доломита образуются сульфаты магния, которые настолько легко растворимы, что поглощают воду из воздуха, т. е. они являются гигроскопическими. Частые объемные изменения этих солей могут привести к шелушению поверхностной породы.

Углекислый газ и SO_2 в атмосфере промышленных городов обуславливают возникновение кислотных дождей, которые реагируют со строительными материалами, особенно с известняком, а также с бетонами и металлами. В результате развиваются растворение, солевое выветривание и другие процессы коррозии. Скорость выветривания строительных камней заметно возросла после начала индустриализации стран, и местами это влияние промышленных отходов особенно четко видно. А. Райстрикк и О. Джилберт [466] пишут, что на здании Малхем Тарн в Йоркшире в Англии особенно интенсивному выветриванию подверглись юго-западные стены, под воздействием преобладающих ветров из промышленного района, поставлявшего сернистые отходы. Насколько же эффективна и лондонская атмосфера, как отмечал Бересфорд Пайт в «Обсервер» от 23 августа 1925 г. После того как на магnezийный известняк, из которого построен Новый Вестминстерский дворец, стали воздействовать химические компоненты лондонской атмосферы, он медленно, но глубоко перерабатывался до состояния «солей Эпсома».

Здание Тадж-Махал потеряло свой блеск после тридцатилетнего воздействия промышленных загрязнений. К главному нефтеперерабатывающему комбинату добавились две электростанции на угольном топливе, 250 железоплавильных печей и огромный железнодорожный узел. На мраморе образуются небольшие ямки с шероховатой поверхностью и темные обесцвеченные участки («Стрейтс Таймс» от 30 января 1981 г.).

Н. Джонсон, Р. Рейнольдс и Г. Ликенс [308] пишут, что, несмотря на увеличение кислотности и содержания серы в реках Новой Англии, текущих из главных промышленных районов США, скорость катионной денудации поверхности водосбора остается довольно низкой. Они также отмечают, что хотя многие геохимики применяют углекислотную систему в качестве модели для анализа реакций химического выветривания и его активности, в настоящее время существуют крупные районы, в которых геохимические процессы контролируются наличием H_2SO_4 .

ПРОЧИЕ ФАКТОРЫ

Распределение солнечных лучей оказывает главным образом косвенное воздействие на геологические процессы, что связано с их влиянием на суточные колебания температуры, испарение и растительность. Противоположное воздействие оказывает облачный покров: увеличение облачности приводит в общем к возникновению более холодных стабильных обстановок. При облачности несколько ослабевают морозы. Интересное влияние оказывает снежный покров, так как он уменьшает промораживание и эрозию почвы.

Влияние ветра зависит от ряда факторов: ветер может быть иссушающим и, таким образом, увеличивающим испарение, или может приносить дожди. В некоторой степени ветер влияет на температуру, а в сухих районах он удаляет продукты выветривания.

Молнии могут разрушать камни или вызвать пожары, вследствие которых растрескиваются камни. Внезапное выпадение холодного дождя на горячие поверхности пород приводит к их растрескиванию.

Климатические условия могут резко меняться. Случайная многолетняя засуха, высокие или низкие температуры приводят к значительно более интенсивному выветриванию, чем за огромный период существования устойчивых климатических условий. Периоды дождей способствуют удалению продуктов выветривания и тем самым усилению дальнейшего выветривания. Резкая изменчивость климатических условий влияет на характер растительности и, в общем, обуславливает возникновение худшего защитного покрова, чем при стабильных условиях. Все это ведет к ослаблению биологического выветривания, но при более интенсивном удалении продуктов выветривания его скорость увеличивается.

Микроклиматы, или климатические условия в толще грунта или близ него, вероятно позволили бы лучше оценить влияние климата на выветривание, чем общие данные по климату, однако до сих пор в этом направлении сделано еще очень мало. Этот вопрос подробно рассмотрен Р. Гейгером [218], но многочисленные приведенные данные не так просто увязать с выветриванием.

КЛИМАТИЧЕСКИЕ РАЙОНЫ И ВЫВЕТРИВАНИЕ

Выделяется четыре типа климата с постоянными соотношениями главных климатических факторов. Вполне обоснованно можно предположить, что процессам выветривания будут благоприятствовать одни климатические условия и препятствовать другие, и что типы и интенсивность выветривания непосредственно зависят от характера климата.

В сухих районах, будь то жаркие или холодные, химическое выветривание, вероятно, проявляется в меньшей степени. Например, Дж. Джудд [312] находил свежие микроклин и ортоклаз в нильском иле, объяснял это сухим климатом районов источника этих минералов. В тундре просачивание вод затруднено из-за наличия слоя вечной мерзлоты, поэтому почвообразующие процессы развиты плохо, хотя даже здесь отмечаются слабое оподзоливание, перемещение железа и вынос карбонатов и оснований. В этих районах развиты процессы физического выветривания, часто приводящие к образованию крупных угловатых обломков [489]. З. Чзепп [164] на о-ве Шпицберген установил, что физическое выветривание некоторых песчаников играло подчиненную роль в химическом отслаивании, хотя первоначально воздействие морозного выветривания преобладало. В микрообстановках выветривания определенную роль играют процессы кристаллизации солей [620]. Однако изучение самого холодного района показало, что гидролитическое воздействие воды и связанное с ним химическое выветривание имеют подчиненное значение в арктическом климате при разрушении песчаника, кварцита, глины, известковых глинистых сланцев, филлитов, долеритов и многих других пород. Даже силикатные породы в холодном сухом климате подвергаются едва заметному химическому выветриванию. Несмотря на то, что после таяния снега содержание влаги в почве бывает высоким, ее никогда не хватает для интенсивного химического выветривания. Ограниченные трещинами блоки гранита остаются прочно связанными и покрываются слоем остроугольных обломков, образовавшихся при физическом выветривании, причем наименьшие обломки имеют размеры ореха.

Некоторые советские авторы, например, И. Н. Степанов [540], утверждают, что выветривание происходит даже в ледниковой обстановке. Снег и лед включают мелкие лёссовидные частицы. Только ледники Центральной Азии при таянии высвобождают ежегодно 160 млн т мелкого пылеватого материала и 9 млн т солей, в том числе 960 тыс. т карбоната кальция. Разложение этих веществ влияет на химические свойства льда: например, льды Центральной Азии дают нейтральную до слабо щелочной реакцию, а льды Гренландии — кислую. Водоросли, грибы и бактерии, которые могут даже слегка окрашивать снег, способствуют выветриванию минералов. Процессы химического выветривания протекают в антарктических почвах, даже в самых холодных и сухих районах Трансантарктических гор [120].

Некоторые геоморфологи делали попытки выделить ряд климатов, при которых равномерно проявлены интенсивность и относительное значение различных геоморфологических процессов. Районы с такими режимами получили название «морфогенетических районов» у Л. Пелтиера [449], Formkreise у Дж. Бюдела [90, 91] и «климатическо-геоморфологических районов», чтобы подчеркнуть связь форм рельефа с климатом.

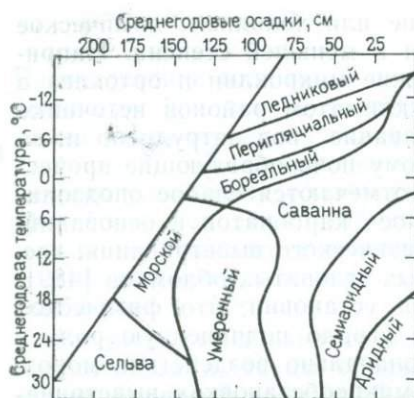


Рис. 88. Климатическое районирование морфогенетических обстановок. По Л. Пелтиеру [449]



Рис. 89. Изменение интенсивности химического выветривания в зависимости от количества осадков и температуры. По Л. Пелтиеру [449]

Л. Пелтиер [449] выделил ряд морфогенетических районов (рис. 88). Эти районы представляют собой гипотетические климаты, выделенные в соответствии с графическим изображением его концепции, так как пока нет способов измерения и сравнения роли всех климатических процессов. Следует всегда об этом помнить при использовании диаграмм Пелтиера. Тем не менее, схема морфогенетических районов весьма полезна для раздумий при качественной оценке выветривания различных процессов, действующих в любом конкретном районе в условиях конкретного климата.

Выветривание Л. Пелтиер рассматривает на трех диаграммах.

На рис. 89 показана зависимость между климатом и химическим выветриванием. Вода необходима для большинства процессов химического выветривания, и поскольку ее количество зависит от величины осадков, то увеличение количества осадков ведет к усилению выветривания. Температура влияет в основном на скорость химических реакций, поэтому принято считать: чем теплее климат, тем сильнее идет выветривание. Наиболее интенсивно выветривание протекает в условиях жаркого влажного климата, а менее интенсивно — по мере уменьшения количества осадков и температуры.

Л. Пелтиер не привел диаграммы для биологического выветривания, но предположил, что увеличение количества осадков и температуры обуславливает увеличение плотности растительного покрова, поэтому химические реакции, связанные с органикой, быстрее протекают в теплых влажных районах. Таким образом, для биологического выветривания характерна та же тенденция, что и для химического.



Рис. 90. Изменение интенсивности морозного выветривания в зависимости от количества осадков и температуры. По Л. Пелтиеру [449]



Рис. 91. Соотношение различных типов выветривания в зависимости от количества осадков и температуры. По Л. Пелтиеру [449].

В кружках даны: 1—3 — физическое выветривание (1 — умеренное, 2 — интенсивное, 3 — слабое); 4—6 — химическое выветривание (4 — умеренное со слабым морозным выветриванием, 5 — интенсивное, 6 — умеренное); 7 — очень слабое выветривание

На рис. 90 приведена схема Л. Пелтиера для районов морозного выветривания. Выделяются две области с минимальным проявлением выветривания — это область слишком теплая для того, чтобы имело место промерзание, и слишком холодная, в которой не происходит таяние льда. При наложении на эту схему схемы распределения осадков с минимумами в полярных и субтропических зонах получается итоговая схема. Л. Пелтиер считает, что интенсивность мороза не имеет никакого значения, поскольку большие падения температуры не приводят к соответствующему увеличению давления. Длительность морозного периода также считается незначительным фактором, так как никакого выветривания не происходит до тех пор, пока период заморозания не сменится периодом таяния. Особенно важное значение имеет частота чередования периодов замораживания и таяния, причем наиболее интенсивно морозное выветривание будет проявлено в тех районах, в которых существуют длительные переходные периоды между сезонами слишком холодным для оттаивания и слишком теплым для промерзания.

Л. Пелтиер отождествил морозное и физическое выветривание, но полностью исключил инсоляционное выветривание. В свете того, что было сказано в гл. 2 об инсоляционном выветривании, на диаграмме физического выветривания можно выделить участки больших суточных колебаний температуры, т. е. горячую сухую зону.

На рис. 91 приведена схема районов выветривания, составленная из диаграмм для химического и морозного выветривания. Если надо подчеркнуть инсоляционное выветривание, то в правом нижнем углу диаграммы следует выделить участок умеренного или сильного физического выветривания.

На рис. 92 показана зависимость распределения выветривания от климата и растительности [551]. Выделенные зоны описываются в гл. 13, а приведенную диаграмму можно сравнить с зональным распределением почвенных профилей на рис. 105. На рис. 92 четко выделены главные черты климатической зональности: максимум выщелачивания отмечается в тропической и таежно-подзолистой зонах с максимальными количествами осадков; из-за высокой температуры в тропической зоне выветривание более интенсивное и глубокое, чем в подзолистой; в тундре, полупустынях и пустынях почти не развиты процессы химического изменения из-за низких температур и отсутствия достаточного количества воды.

На рис. 93 показано географическое распределение зон выветривания. Эта схема несколько запутана из-за включения в нее тектонических факторов, которые, по мнению Н. М. Страхова, также важны для выветривания, как и климат.

В настоящей книге много внимания уделяется удалению продуктов выветривания, поскольку принято считать, что при их сохранении не происходит дальнейшего выветривания, тогда как после удаления этих продуктов выветривание продолжается беспрепятственно; выветривание протекает подобно химической реакции, которая будет продолжаться, если продукт реакции удаляется, но которая достигает равновесия, если продукты реакции остаются в системе. С другой стороны, Н. М. Страхов пишет: «Химический процесс для своего завершения требует, чтобы поверхностные горизонты не смывались совсем, либо смывались в размерах, не препятствующих переходу элювия из щелочной стадии в кислую, с выносом всего, что может перемещаться в растворе... При увеличении амплитуды и расчлененности рельефа механическая денудация усиливается и, наконец, наступает момент, когда темпы смыва опережают темпы химического выветривания; последнее при этом неизбежно начинает ослабевать, подавляться... При еще более расчлененном горном рельефе и очень быстрой денудации химическое выветривание вообще не проявляется...» [551].

Конечно, трудно представить, что продукты выветривания могли сохраняться в условиях сильно расчлененного горного рельефа, однако при достаточном количестве воды и высоких температурах химическое выветривание все же будет активным, и лишь некоторые исследователи разделяют положение Н. М. Страхова о том, что в тектонически активных районах или на приподнятых участках (независимо от интенсивности поднятия) химическое выветривание всегда будет слабо проявляться. В сильно расчлененных нагорьях о-ва Новая Гвинея, как правило, развиты мощ-

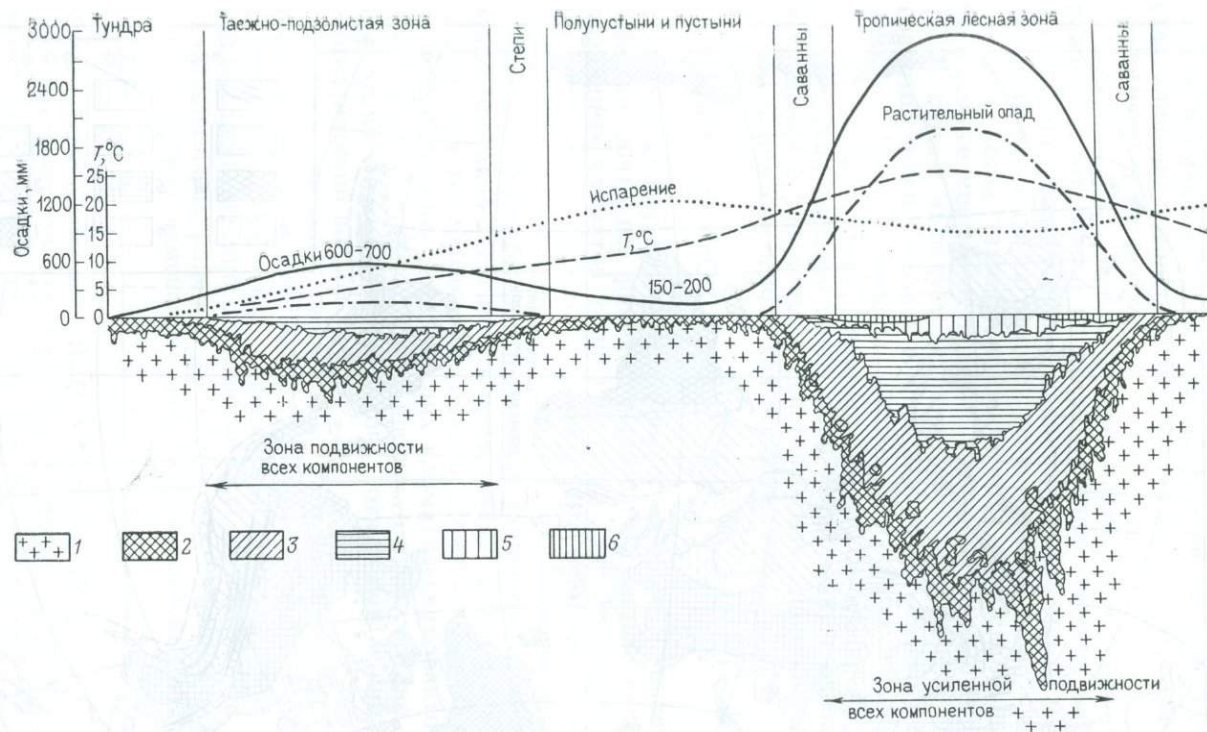
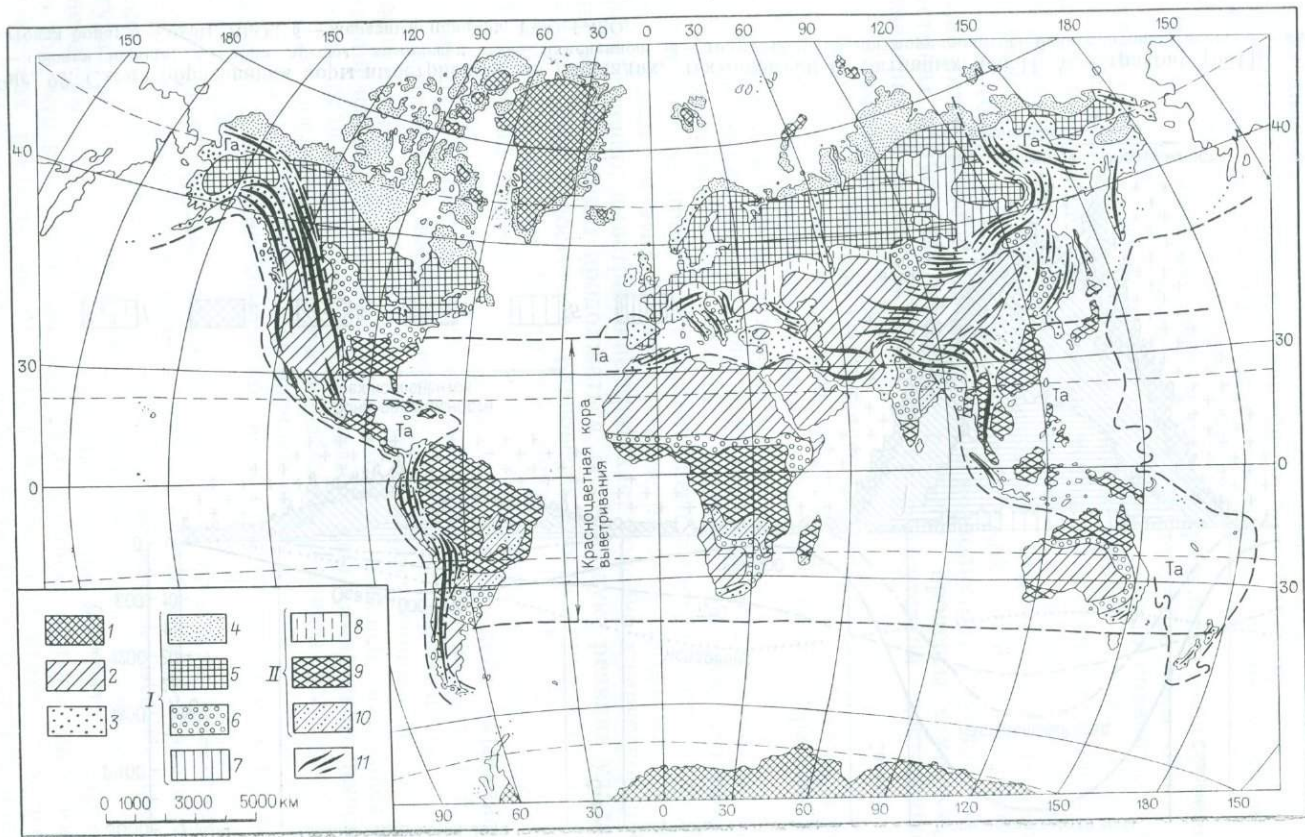


Рис. 92. Схема образования коры выветривания на площадях, тектонически не активных. По Н. М. Страхову [551].
 1 — свежая порода; 2 — зона дресвы, химически мало измененной; 3 — гидрослюдисто-монтмориллонитово-бейделлитовая зона; 4 — каоли-
 нитовая зона; 5 — октры, Al_2O_3 ; 6 — железный панцирь, $Fe_2O_3 + Al_2O_3$



ные профили выветрелых пород и здесь очень трудно найти невыветрелые породы [444]. На карте кор выветривания (по Н. М. Страхову) их распространение связывается с распределением современных климатических поясов, но при этом игнорируется влияние палеоклиматов, континентального дрефта и других геологических процессов.

Действительно тождественное определение морфогенетических районов дают только после накопления точных данных, чтобы эти районы можно было охарактеризовать на твердой фактической основе, а не на основе теоретических рассуждений. В тех случаях, когда такие данные имеются, они слабо подтверждают выделенные морфогенетические районы. Так, например, М. Томас [569] пишет: «Следует заключить, что немногие формы рельефа гранитов можно увязать с определенными климатическими обстановками. Поэтому вряд ли возможно разработать климатическую классификацию форм рельефа». В настоящее время для морфогенетических районов дают лишь качественную оценку связи выветривания с различными действующими процессами, что обеспечивает надежную основу для исследований.

КЛИМАТЫ ПРОШЛОГО

Связь между климатом и выветриванием установить труднее, так как почти все районы подверглись воздействию в прошлом различных климатов, отличающихся от современного. Часто трудно определить: связаны ли конкретные процессы и формы рельефа с современным или древними климатическими режимами?

Хорошо было бы найти простые зависимости выветривания от климата. Такая зависимость представляет собой фундаментальную основу для геоморфологов, однако сложность, связанная с выделением отдельных действующих климатических факторов, и сложность определения климатов прошлого очень трудно преодолемы, и поэтому многие геоморфологи отвергают слишком простой климатический подход [549].

Климатический характер некоторых прошлых периодов хорошо известен. Многие ландшафты Европы и Северной Америки были созданы ледниковыми и перигляциальными процессами, о чем свидетельствуют многочисленные публикации. Что же касается экваториальных районов, то хотя есть некоторые материалы о климатических изменениях, все же установлены смещения клима-

Рис. 93. Типы выветривания. По Н. М. Страхову [551].

1, 2 — области седиментогенеза (1 — ледового, 2 — аридного); 3 — выветривание тектонически активных территорий без образования коры выветривания. Область умеренного влажного климата: 4 — химическое выветривание, резко ослабленное низкой температурой; 5 — нормально развитое выветривание; 6 — химическое выветривание, ослабленное малым количеством осадков; 7 — химическое выветривание, ослабленное действием рельефа. Область тропического влажного климата: 8 — ослабленное проявление химического выветривания из-за малого количества осадков; 9 — интенсивно развитое химическое выветривание; 10 — периферия зоны интенсивного химического выветривания, 11 — горные хребты. Та — тектонически активные территории — континентальные и морские

тических поясов с перемещением границ пустынь и изменениями пльвиальных условий.

Тем не менее, хотя климаты прошлого несомненно были иными, не следует связывать образование форм рельефа с палеоклиматами без тщательного исследования, поскольку очень легко прийти к ошибочным выводам.

Главный источник таких ошибок заключается в наличии соответствующих форм рельефа. Образование узорчатых грунтов обычно связывается с перигляциальными условиями, однако подобные грунты встречаются и в неледниковых, и даже в аридных обстановках [423, 437]. Морозные клинья можно спутать с языками растворения. Блоки морозного растрескивания довольно легко отличаются от скоплений каменных ядер, но в Европе имеется много примеров того, что последние считают доказательством существования перигляциальной обстановки. Когда-то останцы считались характерной особенностью аридных районов, а иногда рассматривались как признаки влажного тропического выветривания, хотя они встречаются в областях с разными климатами. Отслаивание встречается во всех климатических районах — от Антарктиды до Центральной Сахары [511].

Ряд гипотез объясняет различные особенности выветривания сменной климатических условий. Например, в Центральной Австралии в районе Айрес-Рокк Х. Бремер [67] установил признаки существования тропического влажного (сахарные головы и русла), средиземноморского (тафони) и аридного (чешуйчатые отслоения) климатов. В противоположность этому Х. Веллман и А. Вильсон [628] полагают, что в создании и изменениях рельефа этого района важную роль играло солевое выветривание, тогда как К. Брид и В. Брид [66] эту роль отводят эрозии золовыми песками. К. Твидейл и Х. Уонфер [597] считают, что рельеф района Айрес-Рокк был примерно таким же уже в палеоцене [596]. В процессе образования этого рельефа и на протяжении большей части кайнозоя климат действительно был влажным тропическим, не способствующим ветровой эрозии, а также, вероятно, и солевому выветриванию. Этот район представляет яркий пример того случая, когда по современной климатической обстановке нельзя судить об обстановках прошлого.

В Европе олигоцен-миоценовые отложения содержат много кварца и мало полевого шпата и кварцитовых галек, тогда как последние встречаются в отложениях рисского и вюрмского возрастов. П. Кайе [334] предполагает, что отложения, бедные полевым шпатом, образовались в условиях жаркого влажного климата, что явно необосновано.

В связи с этим возникает вопрос о возрасте четвертичных оледенений. Долгое время считалось, что на территории Европы было четыре стадии оледенения, и эта четырехстадийная модель представляла собой прокрустово ложе, в которое втискивались все данные. Сейчас, по данным бурения в океанах и исследования лёссов, стало известно, что было примерно двенадцать холодных

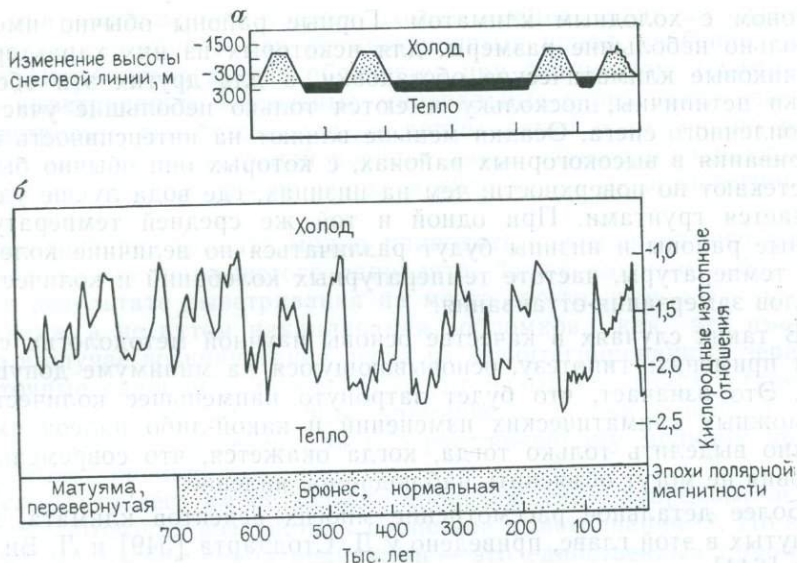


Рис. 94. Пренная модель четырехстадийного оледенения (а) и современные представления о четвертичных изменениях климата (б). По Дж. и К. Имбрае [291]

максимумов (рис. 94), и поэтому многие результаты исследования четвертичного выветривания нуждаются в переоценке.

Другая проблема заключается в трудности обнаружения сопоставимых палеоклиматов одной территории с современным климатом другой. Предпринимались неоднократные попытки сопоставления условий выветривания, наблюдаемых в Арктике, с условиями выветривания в плейстоценовое время в перигляциальном районе Центральной Европы, хотя такое сопоставление не может считаться обоснованным из-за различного широтного положения этих двух районов. Например, на Шпицбергене полярная ночь длится 4 месяца, и вследствие отсутствия солнечного света перепадов температур не наблюдается. В перигляциальных районах, в прошлом, солнце всходило ежедневно круглый год. Следовательно, тогда здесь перепады температур были большими и более частыми, чем в современных перигляциальных обстановках, в которых солнце не заходит длительное время и где солнечные лучи падают почти под одним и тем же углом как в полдень, так и в полночь. Более быстрые смены температуры наверняка приводили к более интенсивному выветриванию, и поэтому нельзя непосредственно сопоставлять современные и прошлые климатические обстановки.

Сопоставление климатов разновысотных районов, находящихся на одной и той же широте, также неправильно; нельзя сравнивать холодную низину далекого прошлого с соседним горным

районом с холодным климатом. Горные районы обычно имеют довольно небольшие размеры, для некоторых из них характерны ледниковые климатические обстановки, а для других эти обстановки нетипичны, поскольку имеются только небольшие участки накопленного снега. Осадки меньше влияют на интенсивность выветривания в высокогорных районах, с которых они обычно быстро стекают по поверхности, чем на низинах, где вода лучше удерживается грунтами. При одной и той же средней температуре горные районы и низины будут различаться по величине колебания температуры, частоте температурных колебаний и количеству циклов замерзания-оттаивания.

В таких случаях в качестве основы научной методологии следует применять гипотезу, основывающуюся на минимуме допущений. Это означает, что будет затронуто наименьшее количество возможных климатических изменений и какой-либо палеоклимат можно выделить только тогда, когда окажется, что современные условия не могут объяснить наблюдаемое явление.

Более детальное рассмотрение многих аспектов климата, затронутых в этой главе, приведено у Д. Стоддарта [549] и Л. Вильсона [644].

Глава 11. ПРОДУКТЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

К продуктам выветривания относятся твердые обломки первичных пород (свежих и выветрелых), растворы и новообразованные твердые вторичные продукты (см. рис. 46).

ОСТАТОЧНЫЕ ПРОДУКТЫ

Обломки свежей породы. К ним относятся каменные ядра, осколки, плитки и другие обломки, образовавшиеся в результате снятия нагрузки или под воздействием физического выветривания. Эти обломки могут иметь специфическую форму (сфероидальную, пластинчатую и т. д.), обусловленную процессами выветривания или текстурными особенностями пород.

Сапролит. Так называется порода, выветрелая на месте своего залегания; более детально она описана в гл. 13.

Нерастворимый остаток. Он образуется при растворении пород, часто известняков.

На известняках, большая часть которых растворяется и выносятся, накапливается нерастворимый остаток. Обычно он состоит из глин и оксидов железа и часто образует красноцветные почвы, известные как терра-росса. В остатке могут присутствовать кремнистые образования, например, кремни из меловых пород Англии, которые широко используются в строительстве и были одним из первых полезных ископаемых, добытых человеком.

Дезинтегрированные породы. Дезинтеграция пород до состояния песка характерна для крупнозернистых пород, особенно гранитов. Песчанистая дресва образуется при физическом и химическом выветривании. Отдельные минеральные зерна, часто почти невыветрелые, освобождаются от других зерен и их можно руками извлечь из выветрелой породы. Такие зерна накапливаются около выходов выветрелых пород в виде песка из дезинтегрированных зерен.

Выветривание гранита может приводить к возникновению алевритистого или песчанистого сапролита. Такой сапролит образуется в результате выветривания на месте своего первоначального залегания, а не путем накопления обломков, как это имеет место в случае возникновения песка из дезинтегрированных зерен. Остаточные сапролиты можно было бы называть «грас»* (дресвой), хотя этот термин иногда применяется также к пескам из дезинтегрированных зерен или к переотложенному мелкому продукту выветривания.

Лёсс. Хотя лёсс имеет эоловое происхождение, кварцевые зерна получают при воздействии процессов выветривания**. По-видимому, дробление пород ледниками — это единственный природный процесс, в результате которого может образоваться большое количество кварцевых частиц лёссовой размерности (алевритовой). Карбонат в лёссах — это вторичные нарастания на кварцевых зернах [526]. Полная модель возникновения лёссовых отложений включает четыре стадии: образование частиц, транспортировка, отложение и постседиментационные изменения [527]. В СССР, по-видимому, придерживаются гипотезы образования лёсса при выветривании на месте его залегания [527]. Д. Нахон и Р. Тромпетт [405] вернулись к проблеме образования алевритовых частиц. Они установили, что ледникового истирания недостаточно для образования алеврита, и предполагают, что главный источник кварцевого алеврита образуется в результате выветривания, особенно тропического. Эти авторы утверждают, что в тропических почвах содержится много алеврита, однако многие другие (включая автора настоящей книги) установили, что в тропических почвах содержится очень мало алеврита. Для решения этого вопроса необходим дополнительный фактический материал.

Гравий формируется в основном в результате физического выветривания, когда породы распадаются по плоскостям сланцеватости.

Песок образуется в основном при дезинтеграции пород на отдельные зерна.

Глина возникает главным образом при химическом изменении и путем перестройки минералов.

* Русский термин «дресва», полностью отвечающий понятию «песчанистый сапролит», применен выше.— *Прим. ред.*

** По-видимому, автор говоря о «кварцевых частицах лёссовой размерности», образующихся при выветривании, имеет в виду кварцевую муку или маршаллит.— *Прим. ред.*



Рис. 95. Классификация твердых корок (панцирей) на треугольной диаграмме составов. По Г. Дьюри [173]. Положение силкрета Хэддон и профиля Кэнавей приведено по Б. Сениору и Дж. Маббуту [514]

Потери в растворе. Некоторые продукты выветривания выносятся в растворах в море и их дальнейшая судьба нас не интересует. Если растворы поступают в среды, где растворимость веществ понижается (например, при переходе от влажных к аридным участкам), то эти вещества могут осадиться в почвах, профилях выветривания или осадочных отложениях. Расстояние, на которое мигрируют эти вещества, определяется их геохимическими особенностями.

Железистые продукты переносятся на кратчайшие расстояния. Карбонаты переносятся дальше, но как только аридность усиливается, они выпадают из раствора в ландшафтных почвах (кальциевые почвы). Сульфаты, как более растворимые вещества, мигрируют еще дальше, поэтому в более аридных участках встречаются гипсоносные почвы. Хлориды (и даже нитраты) могут осажаться в очень сухих районах в конечных местах накопления растворов.

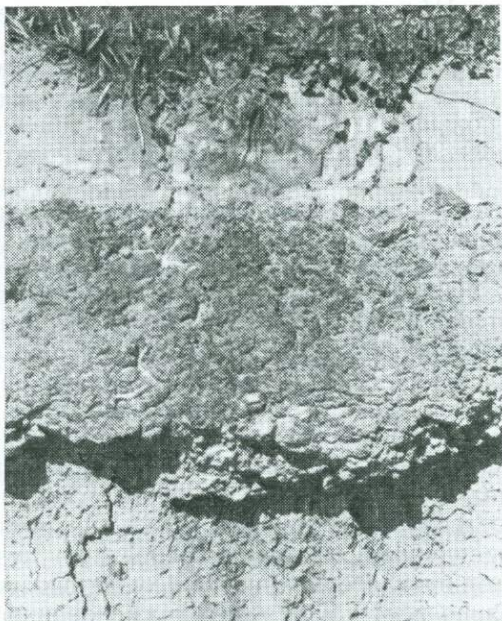
ТВЕРДЫЕ КОРКИ (ПАНЦИРИ)

Вторичные продукты, выделившиеся из растворов, обычно образуют желваки, корки или твердые горизонты в почвах и осадочных породах. Твердые горизонты (независимо от того, лежат ли они на поверхности или на глубине) получили общее название «твердые корки».

Главные разновидности твердых корок — это: 1) железистые корки, феррикреты, часто называемые «латеритом»; 2) глиноземные корки, обычно известные как «боксит»; 3) известковые корки (карбонат кальция), калькреты; 4) кремнистые корки (кремнеземистые), силкреты.

Встречаются также марганцевые корки, которые по генезису и признакам подобны железистым коркам вследствие геохимического сходства между железом и марганцем.

Рис. 96. Массивная железистая корка (феррикрет) с резкой нижней границей, с желваковой текстурой вверху; на феррикрете залегает песчанистый серый горизонт, ниже его — бурый выветрелый аллювий (Армидейл, Австралия)



Г. Дьюри [173] построил треугольную диаграмму для рационального описания главных типов твердых корок — панцирей (рис. 95).

При изучении генезиса твердых корок следует различать абсолютный и относительный механизмы концентрации.

Абсолютное накопление означает, что содержание элемента увеличивается за счет добавления его количества. *Относительное накопление* означает, что элемент накапливается (относительно) вследствие удаления других элементов.

Удаление кремнезема и оснований в растворе из некоторой силикатной породы приводит к относительному накоплению глинозема и в конечном итоге — к образованию боксита. Так как глинозем нерастворим почти во всех условиях, то боксит не может образоваться путем его абсолютного накопления.

С другой стороны, кремнистые корки всегда возникают за счет абсолютного накопления кремнезема, так как алюминий никоим образом не может быть вынесен в такой степени, чтобы это привело к относительному накоплению кремнезема.

Механизм появления железистых корок определить труднее, и хотя в большинстве случаев они, вероятно, образуются путем абсолютного накопления железа, некоторые корки, возможно, представляют собой остаточные образования, возникшие путем относительного накопления этого элемента.

Железистые корки (и латериты)

Железистые корки сложены в основном желваковыми, массивными или пузырчатыми скоплениями оксидов и гидроксидов железа, небольшим количеством каолиновых и других минералов (рис. 96). Они часто называются латеритами, а А. Иёнг [658], детально рассмотревший терминологию латеритов и латеритных почв, считает, что обычно латеритом называют «твердые образования, богатые железом... Железняк, железистая корка и муррам — все это синонимы латерита».

Железистые корки часто ассоциируются с профилями выветривания Уолтера (см. с. 239), в которых присутствуют пятнисто-окрашенная и светлая зоны, но применение термина «латерит» как к «железистой корке», так и «профилю Уолтера с железистой коркой» привело к большой путанице. Латеритами также называются почвы. В тропических районах наиболее развиты тропические красноцветные почвы, а не латериты, как обычно считают, однако с этими почвами часто ассоциируются железистые корки. Последние встречаются также вне тропиков и иногда под светло-окрашенными почвами. Вероятно, лучше избегать применения термина «латерит», поскольку он вносит много путаницы и произвольно используется для наименования почв, железистых корок и профилей выветривания.

Другая неопределенность вытекает из термина «латерит», даного Ф. Бюкеноном [86], впервые назвавшим так породу, которая была мягкой и резалась ножом при разработке, но становилась твердой на поверхности. Такую породу можно было бы назвать мягким латеритом. Эта порода редко встречается, и она не является тем образованием, которое сейчас принято считать латеритом. К. Стефенс [543] установил, что даже в том районе, где впервые была описана эта порода, распространен твердый латерит.

Не совсем ясно: что является источником железа, идущего на образование железистых корок? Источником могут служить перекрывающие и подстилающие породы или растворы, мигрирующие в боковых направлениях, причем эти источники оказывают совершенно различное влияние на эволюцию ландшафта [369].

Если допустить только вертикальное развитие профилей, то можно рассчитать: какое количество породы должно было выветриться, чтобы накопилось железо, присутствующее в железистой корке. Расчеты такого рода показывают, что мощность материнской породы, подвергшейся выветриванию, должна была быть больше, чем имеющаяся мощность выветрелой породы между железистой коркой и материнскими породами. Исходя из этого, А. Трендалл [584] заключил, что поверхность выветрелых пород первоначально располагалась выше и что по мере протекания выветривания эта поверхность понижалась, и горизонт железистой корки формировался на более низких уровнях. Потеря объема в

профиле выветривания в целом была отнесена на счет удаления продуктов выветривания грунтовыми водами.

Явный недостаток этой гипотезы заключается в том, что в рыхлой породе под железистой коркой отмечаются все признаки выветривания с сохранением постоянного объема. Это заставляет предполагать, что железистая корка не проваливалась и не оседала до более глубоких уровней в результате удаления подстилающего материала. А-Де Сварт [158], отметив признаки выветривания при постоянном объеме, предложил иное объяснение. Тем не менее, он считает, что значительная часть железа латеритов очевидно была привнесена из пород, впоследствии удаленных при снижении поверхности, на которой они залегали, и предположил, что этот процесс заключался в растворении на глубине и физической эрозии на поверхности. Как отметил М. Томас [567], трудно установить, каким образом все это происходило на самом деле, поскольку поверхностная эрозия приводила бы к размыву железистой корки и не способствовала бы нарастанию ее мощности снизу.

С другой стороны, железистая корка, возможно, перемещается вниз по профилю в виде пласта, растворяющегося сверху и наращивающегося снизу, наподобие равновесного профиля, каким является профиль Бувекула. Однако в профилях с железистыми корками обычно присутствует горизонт, обедненный железом (бледная зона) и отделяющий железистую корку от коренной породы (профиль Уолтера), такое перемещение железистой корки книзу в действительности не приведет к существенному обогащению железом за счет материнских пород, как это допускается в гипотезе А. Трендалла. Считают, что некоторые железистые корки, образовавшиеся на меловых песчаниках в Сенегале, опустились на подстилающий песчанисто-каолиновый покров. Такие проседания железистых корок преобразуют рельеф плато [404]. Д. Нахон, К. Джанот и др. [402] считают, что ряд разновидностей железистых корок образует генетическую последовательность, причем наиболее развитые желваковые разновидности приурочены к верхним частям профилей и никогда не встречаются в нижних частях склонов, а разновидности с массивной текстурой представляют собой наименее зрелые корки.

Согласно гипотезе Р. Мэньяна [369], железо мигрирует в основном в боковых направлениях, а не в вертикальных. Предполагается, что железо выносится из верхних частей склонов и осаждается в виде железистых корок на нижних склонах бортов долин. В настоящее время именно такая ситуация наблюдается во многих районах Африки. Железистая корка в конце концов становится водонепроницаемой, поэтому новые долины врезаются в нее и образуются небольшие террасы или плато. Последние, в свою очередь, выщелачиваются, формируются новые железистые корки на склонах молодых долин, и далее процесс снова повторяется. Утверждается, что таким путем боковые дренаж и миграция железа приводят к периодическому террасированию поверхности

земли с образованием железистых панцирей. Более высокие поверхности при этом имеют наиболее древний возраст, и включают сильно выщелоченные зрелые железистые корки, а лежащие ниже поверхности являются молодыми и включают только зарождающиеся железистые корки. В соответствии с моделью Мэньяна можно выделить несколько циклов образования железистых корок на Мадагаскаре и в других районах. Однако во многих районах развития железистых корок нет такого рельефа, который допускал бы многоциклическое их образование. Поэтому, хотя признается существование железистых корок, приуроченных к вершинам плато и основаниям склонов, эволюция ландшафта очень резко протекает с неоднократной инверсией рельефа.

Мак-Фарлан [379] различает грунтоводные железистые корки, расположенные в зоне колебания уровня грунтовых вод (т. е. там, где можно ожидать чередование периодов усыхания и обводнения?), и почвенные железистые корки, развитые в зоне чередования стадий увлажнения и усыхания, однако положение этих корок в разных элементах рельефа не зависит от уровня грунтовых вод. Известно, что почвенные пизолиты образуются в почве и их содержание увеличивается книзу. Другими словами, железистые пизолиты образуются у границы почвы и сапролита и их количество уменьшается кверху и книзу от этой границы. Мак-Фарлан подчеркивает, что железистые корки нагорий или плато *должны* быть остаточными (относительное накопление железа), допуская, что появление железистых корок в пониженных участках рельефа может быть связано с абсолютным накоплением железа за счет латерального привноса. В то же время он считает, что следует отвергнуть гипотезу, основанную на боковой миграции железа и инверсии рельефа, так как некоторые железистые корки высоких уровней в Буганде, по всей вероятности, не могли образоваться на бывших низинах древнего рельефа.

Предполагают, что грунтоводные железистые корки знаменуют собой особую стадию в эволюции ландшафта, а почвенные не имеют такого значения. Однако железистые корки могут быть полигенными, поскольку считается, что почвенные железистые корки перекрывают древние грунтоводные. Сложные взаимоотношения между железистыми корками и нижними зонами профиля выветривания остаются невыясненными, однако, по мнению Мак-Фарлана, светлая зона, если она присутствует, образовалась в результате выщелачивания железа из сапролита после того, как железистая корка была обнажена.

Дж. Хармс и Б. Морган [250] в северо-западной части Австралии описали более простой и ясный путь миграции железа, подобный предложенному Р. Мэньяном. Здесь имеется обширная древняя долина, выполненная толщей осадков мощностью несколько сотен метров, которая была изменена в высококачественную пизолитовую лимонитовую руду. Крупнейшая известная залежь этого типа, залежь руслового лимонита Роуб, простирается на 210 км вдоль древнего русла. Вследствие относительно высокой устойчи-

восте лимонитовых пород к размыву ландшафт претерпел инверсию, так что выполнения древней долины сейчас представляют собой остаточные меса *, а современные реки находятся в нескольких километрах от древнего русла. Месторождение включает несколько миллиардов тонн лимонитовой руды с содержанием железа более 54 %. Железо происходит из джеспилитов архей-протерозойского возраста, которые слагают нагорья в истоках долины. Дж. Хармс и Б. Морган полагают, что железо выносилось из этих джеспилитов и осаждалось в аллювиальных отложениях химическим и биогенным путями.

Железистые корки — это многообещающий объект для изучения эволюции ландшафтов, так как они часто фиксируют палеомагнитные поля и могут служить вехами во времени.

Глиноземистые корки (боксит)

Боксит — алюминиевая руда — это остаточный продукт выветривания, образующийся в результате удаления почти всех других компонентов. Можно не сомневаться, что большинство бокситов возникло в основном при интенсивном выщелачивании пород в тропических и субтропических районах. Примерно половина мировых запасов боксита приходится на месторождения, расположенные на карстовых плато, однако многочисленные данные указывают на внешний источник бокситов, причем между бокситом и подстилающим известняком были обнаружены прослой осадочных пород. Сейчас известно, что даже гиббситоносные красноцветные земли, залегающие на коралловых рифах некоторых тихоокеанских островов, появились за счет вулканических туфов.

Для образования боксита необходимо исключительно интенсивное выщелачивание. Он обычно встречается во влажных тропиках, где большую часть года температура превышает $+25^{\circ}\text{C}$ и вода выщелачивает пористую породу, отсутствуют сухие сезоны, в течение которых минеральные изменения могли бы идти в противоположном направлении. Сохранению кремнезема способствует наличие органического вещества, сильных кислот, усыхание и затрудненная циркуляция грунтовых вод, поэтому же факторы препятствуют формированию боксита. Наиболее легко бокситы образуются, вероятно, по сиенитам и нефелиновым сиенитам — плутоническим породам с незначительным содержанием кварца, хотя в общем бокситы образуются по различным породам. Пересеченный рельеф не способствует образованию бокситов, и большая их часть образуется на равнинных участках (рис. 97). Хотя залежи боксита обычно формируются в течение нескольких миллионов лет, на Гавайских островах известны плейстоценовые бокситовые латериты. Эоцен, по-видимому, представляет собой главный период образования бокситов. Крупные месторождения

* Меса — небольшая столовая возвышенность, представляющая собой результат эрозионного расчленения обширного плато. — *Прим. ред.*



Рис. 97. Бокситовое плато (Вейна, Австралия)

формировались также в раннем мелу и в каменноугольное время, бокситовые месторождения известны почти для каждого периода после позднего протерозоя [602].

Вероятно, в боксите первоначально образуется гиббсит. Со временем он переходит в бёмит и затем в диаспор. В бокситах отмечены все стадии этого перехода, причем преимущественно диаспоровые породы приурочены к палеозою, преимущественно бёмитовые — к мезозою, а палеоген-неогеновые бокситы сложены главным образом гиббситом. Эта смена минералов отражает длительный период созревания, а не изменение характера выветривания в разные геологические периоды.

Кремнистые корки (силкреты)

Г. Ламплаф [341] ввел термин «кремнистая корка» («силкрет») для обозначения породы, сцементированной кремнеземом, но сейчас под этим названием подразумеваются обычно образования, связанные с процессами выветривания [174]. Е. Крисман [139] определил силкрет как силицифицированные поверхностные отложения, но такое определение очень ограничено.

Прекрасное описание кремнистых корок дано Д. Смейлом [524], выделившим среди них различные типы. Самый распространенный тип называется террасовым силкретом, состоящим из каркаса кварцевых зерен различной формы и разной округленности, погруженных в основную массу из криптокристаллического или реже опалового кремнезема. Эта разновидность характери-

Рис. 98. Распространение феррикрета (внешнее поле) и силкрета (внутреннее поле) в восточной Австралии по Г. Дьюри [172] (сплошная линия) и по К. Стефенсону [545] (пунктирная линия)



зуется колломорфной полосчатостью и раковинистым изломом. Имеется также конгломератовый силкрет. Обе разновидности представляют собой силицифицированные аллювиальные отложения. Возникновение иных кремнистых корок объясняется силицификацией участков профилей интенсивного выветривания, причем природа кремнистых корок зависит от состава окремнелой выветрелой породы. Случайные находки в кремнистых корках окаменелых корней наводят на мысль об окремнелой почве. Силицификация глин может привести к возникновению порцелланита. В некоторых случаях даже первоначально образованная железистая корка может подвергнуться окремнению путем выполнения пор вторичным кремнеземом. Иногда коренные породы под окремнелым аллювием сами подвергаются окремнению. Этот процесс, по-видимому, сопровождается усадкой и коренная порода распадается на остроугольные фрагменты, которые смещаются.

Для Квинсленда имеются факты, свидетельствующие о том, что некоторые кремнистые корки образовались в результате осаждения кремнезема из раствора в подповерхностных отложениях. Если такое объяснение правильно, то подземные горизонты кремнистых корок не обязательно являются составной частью профиля выветривания, хотя кремнезем поступает в раствор за счет процессов регионального выветривания.

Кремнистые корки формируются в результате абсолютного накопления кремнезема, а выветривание связано с кремнистыми корками: 1) освобождением кремнезема при выветривании силикатных минералов и 2) образованием профилей выветривания, в которых формируются некоторые кремнистые корки.

По-видимому, наиболее широко силкреты распространены в Австралии и Южной Африке. Имеются подробные описания кремнистых корок Австралии [343], Южной Африки [524] и эквивалентных образований северного полушария [174].

В Австралии известно два района распространения кремнистых корок [430]. Один из них — это аридный внутриконтинентальный район (рис. 98), где кремнистые образования в основном появляются на месте железистых корок [545, 172], а другая группа

кремнистых корок развита на плато восточного нагорья, тесно ассоциируя, по мнению многих исследователей, с палеоген-неогеновыми базальтами. Внутриконтинентальные кремнистые корки Австралии образовались за счет кремнезема, высвобождавшегося при выветривании во влажном климате на окраинах континента. Эти корки возникли в результате накопления кремнезема и обезвоживания в замкнутом дренажном бассейне. На нагорьях базальты служили богатым источником кремнезема, освобождавшегося при выветривании, базальтовые штоки нарушали речную сеть и создавали участки затрудненного дренажа, в которых мог накапливаться кремнезем, тогда как подстилающие базальты аллювиальные отложения, сложенные преимущественно кварцевым песком и гравием, представляли собой идеальную основу для развития кремнистых корок, причем кварцевые зерна служили зародышами для кремнезема, осаждавшегося из раствора.

Известковая корка (каliche)

Известковые корки состоят из прожилков вторичного карбоната кальция, цементирующего почву или осадки. Карбонатный цемент образуется за счет растворения и повторного осаждения более древних карбонатов кальция или, возможно, за счет кальция, освобождаемого при выветривании других минералов и CO_2 из воздуха. Почвенные карбонаты, рассмотренные в гл. 12, находят в известковых почвах. Известковые корки встречаются в основном в районах, в которых количество осадков не превышает 500 мм, и чаще всего образуются на известняках, а также в известковых песчаниках, в пещерных отложениях, раковинных дюнных песках, лунеттах и в других местах. Близповерхностные известковые корки изменчивы по строению и составу; в них выделяются поверхностные корочки, тонкие или мощные конкреционные горизонты, зоны брекчий, образовавшихся на месте своего залегания, и смешанные зоны брекчий и цементации [254]. Порода, слагающая известковую мостовую на пляжах, возможно возникла в результате чередования пресноводных и солоноватоводных условий; ее можно рассматривать как разновидность известковых корок.

Детальное описание известковых корок (калькретов) и их связей с иными твердыми корками приведено А. Гоудье [229]. В калькретах карбоната кальция почти всегда содержится больше того количества, которое могло быть привнесено из перекрывающей почвы; поэтому, как и в отношении других твердых корок, возникает вопрос: откуда привнесен карбонат кальция и каким путем? Возможными механизмами являются вертикальное выщелачивание, боковой перенос, осаждение из подсаживающихся снизу грунтовых вод и озерное накопление. Осаждение карбоната может быть вызвано улетучиванием CO_2 или испарением раствора. Обычно считают, что в пещерах вторичный карбонат осаждается в результате улетучивания CO_2 [364]; калькреты, вероятно, являются в результате испарения растворов [499].

Кальцит химически более подвижен, чем минералы иных твердых корок, поэтому кальклеты формируются гораздо быстрее. Для образования калькрета вместо миллионов лет достаточно несколько сотен или тысяч лет. Например, во Флориде калькрет сформировался за 5—6 тыс. лет [481]. Тем не менее, многие кальклеты представляют собой реликтовые образования прошлого с иными климатическими условиями.

ПРОДУКТЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ, ИМЕЮЩИЕ ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Некоторые остаточные продукты выветривания образуют промышленные месторождения полезных ископаемых и поэтому они изучены весьма детально, причем полученные при этом данные имеют большое значение для познания процессов выветривания вообще.

Месторождения остаточных глин

Глинистые продукты возникают в результате обычного выветривания различных пород, однако чаще всего материнскими породами практически ценных глин являются изверженные породы, особенно породы богатые кварцем. Многие месторождения каолина на юге США образовались за счет пегматитовых жил и встречаются в виде дайкообразных тел шириной 100 м и глубиной 40 м. В Австралии интенсивно выветрелые глинистые сланцы представляют собой главный источник кирпичных глин.

Латериты

Латериты разрабатываются в настоящее время во многих районах Индии и до сих пор являются здесь главным строительным материалом. Латерит представляет собой отвердевший сапролит пятнистой зоны профиля Уолтера. Строительный материал лучшего качества дают плотные красные латериты, худшее качество имеют латериты интенсивно желтой или серой окраски, содержащие кварцевые прожилки. Латерит нарезается с помощью кирок на правильные блоки (рис. 99), которые подрезаются теслом. Из этого камня построены многоэтажные здания, соборы и замки (причем некоторые из них построены несколько столетий назад), а также памятник Бьюкенену в классическом районе у Ангадипурама.



Рис. 99. Вырезка строительных латеритных блоков в Потхукунду, штат Керала (Индия)

В качестве строительного камня латерит используется также в Кампучии, Таиланде, Малайе и на севере Нигерии [658].

Месторождения остаточных железных руд

В железистых корках (феррикретах) содержится много железных руд, образовавшихся при выветривании. Обширные залежи этих руд имеются на Кубе, где они покрывают плато, сложенные серпентинитами. Они, вероятно, образовались в палеоген-неогеновое время. Сходные месторождения известны в Колумбии, Венесуэле и Гвиане. Железные руды Бильбао в Испании слагают поверхностный пласт оксидов железа, который образовался при выветривании известняков, богатых железистым карбонатом. Бурые руды северного Техаса представляют собой остаточные продукты выветривания, частично залегающие в глауконитовых песках эоценовых отложений. Феррикреты используются в качестве строительного материала и балласта для оснований дорог и аэродромов. Физико-механические свойства железистых корок рассмотрены Б. Персонсом [450].

Месторождения остаточного никеля и марганца

В условиях тропического и субтропического выветривания ультраосновные породы разлагаются, а кремнезем, марганец и никель выщелачиваются. Кремнезем выносится из толщи выветривания, а никель и марганец осаждаются и накапливаются в основании профиля выветривания. Этот процесс протекает на участках латеритизации; руды здесь называются «никеленосными латеритами».

На никелевых рудниках Новой Каледонии содержание никеля в профиле выветривания возрастает в тридцать раз по сравнению с материнскими перидотитами, в которых никель равномерно рассеян. Руды высоких сортов встречаются на участках наиболее интенсивно выветрелых пород, а не под самыми пологими участками, так что определенную роль играло боковое перемещение растворов. Месторождения остаточного марганца образуются примерно так же, как и месторождения железных руд, но с гораздо большим участием процессов растворения марганецсодержащих минералов и повторного осаждения марганца. Известняки и кристаллические сланцы, обогащенные марганцем, представляют собой наиболее распространенные материнские породы в районах теплого, но, по-видимому, не обязательно тропического климата. Месторождения остаточного марганца встречаются во многих неледниковых районах, но крупные месторождения известны в Индии, Гане, Бразилии и Марокко.

Сульфидные свинцовые и цинковые руды

Свинцовая и цинковая сульфидная минерализация (галенит и сфалерит) характерна для районов распространения известняков. Имеются три гипотезы генезиса таких руд.

1. Гидротермальные рудоносные растворы выщелачивали известняки и в пустотах откладывали рудные минералы.

2. Процессы карстообразования создавали пустоты, в которых сульфиды откладывались позднее гидротермальными растворами.

3. Процессы карстообразования приводили к образованию пустот и отложению сульфидов. Следовательно такие руды сложены гипергенными сульфидами.

Последняя гипотеза детально на многих примерах объясняется в работе А. Бернарда [37]. В зоне застойных вод свинец и цинк, которые довольно хорошо растворимы только в отсутствии восстановленной серы, становятся нерастворимыми и осаждаются в виде галенита и сфалерита. Н. Фишер [204] считает, что только таким путем могли образоваться силезские свинцово-цинковые руды. Эти руды встречаются в близповерхностных пластах известняка, несущих признаки циркуляции вод и подстилающихся неминерализованными угленосными отложениями.

Соли

Среди солей, которые выпадают на дно пустынных озер, наиболее распространены и эксплуатируются поваренная соль и гипс. Самосадочную соль можно собирать ежегодно. Отложения древних озер представляют собой обычный источник гипса. К другим практически интересным солям относятся алунит (калиевый алюмосульфат), бораты, иодиды, карбонат и нитрат натрия. Залежи нитрата натрия в чилийской пустыне одно время были важным источником сырья для азотных удобрений.

Другие продукты выветривания, имеющие практическое значение

При выветривании образуются охры и другие пигменты, сложенные в основном лимонитом, гематитом, оксидами марганца и глинистыми минералами.

Черные оксиды кобальта встречаются в остаточных накоплениях на некоторых месторождениях медных руд и никеленосных латеритов. В штатах Виргиния и Теннесси (США) в остаточной глине на глинистых доломитах встречаются промышленные залежи цинковых руд. Эти руды залегают рядом с известняками в основании глинистой толщи. В США большое количество барита добывается из остаточных продуктов выветривания.

Некоторые месторождения фосфатов возникают при выветривании мощных толщ известняка с низким содержанием фосфора. Кроме того, месторождения фосфатов образуются в результате реакции между продуктами разложения гуано и известняками, как это происходит в настоящее время на некоторых островах в Тихом океане.

Вторичный кремнезем может выделиться в виде благородного опала в самых различных условиях. В юго-западном Квинсленде в период олигоценового выветривания благородный опал выделялся из растворов в пустотах в феррикретах (железистых корках), которые образовались в период эоценового выветривания.

Глава 12. ПОЧВЫ

Сейчас нет общепринятого мнения о различиях между выветриванием и почвообразованием. Некоторые исследователи рассматривают их как одно и то же; однако это неправильно, поскольку снятие нагрузки или размыв вряд ли можно рассматривать как почвообразующий процесс, а выветрелую породу на глубине 50 см едва ли можно назвать почвой. П. Райхе считает, что проведение различий в понятиях между почвообразованием и выветриванием не приносит пользы, но здесь необходимо подчеркнуть существование такого различия потому, что оно необходимо и отражает взгляды, которых автор придерживается в этом вопросе.

Принято, что выветривание представляет собой любое изменение горных пород и минералов, а образование почвы связано с формированием слоев или горизонтов выветрелого материала близ земной поверхности. (Более точное определение можно было бы сделать, приняв во внимание диагенетические и метаморфические изменения горных пород и минералов и признав возможным существование почв с отсутствием каких-либо горизонтов).

Хотя различие между почвообразованием и выветриванием существует, в книгу о выветривании необходимо включить исследование (изучение) почв, поскольку эти два процесса взаимосвязаны; нельзя понять формирование почв без знаний о выветривании и, соответственно, выветривание не может быть познано, если пренебрегать наличием в верхней части профиля выветривания зоны почвы. Почвенные горизонты могут образоваться в результате проявления нескольких процессов, в некоторых из них участвует выветривание. Другая важная взаимосвязь состоит в том, что почвы чаще формируются на выветрелом субстрате, чем на свежей породе. Скорость образования почвы часто зависит от скорости выветривания материнского материала, и, наоборот, скорость выветривания горных пород определяется типом почвообразовательных процессов, происходящих на поверхности. Во многих случаях в состав профиля выветривания не входит ничего, кроме почвенного профиля.

СОСТАВ ПОЧВЫ И ЕЕ ПРОФИЛЬ

Почва может быть охарактеризована различными свойствами: минеральным составом, сопротивлением сдвигу, величиной порового пространства, содержанием питательных веществ или цветом. С этой точки зрения почву можно рассматривать как и любое другое земное вещество, и для нее существуют стандартные методики описания. Если мы изучаем выветривание, то главный интерес должны представлять распределение размеров зерен, а также состав и содержание минералов. Методика и способы описания почвы кратко даны в гл. 8.

Почва редко обладает однородностью на значительную глубину. Она состоит из ряда определенных слоев или горизонтов, в общем параллельных поверхности земли. Эти горизонты отличаются друг от друга по составу. В пределах одного какого-либо горизонта почва приблизительно однородна. Вертикальная последовательность различных почвенных горизонтов сохраняется на больших территориях. Система почвенных горизонтов в каком-нибудь одном участке называется «почвенным профилем», распространяющимся от поверхности до материнской породы. Верхний и непосредственно его подстилающий почвенные горизонты без выветрелых пород иногда в совокупности называют «солюм» (подразумевая под этим термином весь почвенный профиль). Почвоведы большей частью имеют дело со слоем грунта мощностью около 1 м, в котором проявлена отчетливая горизонтальная зональность.

Следует подчеркнуть, что почвенный профиль и профиль выветривания — не одно и то же, хотя эти понятия часто смешивают. Профиль выветривания состоит из нескольких зон, различающихся по степени изменения коренных пород (степень изменения почвы всегда нарастает по направлению к поверхности). Разрез почвы состоит из горизонтов, образованных в результате взаимодействия нескольких почвообразующих процессов. Профиль выветривания гранитов может, например, достигать более 100 м по мощности, а на поверхности быть перекрытым красноземом, подзолистой, глеевой почвой или черноземом в зависимости от типов рельефа или растительности.

Это различие очень хорошо показано Дж. Хаддлстоном и Ф. Рикеном [280] на примере почвенно-ландшафтных взаимоотношений в западной Айове. Им также удалось показать, что геологическое выщелачивание (ниже солюма) происходит намного быстрее и эффективнее, чем почвенное выщелачивание в пределах солюма. Такое ясное различие между разрезами коры выветривания и почвы наблюдается все-таки редко.

Имеется много разновидностей почвенных профилей, но среди них некоторые распространены особенно широко. Наиболее характерным почвам присвоены свои названия и дано определенное место в различных классификациях.

Перед описанием почвенных профилей необходимо знать названия почвенных горизонтов, а прежде, чем рассматривать разрезы или горизонты почвы, необходимо ознакомиться с основными особенностями почвообразующих процессов.

ПОЧВООБРАЗУЮЩИЕ ПРОЦЕССЫ

В почве идет ряд процессов, которые влияют на формирование почвенного профиля. Важнейшими являются следующие процессы:

1) накопление органического вещества главным образом на земной поверхности вследствие аккумуляции гниющих растительных остатков; в подзолистых почвах может происходить вторичная аккумуляция органического вещества в горизонте *B*;

2) элювиирование — механическое перемещение глинистых и других тонких частиц по профилю вниз; промывание профиля водой;

3) выщелачивание, представляющее собой удаление химических веществ из какого-либо горизонта с переходом в раствор и перемещение его вниз по профилю;

4) хелювиация — перемещение материала книзу, сходное с выщелачиванием, но происходящее под влиянием органических «хелатирующих агентов»;

5) илловиирование — накопление в нижней части профиля вымытого сверху материала, перенесенного вниз при элювиировании;

6) осаждение твердого вещества в подпочве из растворов, промывающих верхние горизонты;

7) органическая сортировка — отделение материала, обычно с разным размером зерен, в результате деятельности почвенной фауны (термиты, например, в процессе жизнедеятельности делают постройки из тонкосортированного материала, оставляя крупные обломки в подпочве, в основании этих построек; земляные черви на поверхности делают ямки, постепенно измельчая материал верхней части почвы);

8) органическое перемешивание — за счет роющих животных, что приводит к затушевыванию отчетливой зональности почвы;

9) вспучивание и растрескивание, сопровождающиеся механическим движением материала почвы; некоторые почвы характеризуются поверхностью с бугорками и ямками разнообразных размеров, расположенными различным образом с наибольшим превышением между бугорком и ямкой около 1 м; примером такой почвы с определенным расположением бугорков и ямок служит австралийский «гильгай».

Во многих случаях гильгаи возникают на известковых почвах. Они описаны Г. Липером [346]. Бугорки в плане почти круглые диаметром около 1 м, разделяются плоскими низинами около 2 м шириной. Известковистая поверхность таких бугорков дезинтегри-

рована и обладает очень малой плотностью. Почва на поверхности низин не известковистая и не в такой степени растрескавшаяся как на бугорках. В разрезе гильгай выявляется, что подпочва низин сходна с почвой бугорков, и можно предполагать, что бугорки образовались из известкового материала подпочвы. Возможно, что процесс начинается с растрескивания почвы при высыхании, после чего материал верхнего слоя почвы осыпается по трещинкам вниз. При увлажнении почва разбухает и, вследствие того, что материала в среде становится больше, чем его было до усадки, возникает боковое давление, которое приводит к выталкиванию материала вверх. Окончательный узор поверхности зависит от пространственного расположения точек или линий, в которых воздымание имело место.

Для того, чтобы этот процесс осуществлялся, должны присутствовать разбухающие глины (минералы группы монтмориллонита), а карбонаты присутствуют не всегда. Гильгай был описан на кислых почвах, а также в пустынях, где в одних случаях образуется слой гипса [423], а в других его нет [437].

Ряд процессов, действующих с разной скоростью на различные материнские породы, дает сложные сочетания; удивительно, что почвы образованы закономерно.

Образование почвы можно рассматривать как процесс привноса и выноса материала, трансформаций и перемещений [386]. Если взять верхний слой почвы, то вода в него поступает из осадков, конденсатов или поверхностных водостоков; кислород и CO_2 привносятся в почвенный слой из атмосферы; органическое вещество поступает в почву в результате жизнедеятельности организмов; энергию дает солнце; минеральное вещество может быть принесено водой как осадок. В то же самое время верхний слой почвы теряет воду при испарении, просачивании и инфильтрации; потеря азота происходит при денитрификации, а CO_2 — при дыхании организмов; энергия теряется при излучении и с минеральным материалом при эрозии. Если привнос и вынос вещества и энергии в верхнем почвенном слое балансируется, то наступает состояние устойчивого равновесия, которое может сохраняться длительное время. Если же баланса нет, то верхний слой почвы вследствие преобладания привноса или выноса будет изменяться в направлении какого-либо другого равновесия. В действительности картина может быть очень сложной. Не все изменения могут вести к равновесию. Они могут прогрессировать, так как не все потери могут быть восполнены, а некоторые изменения могут быть необратимыми.

Этот теоретический подход может показаться сильно усложненным, но на практике при изучении разреза почвы труднее выявить, находится ли разрез в равновесии, или точно сказать о том, какие почвообразующие процессы привели к формированию свойств того или иного горизонта. Именно такого рода трудности привели многих почвоведов к тому, что они избегают генетических интерпретаций, когда проводят описание профиля или

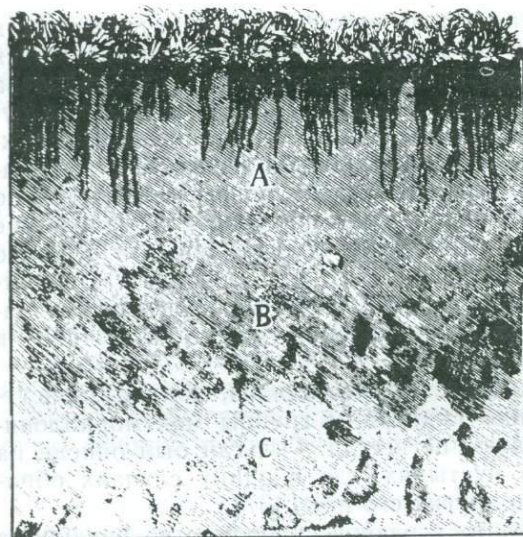


Рис. 100. Разрез чернозема. По В. В. Докучаеву. В горизонте С заметны неправильные карманы горизонта В и кротины

отдельных горизонтов почвы. Тем не менее генетический вопрос остается, и почвовед хочет его разрешить. Здесь ему при первом же описании профиля не следует на основе известных данных сразу делать генетические выводы.

НОМЕНКЛАТУРА ПОЧВЕННЫХ ГОРИЗОНТОВ

Совокупность слоев или горизонтов почвы известна под названием почвенного профиля. Еще со времен В. В. Докучаева, отца почвоведения, когда бы не изучали почвы и не классифицировали их, пользовались концепцией почвенного профиля. Русское почвоведение не только привело к возникновению важного понятия о профиле почвы, но и предопределило систему обозначений составляющих его горизонтов.

Первоначально В. В. Докучаев использовал буквы А, В и С для индексации слоев чернозема, образованного на лёссах в России (рис. 100). Верхний слой, богатый органическим веществом, был назван горизонтом А. Минеральное вещество лёсса — материнская порода — было обозначено горизонтом С, а промежуточный между ними смешанный слой был назван горизонтом В.

Простая идея о горизонте В, как смеси А и С, не утвердилась, и в описании подзола верхний песчанистый слой профиля был назван горизонтом А (включающим самую незначительную примесь органического вещества), а более тяжелый подстилающий глинистый горизонт — горизонтом В. Материнский материал, залегающий ниже, был назван горизонтом С. Теперь интерпретация образования почвы могла идти в определенном направлении: выветривался материнский материал, а затем глина вымывалась

водой (элювиирование) из горизонта *A* и вымывалась (иллювиирование) и отлагалась в горизонте *B*. Тогда горизонты *A* и *B* стали рассматривать как элювиальный и иллювиальный горизонты.

Позднее возникли трудности с определением горизонта *C*, который, как было обнаружено, не всегда является «материнской породой». Например, если гранит глубоко выветрился и над рыхлой массой образовался подзол, тогда *A* и *B* соответствуют элювиальному и иллювиальному горизонтам; выветрелый гранит, как первичный материал, относится к горизонту *C*, а твердый гранит, т. е. материнская горная порода, — к горизонту *D*.

Первоначально представления о почвенных горизонтах развивались на примерах легко дренируемых почв, и применение их к заболоченным почвам было затруднено. Болотная почва характеризуется особыми свойствами вследствие создания анаэробных восстановительных условий в заболоченных горизонтах. Эти серые, вязкие, часто пятнистые горизонты называются глеем. Они не имеют постоянных границ с другими горизонтами. Некоторые глеи связаны с грунтовыми водами, обводнением глубинных горизонтов почвы, тогда как другие — с поверхностными водами, «подвешенными» над более глубоко расположенной почвой. Глеевому горизонту может быть присвоен символ *G*. Подобным же образом другие горизонты или характеристики горизонтов можно обозначить либо символом горизонта, либо суффиксом или префиксом к символу другого горизонта.

Выяснение генезиса почвенных горизонтов часто затруднено. Как узнать, в результате чего образовались те или иные слои — элювиирования или иллювиирования? Можно ли сразу утверждать, что слои возникли в процессе осадконакопления? Вероятно, выщелоченный слой может образоваться в результате отложения ветром, оползля на склоне, аллювиального осаждения или пеплового вулканического извержения, в зависимости от окружающей обстановки. И низезалегающие горизонты могли возникнуть при осадконакоплении перед тем, как был отложен горизонт *A*. Или, например, можно полагать, что горизонты *A+B* отложились независимо от горизонта *C*, и в образовании профиля осадконакопление не влияло на возникновение горизонтов *A* и *B*. Можно вообразить и еще более сложный ход процессов. Например, какой-либо слой может дополнить разрез коренных пород, подвергнуть элювиированию, а иллювиирование может захватить как основание этого слоя, так и верхнюю часть подстилающего материала. Ситуация бывает еще более сложной, если этот подстилающий материал сам по себе уже был слоистым (стратифицированный аллювий или древняя почва с хорошо проявленными горизонтами).

Таким образом, распознавание и установление различий между горизонтами почвы и осадочными слоями, между почвенным и геологическим расслоением являются главной проблемой во многих генетических исследованиях почвы и не такой легкоразрешимой, как это можно было предполагать. В ранних исследованиях

геологическим наносам часто приписывалось почвообразующее происхождение. С другой стороны, в ряде почвенных профилей Австралии едва ли можно распознать какое-либо почвенное расчленение, а почти каждый горизонт можно связать с каким-нибудь геологическим событием [118, 160, 95].

Сейчас довольно широко принято при исследовании почвенных профилей ограничиваться глубиной, достигаемой шнеком или закопушкой, даже если выветрелый материал более глубоких горизонтов может иметь очень важное значение. Следует надеяться, что для исследования процессов выветривания будет распространен способ, который обеспечит описание всего профиля полностью, каким бы мощным он ни был, а не только самой верхней части почвы в его кровле. Б. Сеньор и Дж. Мэббат [514] разработали терминологию, относящуюся к профилю выветривания, и обсудили принципы и проблемы, связанные с этим определением.

КЛАССИФИКАЦИЯ ПОЧВ

Профили почвы могут быть классифицированы несколькими способами. Существует много классификаций. В некоторых самых ранних из них, созданных русской школой почвоведов, преобладает географический подход. Зональность распространения почв отражает зональность климата и растительности, а те типы почв, которые не подходят под этот принцип, включают в изолированные группы интразональных или аazonальных почв.

Ко времени развития таких классификаций ученые находились под впечатлением от больших успехов, достигнутых биологами в классификации живых организмов, поэтому система иерархии в классификации включает такие подразделения, как тип, подтип, крупные группы почв и другие единицы, соответствующие биологическим системам с выделением подразделов семейства, отряда, класса и т. д. Какого-либо соглашения о том, каковы должны быть факторы, определяющие приоритет в этой иерархии, не существовало, не было постоянства даже в пределах одной классификации. В результате этого возникло множество классификаций. Все они базировались на тех же самых свободных началах, различаясь в деталях.

Возникла аргументация как в пользу того, что почвы должны классифицироваться либо по генезису (на основе не наблюдаемых прямо свойств почвы), либо на базе морфологии профиля, который прямо наблюдается, но не является таким фундаментальным признаком.

Имеется и еще одна возможность. При чисто морфологической классификации можно использовать методы цифровой таксономии, которые были использованы уже в нескольких других отраслях, особенно в биологической таксономии [533]. В этом методе классификаций всем характеристикам, которые используются, придается равный вес, они не ранжируются по прихоти классификатора. Для того, чтобы выявить, каким образом лучше будет груп-

пировать типы разрезов почвы, используется математическая обработка, и тогда свойства «кластеров» можно использовать для выделения классификационных групп почв. Возможно, эта методика поможет объединить классификаторов, использующих строго математический метод, с теми, кто использует для этого то, что называется «естественной» классификацией. Дж. Райнер [469] применил цифровую таксономию к ряду разновидностей почв Великобритании и выделил кластеры, которые хорошо согласовались с принятой в поле классификацией, выработанной исследователем при описании профилей, однако числовые методы, конечно, более объективны.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПОЧВ НА ПЛАНЕТЕ

Теперь можно приступить к описанию картины распространения почв на Земле (рис. 101). Помимо географии почв это поможет нам ознакомиться с терминологией в применении к обычным типам почв, с варьирующим значением нескольких почвообразующих факторов и возможными методами классификации почв.

В этом разделе используется традиционная классификация почв. В ней главными подразделениями являются зональные, интразональные и азональные почвы.

Зональные почвы тесно связаны с климатом и растительностью, это следует из их названия. Они образуются в хорошо дренируемых местностях на обычных материнских породах.

Интразональными почвами являются хорошо развитые почвенные образования, возникшие там, где преобладает какой-либо местный почвообразовательный фактор.

К азональным относятся слабо развитые профили почв, где такой фактор, как материнская порода или отсутствие времени ограничивают почвообразовательный процесс.

Зональные почвы

Почвы полярных пустынь. Главными чертами почв арктической полярной пустыни являются: сухость, низкая температура, низкое содержание органического вещества, умеренно кислая до щелочной реакция, развитие пустынных мостовых и узорчатого грунта. В Арктике имеются увлажненные на больших пространствах почвы, а в некоторых хорошо дренируемых участках развиваются зональные почвы — арктические бурые почвы.

Подзолы. Группе почв, известной под названием подзолов, было уделено большее внимание, чем другим группам. В Европе они развиты в гумидных областях, где избыток осадков над испарением ведет к развитию хелювиации и выщелачивания. Подзолы встречаются к югу от зоны тундр, в основном там, где распространены хвойные леса и болота. Оба эти типа растительного покрова требуют мало питательных веществ. Можно доказать, что эти типы растительности приводят к оподзоливанию почвы в основ-

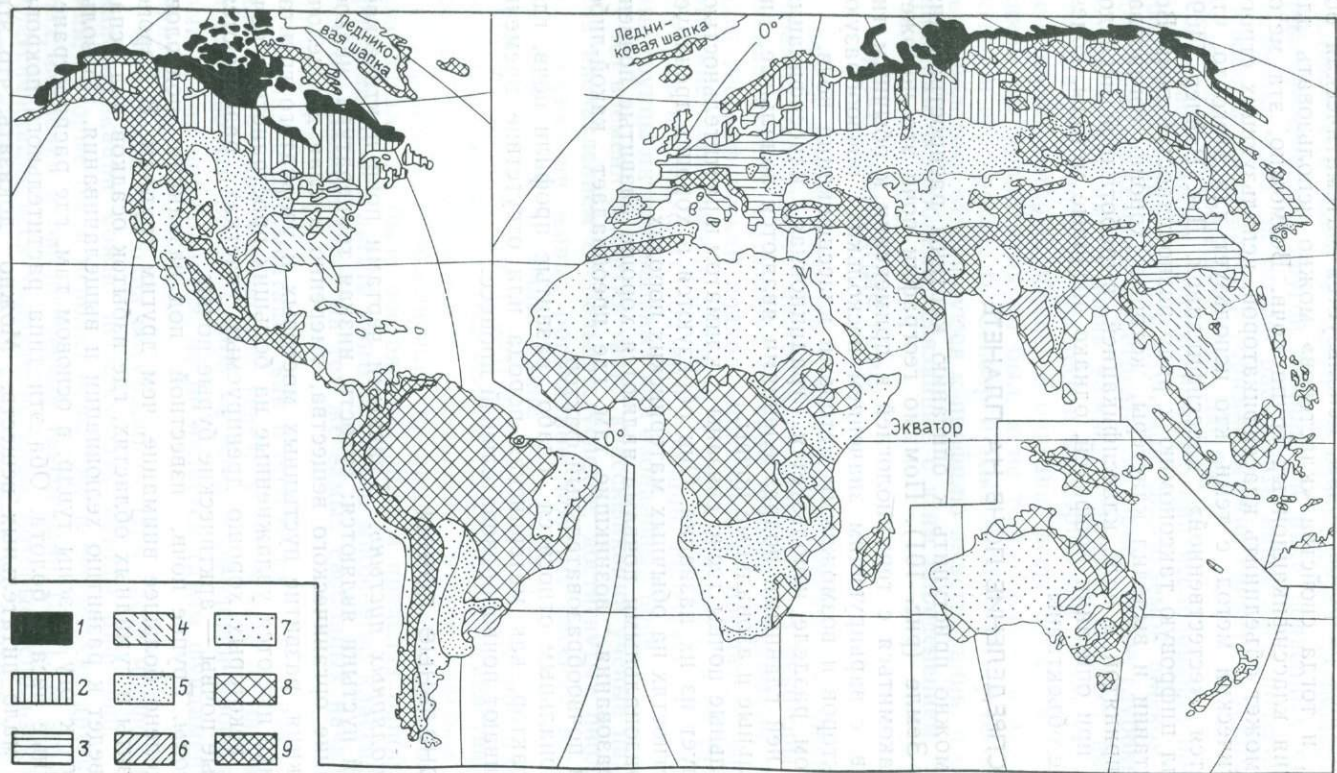


Рис. 101. Карта почв мира (карта составлена Службой сохранения почв сельскохозяйственного департамента США):
 1 — почвы тундр; 2 — подзолистые почвы холодных климатических зон; 3 — подзолистые почвы зон умеренного климата; 4 — подзолистые почвы зон теплого климата; 5 — черноземные почвы; 6 — грумусолы; 7 — почвы пустынь; 8 — латеритные почвы; 9 — почвы горных районов

ном под воздействием хелатных агентов, возникающих при разложении листвы.

К типичным горизонтам подзола относятся: отбеленный горизонт *A*, бедный гумусом, глинистым материалом и полуторными оксидами, поверх которого лежит тонкий гумусовый горизонт, и нижележащий горизонт *B*, обогащенный глиной, гумусом и полуторными оксидами. Название этих почв произошло от русского слова «зола». Оно связано с пепельно-серым цветом отбеленного горизонта *A*. Профиль можно подразделить на следующие зоны (*O* — означает «органический»):

- O1* органическая подстилка;
- O2* сырой гумус (мор);
- A1* минеральная почва с инфильтрацией гумуса;
- A2* отбеленный слой;
- B1* слой, обогащенный гумусом;
- B2*+*A3* слой, обогащенный полуторными оксидами (подразделяемый по структурным и другим признакам);
- C* исходный (материнский) материал.

В некоторых подзолах гумус просачивается вниз по профилю и накапливается в обогащенном гумусом горизонте *B*, как в приведенном выше профиле. В других случаях происходит заметное накопление оксида железа, формируется железистый подзол. Иногда оксиды железа концентрируются в отчетливых прослойках, называемых ортштейном. Он может быть непроницаемым, и тогда развитие ортштейна ведет к замедленному дренажу и в результате — к образованию глеевого подзола.

Песчанистый, бедный основаниями материнский материал дает начало прекрасно развитым подзолам. Эти почвы кислые, их кислая среда не благоприятствует жизнедеятельности земляных червей, поэтому границы горизонтов остаются резкими.

Имеется обширная литература по тропическим подзолам, т. е. почвам с подзолистым типом профиля, но сформированным в тропических районах. Они часто встречаются под особыми типами растительного покрова, например под покровами папоротников Мадагаскара, что свидетельствует о большем значении растительности, чем климата, для оподзоливания.

В некоторых почвенных профилях фиксируется визуально однородное строение, но химическим анализом выявляется их «подзолистый» характер. Такие почвы называются криптоподзолистыми.

Подзолистые почвы. Существует целый ряд почв промежуточных между типичным подзолом и типичным буроземом, описанным ниже. Почвы этого ряда именуются подзолистыми, они широко распространены в Северной Америке.

Серо-бурые подзолистые почвы содержат хорошо развитый серый, переходящий в желтовато-бурый, горизонт *A2* и отчетливый желто-бурый до красновато-бурого горизонт *B*, обычно более темный, чем материнский материал. По всему разрезу солюм имеет кислую реакцию.

Серые залесенные подзолистые почвы образуются на богатом основании материнском материале в ассоциации с подзолами. Они имеют светло-серый пластинчатый слой А2 и серо-бурый мощный (до 50 см) горизонт В.

Красно-желтые подзолистые почвы возникают в районах более теплого и влажного климата по сравнению с другими районами распространения подзолистых почв, захватывая тропические области. Почвы характеризуются слабым накоплением поверхностного органического вещества, глубоким горизонтом элювиирования и мощной иллювиальной зоной, в которой окисленные и гидратные минералы железа дают красное и желтое окрашивание.

Буроземы (бурые лесные почвы, «браунерде»). Областью их образования являются лиственные леса районов умеренного климата непосредственно южнее подзолов хвойных лесов. Для этих почв типичны выщелачивание и элювиирование, они обладают кислой реакцией, однако эти черты выражены слабее, чем в подзолах. Материнские карбонаты растворяются, но полуторные оксиды не мигрируют вниз. Соотношение полуторных оксидов и кремнезема в типичном буроземе остается постоянным до основания профиля. Гумус мягкий и равномерно распределен по всему профилю. Присутствуют свободные полуторные оксиды, которые придают почвам этой группы характерную бурую окраску. Текстура почв зернистая, и они имеют лучшую консистенцию, чем подзолы. Термин «земля» в почвоведении применяется к профилям без заметно выраженных горизонтов.

Термин бурозем, «браунерде», бурая лесная почва используется в Европе, где этот тип почвы считается обычным, а в Северной Америке преобладают подзолистые почвы.

Почвы прерий (брунизем, деградированный чернозем). Эти почвы относятся к буроземам, но распространены в более сухих климатических условиях вне природных лесов. Для них типично трехчленное строение профиля:

А — темный богатый органикой горизонт;

В — переходный горизонт (часто бурый);

С — материнский материал.

В горизонте В концентрируется глина, но границы его расплывчатые. Эти почвы близки к черноземному типу, имеют благоприятную консистенцию, но не содержат характерной для черноземов карбонатной зоны.

Чернозем. Черноземные почвы развиваются в степях и прериях в условиях семиаридного климата (рис. 102). Дефицит влаги в этих районах приводит к неполному выщелачиванию извести, поэтому образуется слой карбонатных конкреций. В то же время районы развития черноземов достаточно влажные, и здесь не может происходить накопление солей. Над слоем известковых конкреций находится слой почвы, очень темной по окраске, мощностью от 70 до 100 см, редко до 150 см и более. Граница с материнскими породами характеризуется быстрым переходом — всего несколькими сантиметрами. Имеется множество заполненных



Рис. 102. Черноземный профиль. Наркурте (Австралия)



Рис. 103. Латеритный профиль, состоящий из зоны осветления, пятнистой зоны и феррикрепной корки. Кастертон, штат Виктория (Австралия)

ходов животных (кротовин), но отсутствует элювиирование глин, полуторных оксидов и гумуса. Содержание гумуса часто меньше 10 %, но гумус травяных ландшафтов обычно темный и его хватает для того, чтобы обеспечить очень темную окраску чернозема. Почвы имеют хорошо развитую структуру. В США и СССР чернозем обычно формируется на лёссе, который, по всей вероятности, можно считать идеальным материнским материалом для этой почвы.

Поскольку сухость климата является скорее всего главным контролирующим фактором распространения чернозема, не удивительно, что географические масштабы его велики, с большим широтным диапазоном. Внутренние части континентов (центр Северной Америки, аргентинская пампа, Украина) благоприятны для формирования черноземов. Очевидно, это справедливо для Южной и Восточной Азии и Западной Индии.

Каштановые почвы. На засушливой периферии черноземных поясов под низкотравным степным ландшафтом проходят пояса красновато-бурых почв, известных под названием каштановых. Карбонатный слой в каштановых почвах находится ближе к по-



← Рис. 104. Соотношения зональных почв с климатом

↓ Рис. 105. Схематическое изображение взаимоотношений профилей зональных почв в направлении от полюса к экватору.

Увеличение или уменьшение почвенных характеристик, указанных на рисунке, дано слева направо



верхности, чем в черноземных, в них меньше органического вещества, они имеют призматическую или пластинчатую, а не зернистую структуру. Наряду с карбонатами в них может присутствовать гипс.

Бурье и серые почвы полупустынь (серозем). Эти почвы можно рассматривать как крайнюю форму каштановых почв, в которых известь и гипс подходят еще ближе к поверхности, а содержание органического вещества еще ниже.

Вертизолы (регур, грумусол). К этой группе относятся глинистые почвы территорий с травянистым покрытием или саванн с гумидным и более сухим, вплоть до семиаридного, от тропического до умеренного климата с явно выраженными сухим и влажным сезонами. Почвы темные, состоят из разбухающих глин, для них характерен гильгай. Отсутствуют элювиальный и иллювиальный горизонты.

Красноземы (красная тропическая почва, красный суглинок) типичны для тропических регионов с достаточным, но не избыточным количеством осадков и, вероятно, являются самыми распространенными в саваннах. Они обладают красной окраской, легко дренируются, рыхлые, хотя часто бесструктурные. Книзу кислот-

ность почвы возрастает и вследствие потери кремния отмечается относительный рост содержания полуторных оксидов, обуславливающих красную окраску. Часто эти почвы пятнисто окрашены в красный, желтый и серый цвета, обычно наблюдается постепенный переход к материнской породе. Органического вещества сравнительно много, хотя оно и не обеспечивает темной окраски.

Латеритные почвы (латосол, ферраллитная почва). Впервые латерит был определен Ф. Бухананом [86] как подпочва, твердеющая при соприкосновении с атмосферой, а название заимствовано от латинского *латер* — кирпич. Термин распространился очень широко и его стали употреблять неправильно, но в почвоведении в основном его использовали для красной тропической почвы как с твердой железистой коркой, так и без нее. Латеритный почвенный профиль (рис. 103) может перекрывать профиль Уолтера, но это имеет место не всегда. В связи с существованием больших разногласий по поводу употребления термина «латерит», видимо, его лучше всего вовсе не употреблять.

На рис. 104 показаны климатические зависимости распространения зональных почв, а соотношения некоторых из них даны на обобщенном профиле (рис. 105). Резких границ между разными группами почв не существует, возможны различные их сочетания. Некоторым из них даже присвоены специальные названия, хотя они и не используются в настоящей книге. С севера на юг с исчезновением льдов появляются подзолы; по мере уменьшения оподзоливания возрастает аккумуляция органики, и почвенные горизонты становятся менее четкими; затем появляются карбонаты, зона которых приближается к поверхности; в аридной зоне карбонаты замещаются более растворимыми солями; ближе к экватору распространяются красноземы и латериты, которые, однако, отделены от аридных почв карбонатными почвами, сходными с почвами северных пустынь.

Одним из интересных обстоятельств, вытекающих из рассмотрения рис. 104 можно считать разделение почв на две группы: педокал, т. е. почвы с накоплением карбоната кальция, и педальфер, т. е. алюможелезистые почвы без карбоната кальция.

Азональные почвы

При описании зональных почв подчеркивалось, что климатические условия длятся достаточно долго, так что образуются характерные для каждой климатической зоны почвы. Если по какой-либо причине это не соблюдается, могут возникнуть азональные почвы. К ним относятся три типа — литосолы, аллювиальные почвы и сухие пески.

Литосолы. Они характеризуются горизонтом А, залегающим непосредственно на материнском материале, и образуются главным образом на ступенчатых склонах, где эрозия смывает почву почти с такой же скоростью, с которой она образуется. С ростом скорости образования таких почв возникает более мощный гори-

зонт А. Это ведет к образованию ранкера (неразвитой почвы) или других типов почв. В случае свежих обнажений коренных пород может просто не хватить времени для возникновения литосола, а если такое время есть, то может сформироваться и зональная почва.

Аллювиальные почвы. Молодые аллювиальные почвы характеризуются слабым развитием горизонта А, но обычно в них улавливается лишь унаследованная стратификация. В долинах, активно накапливающих материал, периодический привнос материала препятствует развитию полного почвенного профиля. На древнем аллювии речных террас может образоваться зональная почва, а в плохо дренируемых местах аллювий может дать начало гидроморфным, а не зональным почвам.

Сухие пески. Слабое почвообразование имеет место и на пустынных пляжных или эоловых песках. Материнский материал здесь беден органическим веществом, а движение песка препятствует возникновению какой бы то ни было, даже самой небольшой мощности почвы.

Интразональные почвы

Если какие-нибудь местные специфические условия становятся особенно активными или препятствуют зональному почвообразованию, то продуцируются так называемые интразональные почвы. Различаются четыре главные группы интразональных почв: 1) галломорфные (преобладает засоление); 2) гидроморфные (преобладает обводнение); 3) кальциморфные (преобладает известкование); 4) органогенные (преобладает обогащение органикой).

1. *Галломорфные (засоленные и щелочные) почвы* встречаются в пустынях при избыточном содержании натриевых солей или обменного натрия. Ниже охарактеризованы три обычных вида почв этой группы.

Солончак (светлая щелочная почва) характеризуется избытком хлористой или сульфатной соли, тяготеет к депрессиям и на поверхности имеет белесые соляные выцветы, образующиеся в сухие периоды. Подпочва окрашена в серый или бурый цвет, бесструктурна или почти бесструктурна.

Солонец (темная щелочная почва) характеризуется присутствием карбоната натрия и высокообменного натрия. В сухом виде он обладает хорошо развитой структурой, но при увлажнении ее теряет. Различается призматическая структура.

Осолodelая почва (солость, деградированная щелочная почва). В этих почвах выщелачивание при избытке натрия вызывает дефлокуляцию глин, которые в результате этого перемещаются вниз по профилю, образуя отбеленный элювиальный горизонт (при условии отсутствия карбоната кальция). Процесс довольно близок к оподзоливанию, но идет интенсивнее. Результирующий профиль выглядит подобно подзолу, за исключением реликтов призматической текстуры в осолоделом солонце.

2. *Гидроморфные почвы.* Профиль этой группы почв определяется влиянием затрудненного дренажа.

Почвы тундр. Здесь ниже поверхности залегает замерзший грунт, который образует непроницаемую подпочву. Химическое выветривание и разложение органики развиты слабо, поэтому здесь часто формируются торфяники.

Глей (луговая — почва, — визенбоден). В районах отсутствия вечной мерзлоты с затрудненным дренажем образуются глеевые почвы, которые характеризуются тремя зонами (поясами) грунтовой воды, отражающимися в соответствующих горизонтах почвы:

1) поверхностная аэробная зона, окрашенная в серый и бурый цвет, с высоким содержанием гумуса; 2) зона меняющихся гидрогеологических условий, серая с пятнами желтого, красного и бурого цвета, вызванными гидроксидами железа. Здесь могут быть конкреции или «болотная железная руда», вторичный гипс, двуоксид марганца и карбонаты; 3) постоянно анаэробная зона голубовато-серой окраски, часто содержащая сульфиды железа.

Перечисленные горизонты лучше всего развиты на пористом материнском материале. На непроницаемых первичных породах формируются те же самые зоны, но различаются они менее отчетливо.

Планосол. В районах, где зональные почвы можно характеризовать как промежуточные между подзолом и черноземом, плоские участки или слабо выраженные депрессии с затрудненным дренажем могут быть покрыты крепкой глинистой коркой — горизонт *B* с высоким содержанием глины, очень плотный, имеющий резкий контакт с горизонтом *A*. Такие почвы называются планосолами.

Грунтово-глеевые подзолы. Эти почвы развиваются на песчаном материнском материале на участках с высоким уровнем грунтовых вод. Профиль состоит из сильно осветленного горизонта *A* и горизонта *B* с хорошо выраженными иллювирированием и осаждением; кровля горизонта *B* соответствует уровню грунтовых вод.

Тропические глеевые почвы (влей, мбуга). Многие из этих почв можно рассматривать как вариации тропических темных вертисолов. Они имеют серую или бурую окраску, содержат оксиды железа и иногда карбонаты на глубине.

3. *Кальциморфные почвы.* Кальциморфными называют почвы, возникшие на известковом материале.

Рендзина (перегнойно-карбонатные почвы). В них различаются следующие типичные горизонты:

A1 — серый до черного, зернистого строения, богатый органикой горизонт мощностью до 30 см;

A2 — белесый серый горизонт, содержащий много известняка;

C — материнский известняк.

В почве отсутствует горизонт *B*. Может присутствовать какой-то

нерастворимый остаток известняка, но он маскируется большим количеством присутствующего органического материала.

Рендзины могут быть разделены на мор-рендзины и муллер-рендзины. В первых содержится сырой гумус, во вторых живут земляные черви и имеется мягкий гумус. Рендзины распространены от экватора до 75° с. ш. на о-ве Батерст (Канада) [561], где они имеют мощность от 5 до 10 см.

Терра-росса. Эти почвы имеют красную окраску, обычно тяжелые, с резким контактом с подстилающим известняком. При детальном изучении таких почв часто сложно объяснить избыточное содержание железа, если эти почвы рассматривать как нерастворимый остаток на известняке. *Терра-фуска* представляет собой бурую разновидность тех же почв.

4. *Органогенные почвы*. К ним относятся торфяники и болотные почвы (низинные торфяники), которые почти целиком состоят из органического вещества.

НЕКОТОРЫЕ ДРУГИЕ КЛАССИФИКАЦИИ ПОЧВ

Американская система

Сельскохозяйственный департамент США разработал новую систему классификации почв, которая стала официальной в США и используется в других государствах. Система характеризуется совершенно новой терминологией, которая, несмотря на свою необычность, помогает по меньшей мере избежать применения новых определений к старым терминам. Здесь описаны некоторые из новых терминов, что поможет читателю разгадать код в случае употребления этой широко распространенной системы.

На самом высшем уровне классификации различаются десять групп, как это показано в табл. 17.

К поверхностным горизонтам почв (эпипедонам) относятся: охристый (бледно окрашенный и тонкий), насыщенный (темный и довольно мощный), ненасыщенный (темный и довольно тонкий) и хистовый (торфянистый, органический).

К приповерхностным горизонтам относятся: камбический (слабо отличающийся от горизонта C), аргиллитовый (богатый глиной), сподический (обогащенный какими-либо оксидами железа, глиноземом, гумусом) и оксический (красновато-бурый, неплодородный, сильно выветрелый).

Группы можно подразделять на подгруппы. Для их обозначения используются первые слоги латинских слов: орт — истинный, настоящий; уд — гумидный; псамм — песчанистый; фибр — волокнистый.

Путем соединения указанных латинских слогов с избранными слогами названий групп получают названия подгрупп, например: ортод — настоящий (нормальный) сподосол, удолл — молли-сол в условиях гумидного климата; псаммент — песчанистый энтисол.

Таблица 17

Американская классификация почв и их приблизительные крупные эквиваленты

Группа	Значение	Приблизительный эквивалент
1. Энтисол	Новейшая почва	Азональные почвы
2. Вертисол	Перевернутая почва	Грумусол
3. Инсептисол	Молодая почва	Некоторые бурые лесные почвы, глей
4. Аридисол	Аридная почва	Пустынные почвы, серозем, солончак и т. д.
5. Моллисол	Мягкая почва	Чернозем, каштановая почва, почва прерий, рендзина
6. Сподосол	Пепловая почва	Подзол
7. Альфисол	Алюможелезистая почва	Серо-бурая почва, деградированный чернозем
8. Алтисол	Последняя, окончательная (выщелачивание)	Красно-желтая подзолистая, красновато-бурая, латеритная в США
9. Оксисол	Оксидная почва	Латеритные почвы
10. Хистосол	Почва с органической тканью	Болотные почвы

Для дальнейшего деления в пределах подгрупп используют префиксы типа: хапл — простой, арг — глина, уст — сухой климат, бор — холодный климат.

Таким образом в пределах больших групп можно получить типы: аргудолл — удолл с накоплением глины в горизонте В, хаплортод — простой ортод, устипсаммент — псаммент засушливых регионов.

Наконец, внутри типов можно выделять подтипы, используя модифицированные названия с прилагательными, такими как: типик — нормальный, аквик — влажный, алфик — с тенденцией к образованию глинистого горизонта.

Получаем названия подтипов, например: типик-аргудолл — типичный моллисол с глинистым горизонтом в гумидной климатической зоне; аквик-устипсаммент — сезонно влажный песчаный энтисол в сухом климатическом регионе; алфик-хаплортод — простой первичный сподосол с глинистым горизонтом.

Классификация ФАО/ЮНЕСКО

В 1961 г. ФАО* и ЮНЕСКО представили совместный проект для карты почв мира. Это потребовало корреляции типов почв разных районов мира и разработки универсальной легенды [195, 196]. Типы почв были избраны на основе существующих знаний генезиса, характеристик и распределения главных групп почв, покры-

* ФАО — Продовольственная и сельскохозяйственная организация Объединенных Наций. — *Примеч. ред.*

вающих земную поверхность, их значения с точки зрения ресурсов для сельскохозяйственного производства, а также на основе удобства их изображения на мелкомасштабной карте. В итоге этой работы выбранные подразделения почв не строго соответствовали таксономическим правилам, поскольку могли принадлежать к различным уровням генерализации. Определения почвенных единиц были опубликованы ФАО [194, 196]. В этой системе бóльший вес получили Американская и Русская концепции, а почвам тропиков уделено слабое внимание. Тем не менее этот подход привел к созданию одной из наиболее согласованных интернациональных систем классификации почв, которыми когда-либо пользовались.

Самые высшие категории классификации перечислены ниже с очень короткими и приблизительными пояснениями их значения. Имеются более полные описания системы [108, 658].

Флювисолы	— аллювиальные почвы
Глейсолы	— пятнистые почвы с избыточной влажностью
Регосолы	— слабообразованные почвы на рыхлом субстрате
Литосолы	— маломощные каменистые почвы
Аренсолы	— пески
Рендзины	— маломощные почвы на известняках
Ранкеры	— маломощные почвы на известковых породах
Андосолы	— темные почвы на вулканитах
Вертизолы	— темные глинистые почвы
Солончаки	— засоленные почвы
Солонцы	— почвы с высоким содержанием обменного натрия
Ксеросолы	— полупустынные почвы
Каштаноземы	— почвы с темноокрашенным верхним слоем и известковым или гипсовым горизонтом
Черноземы	— черные почвы, богатые органикой
Файоземы	— темные богатые органикой почвы без известкового горизонта
Сероземы	— темные почвы с некоторым выщелачиванием
Камбисолы	— бурые почвы
Лювисолы	— почвы с иллювиальным горизонтом и хорошей консистенцией
Подзолювисолы	— почвы с железистыми конкрециями и отбеленным горизонтом А
Подзолы	— почвы с сильно отбеленным горизонтом А
Планосолы	— почвы, в которых отбеленный горизонт А залегает непосредственно на влажной глине
Акрисолы	— почвы с иллювиальным глинистым горизонтом и низким насыщением основания
Нитосолы	— почвы, характеризующиеся лишь слабым изменением текстуры по профилю
Ферралсолы	— почвы с высоким содержанием полуторных оксидов в глине
Хистосолы	— почвы, богатые органическим веществом

Разработан еще ряд классификационных схем. Почти каждая страна имеет свою собственную систему, а некоторые почвоведы имеют и свои собственные классификации [333, 207].

ПОЧВООБРАЗУЮЩИЕ ФАКТОРЫ

Важное значение в почвоведении играют почвообразующие факторы, к которым относятся: материнский материал, время, климат, топография и живые организмы.

Эти почвообразующие факторы являются также факторами выветривания. Любая почва может рассматриваться как продукт взаимодействия всех вышеуказанных факторов.

Материнский материал

На граните могут образоваться латериты и подзолы, а на базальте — бокситы и бурые лесные почвы. Это свидетельствует о том, что состав материнской породы не играет главной роли в почвообразовании, но его влиянием нельзя пренебрегать.

В странах умеренного климата каждой геологической границе обычно соответствует изменение типа почвы. Если в регионе может преобладать какая-либо «большая группа почв», то геологические границы определяют только внутренние различия почв в пределах этой региональной группы. Влияние горных пород в тропических районах, по-видимому, очень небольшое, и ферраллитные почвы, образованные на совершенно разных материнских породах, очень сходны. Но и здесь можно видеть, что «экстремальные» материнские субстраты, например, кварциты, дают начало особым почвам.

Из свойств материнского материала на формирование почвы влияют структура, пористость, дренаж, минеральный состав, стратификация — т. е. все те факторы, которые контролируют выветривание (см. гл. 7).

Материнский материал поставляет химические элементы и минеральные зерна, которые по-разному участвуют в формировании почвы. Так, чистая глина или основная изверженная порода не дают песчаных зерен, и поэтому они никогда не смогли бы дать начало настоящему подзолу. Очень чистый кварцевый песчаник, с другой стороны, не может быть источником глины, и поэтому на нем тоже не смог бы возникнуть подзол. Химический аспект материнского субстрата ярче всего проявляется через формирование глинистых минералов и последующий ионный обмен. Богатая калием, но бедная кальцием порода, вероятно, даст иллиты. Порода, богатая магнием с дефицитом калия, очевидно, даст монтмориллониты. Развитие почвенного профиля, как правило, идет в кислой среде. Поэтому, если материнский материал богат известью, образование почвы будет сдерживаться. Это часто заметно в случаях развития почв на относительно молодых ледниковых отложениях.

Структура материнского субстрата воздействует на скорость образования почвы; на легко дренируемых первичных породах почва создается намного быстрее, чем на плотных непроницаемых первичных породах, а почвы на более грубозернистых материнских материалах быстрее реагируют на изменение условий. Порода материнского материала наиболее заметный эффект оказывает на молодые почвы, и влияние ее уменьшается по мере увеличения возраста почв.

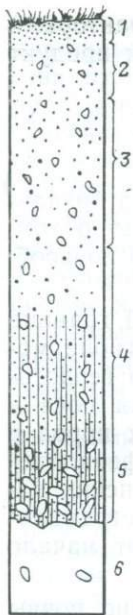


Рис. 106. Профиль Баткомб:

1 — темно-серый алевритистый суглинок; 2 — желто-бурый алевритистый суглинок; 3 — темно-бурый алевритисто-глинистый суглинок с кремнями; 4 — желтовато-красный глинистый суглинок с кремнями; 5 — возрастание содержания крупных слабо трещиноватых кремнистых конкреций; 6 — мел с рассеянными кремневыми конкрециями

Полезно знать различия между обычными и редкими материнскими породами. Многие материнские породы (чистые пески, рудные тела или известняки) дают начало особым почвам, сильно зависящим от состава первичных пород. Граниты или глинистые сланцы — обычные породы для образования почв. Для почв, развитых на них, сильнее сказываются другие факторы.

Влияние материнского материала часто усложняется добавлением новых слоев наносных материнских материалов, напоминающих почвенные горизонты. Отличить геологические напластования от почвенных горизонтов часто довольно сложно. Нельзя считать, что почва образуется из подстилающей породы. Д. Маклеод [368] проанализировал красные почвы на известняках Греции. Нерастворимый остаток известняка немного превышает 1%, поэтому, чтобы исследуемая почва сформировалась из известняка, нужно было растворить толщу известняка мощностью около 130 м. Иное в нерастворимом остатке известняка и распределение размеров частиц, из чего затем было сделано заключение о происхождении почв из принесенной ветром североафриканской пыли.

Как пример сложного профиля можно взять почвенную серию Баткомб в юго-восточной части Великобритании (рис. 106). Здесь коренные породы сложены мелом. Они перекрыты красно-бурыми глинами с включениями кремневой гальки и конкреций. Кверху почва становится более светлой и алевритистой. С первого взгляда можно подумать, что почва возникла в результате накопления нерастворимого остатка мела (мел содержит кремневые конкреции), претерпевшего некоторую почвенную дифференциацию с образованием более светлого поверхностного слоя. Однако при детальном исследовании выявляется, что источником глин с кремнями служил выветрелый эоценовый материал, частично переработанный плейстоценовыми перигляциальными процессами. Алевритистая верхняя часть почвы образовалась за счет золотого лёсса, а основание глин с кремнями представлено слоем, который появился при растворении мела под эоценовыми осадками. Все эти материалы в некоторой степени изменены в процессе почвообразования, но в то же время остались достаточно индивидуальными, и их можно идентифицировать [16].

Время

Чем дольше сохраняется поверхность, тем больше шансов для образования на ней развитой почвы. На лавовых покровах, возникших в результате новейших вулканических извержений, почва отсутствует; ее нет и на свежееотложенном аллювии в пойме рек. Когда первичный материал становится почвой? Из результатов детальных исследований (см. гл. 14) видно, что формирование почвы идет в течение некоторого периода времени и происходит с различной скоростью. В качестве примера можно привести кривые Е. Салисбюри (см. с. 267) и Д. Хиссинка [498] (см. с. 266), которые обращают внимание на одно из свойств почвы (выщелачивание). Обе кривые идут ровно вплоть до сегодняшнего дня без какого-либо явного скачка, который можно было бы принять за начало почвообразования: единственно возможное время начала почвообразования — это настоящее время. Следовательно, можно рассматривать недавно обнаженный или отложенный материнский материал как почву в самом начале ее образования. В нулевой точке отсчета времени понятия материнский материал и почва сливаются воедино.

С течением времени почва эволюционирует, тогда требуются новые концепции, чтобы рассмотреть результаты эволюции. Достигает ли почва такого определенного состояния развития, за пределами которого изменений уже не происходит, или могла ли быть достигнута та стадия, при которой вынос материала и привнос материала (при выветривании) становятся сбалансированными, и никаких изменений в профиле почвы не происходит? С другой стороны, возможна ситуация, когда почвы непрерывно изменяются со все уменьшающейся скоростью, в результате через какое-то время они становятся фактически стабильными. Можно представить себе почвы, которые проходят через различные стадии развития, — «начальная», «незрелая» и «зрелая» почвы. Будет ли тогда эволюция хоть в какой-либо степени продолжаться дальше до «пост-зрелой» почвы? Это довольно идеалистическое рассуждение. В реальном мире изменения таких факторов, как растительность, климат, скорость эрозии и т. д., вероятно, приведут к нарушению баланса до того, как установится истинное равновесие.

Иллюстрация скоростей почвообразования на ряде примеров дается в гл. 14, но некоторые вопросы обсуждаются здесь. На пористых материнских материалах, где выщелачивание идет с самого начала, образование почвы вначале идет быстро, а затем постепенно замедляется. В этом случае достаточно десятков или сотен лет, чтобы сформировался отчетливый слой почвы. На непроницаемых материнских материалах почвообразование сначала идет медленно, но по мере развития почвы пористость возрастает, и процесс этот ускоряется вплоть до зрелой стадии, после чего скорость процесса вновь замедляется. Случай очень быстрого опод-

золивания был описан Т. Патеном с соавторами [447], когда за 4,5 года на песчаном рудничном отвале образовался подзол, а заклинки отбеленного горизонта А2 достигли глубины 45 см за 7 лет. Для образования почвы на ледниковой моренной глине достаточно 300 лет. Много больше времени требуется для развития почвы на плотном базальте или свежем граните. Более того, некоторые почвы, такие как рендзины или ранкеры, становятся зрелыми очень быстро; другие, например, латериты, могут занять так много времени для формирования, что концепцию зрелости в этом случае трудно применить.

Таким образом, в скоростях почвообразования может быть тысячекратная разница, но большинство почв на обычных материнских горных породах могут образоваться меньше, чем за 1000 лет. Существует резкое различие между территориями, которые были покрыты материковым четвертичным оледенением и теми районами, где оледенения не было, и ландшафт с современным почвообразующим процессом существовал очень долго.

Климат

Климат имеет важное значение для образования почвы. Осадки, температура и их сезонные и суточные вариации действуют на почву непосредственно, а также через растительность и создают гидрологические условия.

Долгое время считалось, что каждому климату соответствует свой тип почвы. Например, в экваториальных областях на всех участках с хорошим дренажем преобладают ферралитные почвы; в холодном гумидном климате на участках хвойных лесов преобладают подзолы; на засушливых территориях в профиле почвы происходит аккумуляция карбоната. Некоторые из климатических параметров имеют особое значение. С повышением температуры ускоряются почти все химические реакции и, соответственно, процесс выветривания. В холодных районах химическое выветривание идет слабо, сдерживается органическая активность и образование почвы ограничено. Мороз и лед влияют на условия увлажнения, а также на ряд физических свойств почвы.

С атмосферными осадками связана глубина выщелачивания, а в тех почвах, где имеется горизонт накопления извести, часто существует прямая корреляция с ними глубины залегания карбонатно-кальциевого горизонта. Соотношение между осадками и испарением имеет важное значение: если осадки превышают испарение, то будет происходить потеря ионов с дренирующей водой, если же, наоборот, испарение выше, то либо на поверхности, либо в разрезе почвы будут накапливаться соли. В случае сезонных изменений почва может претерпевать необратимое осаждение материала при осушении, особенно это относится к оксидам железа.

Главные особенности климата можно изобразить диаграммой (см. рис. 104) и на ней приблизительно определить положение

Рис. 107. Схематическое изображение взаимоотношений климата, растительности и почвы. По Д. Блауэнстоку и К. Торнтвайту [55].

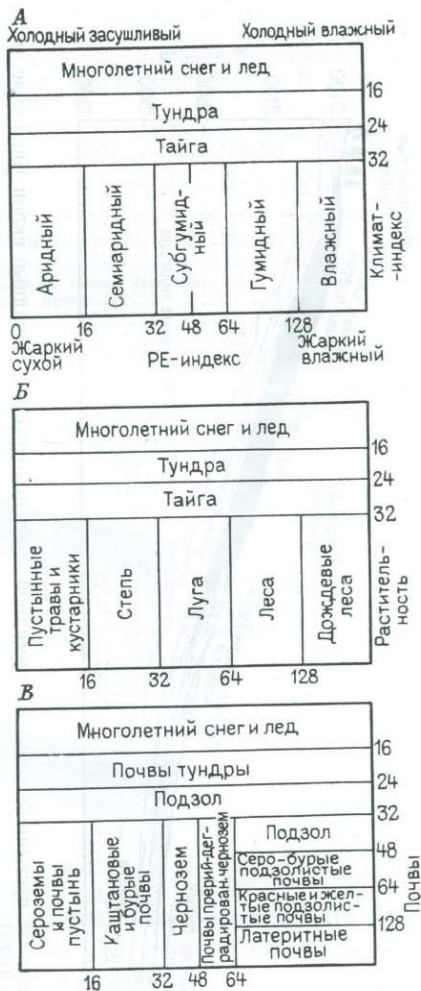
А — распределение типов климата; Б — распределение растительных формаций на климатической основе; В — распределение главных зональных групп почв на климатической основе

зональных почв. Несколько диаграмм на рис. 107 по другому отражают сложные взаимоотношения между климатом, растительностью и почвой. Те зональные почвы, которые занимают определенные климатические зоны, очевидно в большей мере прямо или косвенно контролируются климатом, и типы почв, указанные на диаграмме, будут соответствовать определенному климату, если они образуются на свободно дренируемой обычной материнской породе при условии отсутствия других «экстремальных» осложнений типа характера склонов, растительности или прочих факторов.

Климат меняется как по широте, так и по высоте над уровнем моря, поэтому можно различать серии почв в зависимости от высоты (рис. 108).

Не совсем ясно, в какой мере зональные почвы реально связаны с присущими им климатическими зонами, но уже сама зональная классификация предполагает, что климат является самым важным почвообразующим фактором. В районах, осложненных горным рельефом и быстрыми сменами материнского материала, очевидно, и почвы будут сложными. Более того, многие почвы являются результатом не только современного климата, но также климата в прошлом и зависят от физико-географического положения.

Несмотря на сказанное, климатические или зональные классификации и концепции, вероятно, будут оставаться популярными и далее из-за простоты их основы, к которой можно добавлять другие положения. Представление о зональности почвы лучше всего упрощает сложную многостороннюю проблему соотношений почв.



Рельеф

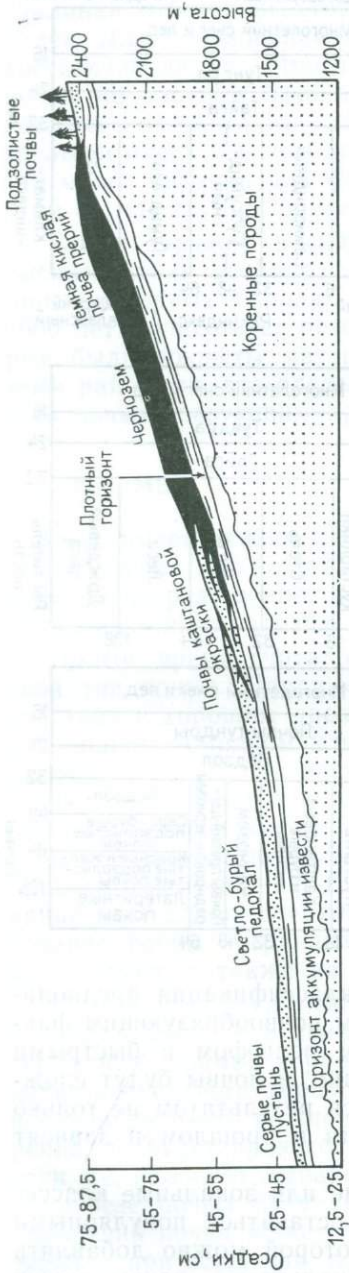
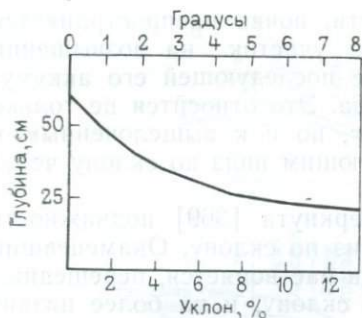


Рис. 108. Смена профилей почвы от пустынной зоны до гумидной зоны высокогорья. Западный склон Биг-Горис, штат Вайоминг (США). По Дж. Торпу [578]

Влияние рельефа на почвы и выветривание очевидно. Зонам распространения разнообразных почв соответствуют различные абсолютные отметки, а это как раз связано с разными климатическими условиями, характерными для разных высот. Иначе эта связь проявляется и в зависимости от реальной формы поверхности, на которой образуется почва. На речных террасах, озах, береговых валах, аллювиальных конусах формах и многих других формах характер почвы в той или иной степени будет контролироваться как формой рельефа, так и их внутренним строением, составом и происхождением. Поэтому при анализе почв особенности рельефа не могут рассматриваться самостоятельно из-за их влияния совместно с материнским материалом, временем и другими факторами. Тем не менее с некоторой осторожностью можно сделать ряд общих заключений о влиянии особенностей рельефа на почвы.

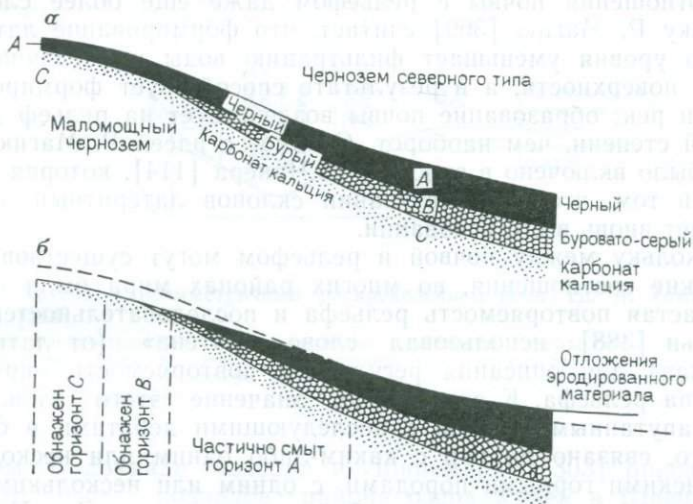
Е. Нортон и Р. Смит [416] продемонстрировали очень простое соотношение между свойствами почвы и крутизной склона. Они построили диаграмму зависимости мощности горизонта А от угла наклона поверхности (рис. 109) и, как и следовало ожидать, показали, что максимальному значению мощности соответствует горизонтальный рельеф, а минимальному — крутые склоны.



← Рис. 109. Соотношение между крутизной склона и мощностью горизонта А в лесной почве, образованной на лёссе. По Е. Нортону и Р. Смуту [416]

↓ Рис. 110. Влияние эрозии на почву в Манитобе. По Дж. Эллису [176].

а — невозделываемая почва; б — возделываемая почва (влияние эрозии на почвенный профиль)



На крутых склонах эрозия идет сильнее, почвы могут быть срезаны. Удаление материала вызывает более высокую скорость выветривания и возобновление почвообразования.

Угол наклона не всегда в точности коррелируется со свойствами почвы, так как могут выявиться различия между условиями выше и ниже по склону, а различные части какого-либо склона с постоянным уклоном могут обладать разными свойствами. В особенности это справедливо в отношении дренажа — почва нижних частей склона получает в дополнение к осадкам воду, стекающую вниз по склону. В Уганде было обнаружено [463], что на прямых участках склонов холмов с углами около 10° развиты в верхней части красные почвы, а в нижней — бурые почвы со значительным содержанием железистых конкреций.

С эрозией склона может быть связано распределение типов почв, что показано на примере из Манитобы [176] (рис. 110). Здесь видно, что даже независимо от эрозии на разных частях склона развиты различные почвы. На вершине холма, где уклон

более пологий, чем в его средней части, почва распространяется на меньшую глубину. Почти плоский участок на возвышении может быть поставщиком материала с последующей его аккумуляцией в пониженных участках рельефа. Это относится не только к смыву с поверхности материалу, но и к выщелоченным и элювированным материалам, мигрирующим вниз по склону через подпочву, например карбонатам.

Подобным же образом была подчеркнута [369] подвижность полуторных оксидов в направлении вниз по склону. Окаменевший латерит возвышенных участков склонов растворяется, перешедшее в раствор железо спускается вниз по склону, и на более низких уровнях возникают новые латеритные покровы. В данном примере взаимоотношения почвы с рельефом даже еще более сложные, поскольку Р. Магню [369] считает, что формирование латеритов нижнего уровня уменьшает фильтрацию воды и увеличивает ее сток по поверхности, а в результате способствует формированию ручьев и рек; образование почвы воздействует на рельеф даже в большей степени, чем наоборот. Сходное с идеей Р. Магню положение было включено в гипотезу Е. Чинера [114], которая заключается в том, что при отступании склонов латеритный панцирь возникает вновь в его основании.

Поскольку между почвой и рельефом могут существовать генетические соотношения, во многих районах мира была обнаружена частая повторяемость рельефа и последовательностей почв. Г. Мильн [388] использовал слово «катена» (от латинского «цепочка») для описания регулярной повторяемости определенного типа рельефа. К сожалению, значение этого слова стало очень запутанным в связи с последующими дебатами в отношении того, связано ли оно с каким-либо одним или несколькими материнскими горными породами, с одним или несколькими климатами и т. д.; эти аргументы были суммированы Дж. Уотсоном [619]. Катена — термин все еще широкого использования; чтобы избежать вышеупомянутых осложнений, можно его заменить термином «топографическая последовательность почв». На рис. 111 показаны типичные катены. Видно, что отдельные части могут расположиться по противоположным сторонам долины несимметрично. Некоторые топографические последовательности почв на одной и той же материнской породе в действительности являются сменой типов почв, различающихся по гидрологическим условиям. Дж. Эллис [176] отмечал локальную аридность верхушек холмов, теряющих воду в результате поверхностного стока, и локальную гумидность депрессий или подножий склонов, получающих кроме осадков воду с более высоких мест. В Шотландской службе почв применяются группировки почв в более крупных единицах, называемых ассоциациями почв, которые состоят из ряда серий, развивающихся на сходных материнских породах, но отличающихся условиями дренажа.

На плоских участках с высоким уровнем грунтовых вод даже незначительные различия рельефа могут иметь глубокое влияние

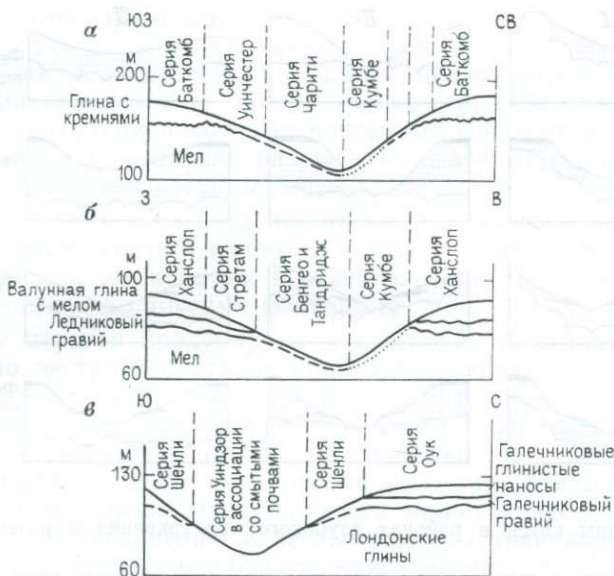


Рис. 111. Катены с асимметричным распределением почв. По А. Томассону и Б. Эвери [574].

a — площадь распространения глины с кремнями в западном Гертфордшире; *b* — содержащая мел валунная глина восточного Гертфордшира; *в* — площадь распространения лондонской глины в южном Гертфордшире. Длина всех разрезов составляет 1,6 км, вертикальный масштаб сильно преувеличен

на почвы. В докладе Матсона и Лоннемарка [303] описана последовательность подзолов района озера Унден в Швеции. На небольших (несколько метров) по высоте холмах, на которые не влияет уровень грунтовых вод, формируется железистый подзол. На пониженных участках склонов, где уровень грунтовых вод попадает внутрь профиля почвы, образуются гумусовые подзолы, а в самых низких местах возникает неподзоленная голубовато-серая болотная почва.

Во многих частях тропиков почвенная катена образуется на совершенно выветрелых ранее коренных породах, которые можно рассматривать как однородный материнский материал. Такая катена описана Р. Уэбстером [625], который путем сравнения тяжелых минералов верхней и нижней частей профилей показал, что почвы образовались на месте. Красные почвы возникли на верхних частях склонов, а ниже по склону цвет почвы меняется через желтовато-бурый до серого. Книзу увеличивается содержание песка, что связано с предпочтительным удалением более тонких частиц почвы.

В топографическую последовательность почв могут входить палеопочвы, особенно на эрозионных останцах, сохранившихся в

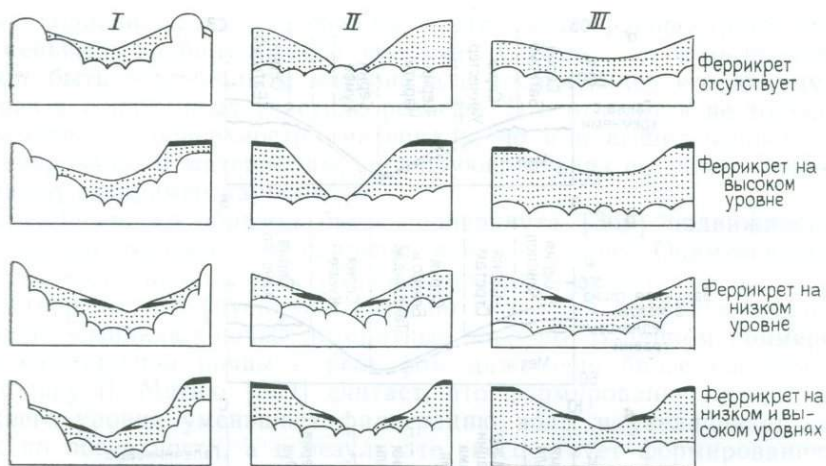


Рис. 112. Типы катен в районах глубокого выветривания и развития феррикрета.

Вариации связаны с присутствием или отсутствием коренных горных пород и феррикрета на высоких или низких местах. Белое — твердые коренные породы; точечный крап — рыхлый материал; черное — феррикрет. Породы: I — высокого уровня, II — низкого уровня, III — глубокого залегания

виде плато или уступов. К такого рода проявлениям относятся некоторые плато-латериты Африки и силькреты центральной части Австралии. Разные горизонты палеопочвы, обнаруживаемые в обнажениях на склонах холмов, обуславливают разнообразие материнской породы и в значительной степени усложняют картину соотношений между почвой и рельефом. Исследования таких ситуаций проведены некоторыми исследователями [398, 257, 650]. Еще более сложные катены обнаружены в районах глубокого выветривания и развития феррикрета, что обеспечивает некоторые показанные на рис. 112 соотношения почв и рельефа.

Автор этой книги в результате обзора катен [427] различных климатических обстановок сделал заключение о нахождении ясных взаимоотношений «склон-почва» в экстремальных ситуациях мерзлоты, аридных районов, участков развития оползней, твердых корок и очень пористых пород. В обычных условиях склоновые процессы и процессы формирования почв почти безнадежно перепутаны.

Старым источником этой путаницы служит различие между остаточной и перемещенной почвами. Остаточная почва образуется на месте и составляет полностью или частично профиль выветривания. К перемещенным почвам относятся почвы на аллювии, ледниковых песках, лёссах или других подобных материалах. Конечно, перемещается в данном случае материнская порода, а почва на ней формируется на месте. В действительности же все почвы образуются на месте.

Влияние органики

Органическое вещество весьма важно при выветривании и еще важнее при образовании почвы. Само по себе оно является основным признаком некоторых почвенных горизонтов. Почвенная фауна может создавать или разрушать почвенные горизонты, сортируя или смешивая частицы почвы.

Растительность не всегда независима. Распределение растений может контролироваться почвой, а распределение почвой — растительностью, или же и почва, и растительность могут контролироваться какими-либо другими факторами.

Многие деревья продуцируют листовую подстилку, из которой можно экстрагировать активно действующие хелатные агенты, способные в лаборатории быстро формировать подзол. Однако в природе не всегда образуются подзолы, поскольку, вероятно, вмешиваются эффекты общей органической популяции почвы. С большинством типов почв ассоциирует специфическая растительность, а изменение растительности может привести к изменению почвы. По сравнению с лесными почвы травянистых ландшафтов более темные и распределение органического вещества в их профиле равномернее.

Д. Макней [367] описал очень близкие взаимоотношения на примере Уорвикшира (Англия), при которых на грубом материнском материале образовались разновидности оподзоленных почв. В открытом дубовом лесном ландшафте почва представляла собой слабо оподзоленный песчанистый грунт бурой окраски; под покровом густого леса это железистые подзолы, на пустошах — гумусово-железистые подзолы (рис. 113).

В Европе подзолы ассоциируют с холодным гумидным климатом и хвойными лесами, а бурые лесные почвы — с умеренным гумидным климатом и листопадными лесами. Эти два типа почв сливаются на юге Швеции, где О. Тамм [303] выявил контроль растительностью переходов между подзолом и бурой лесной почвой. В пределах буковых и дубовых лесов бурые лесные почвы пользуются региональным распространением. Там, где листопадные леса сменяются хвойными или вересковыми пустошами, почва становится выщелоченной в связи с развитием высокой кислотности, аккумулируется сырой гумус и образуются настоящие подзолы. В районах общего развития подзолистых почв отмечено, что там, где береза (в ассоциации с травяным покровом) заменяет хвойные породы деревьев, происходит превращение подзола в лесную бурую почву. Кислотность почвы изменяется от pH-4 до pH-5,5, появляются земляные черви, а слой сырого гумуса и выщелоченный горизонт A2 превращаются в смесь гумуса и минеральных веществ (мулл).

Органическое вещество в почве само по себе изменено главным образом вследствие биологической активности. Часть его превращена в гумус процессом, называемым гумификацией, часть



Рис. 113. Генетическая последовательность почв на песчаном субстрате при различных вариациях растительности. По Д. Маккнею [367].

1 — сырой гумус; 2 — сырой гумус/модер; 3 — пепельно-серый элювиальный горизонт, бесструктурный; 4 — светло-бурый горизонт с частично отбеленными плотно упакованными песчаными зёрнами; 5 — бесструктурный гумусовый пятнистый элювиальный горизонт; 6 — оранжево-бурый плотный горизонт; 7 — красновато-бурый горизонт с серыми пятнами, местами обогащенный глиной; 8 — черный обогащенный гумусом горизонт, рыхлый, местами сцементированный; 9 — оранжево-бурый железистый горизонт, рыхлый; 10 — красновато-бурый горизонт обогащения глиной; 11 — свежий песчано-галечниковый субстрат

переходит в газообразное состояние (NH_3 , NO_2 , CO_2) или в раствор благодаря процессу минерализации.

Общая классификация гумуса дается ниже:

Мулл	Совершенный органо-минеральный комплекс	Глина смешана с гумусом
Модер	Несовершенный органо-минеральный комплекс	Глина и гумус недостаточно перемешаны
Мор	Сырой гумус	Волокнистый гумус, не смешанный с глиной

НЕКОТОРЫЕ КОНЦЕПЦИИ, ИМЕЮЩИЕ ОТНОШЕНИЕ К ИССЛЕДОВАНИЮ ПОЧВ И ВЫВЕТРИВАНИЯ

Зрелость

Несколько различных концепций рассматривают почвы с точки зрения их зрелости.

К. Шоу [516] предложил следующие степени зрелости:

начальная почва, молодая почва (слабо выветрелая), *незрелая почва* (умеренно выветрелая), *полузрелая почва* (значительно выветрелая), *зрелая почва* (полностью выветрелая).

Стадии, предложенные Э. Мором и Э. Ван-Бареном [391], хотя в действительности они и не употребляют термин «зрелость», очень сходны: *начальная стадия* (невыветрелый материнский материал); *ювенильная стадия* (большая часть материнского материала не выветрена), *зрелая стадия* (разложены легко выветриваемые минералы), *стадия дряхлости* (сохранились только самые устойчивые минералы), *конечная стадия* (завершение развития почвы, почва выветрена при существующих условиях).

В основе обеих классификаций лежит оценка интенсивности выветривания минералов; формированию горизонтов и развитию профиля значения не придается. В действительности эти подходы не отражают степени зрелости почвы.

К. Миллар с соавторами [386] писал о незрелых, зрелых и старых почвах:

а) *незрелые* почвы характеризуются накоплением органического вещества на поверхности и слабым выветриванием, выщелачиванием или элювиацией, это АС-почвы;

б) зрелые почвы характеризуются развитием горизонта В;

в) старые почвы обладают очень заметным различием свойств горизонтов А и В.

Для каждого типа почвы приводятся примеры: регосол (или азональная почва на рыхлых минеральных отложениях с малым числом почвенных характеристик) как незрелая почва, почва прерий как зрелая почва и планосол как старая почва.

Может, конечно, случиться так, что в определенных обстоятельствах материнский материал может обеспечить смену типов почвы в указанной последовательности. Однако в ряде ситуаций регосол или почва прерий может быть окончательной стадией развития почвы. Является ли зрелой почвой в этом случае регосол или почва прерий? Неясно также, все ли регосолы следует рассматривать как незрелые почвы, или только те из них, для которых можно показать возможность дальнейшего их развития в течение времени.

К. Марбут [372] считает зрелой ту почву, которая имеет хорошо развитые черты профиля. Это трудно использовать в качестве определения. Вероятно, регосол, почву прерий или планосол можно было бы рассматривать как зрелые. Скелетная почва (литосол) имеет профиль, в котором хорошо развиты скелетные черты. Он может или не может развиваться дальше в связи с другими условиями. Если он будет развиваться, то может пройти через последовательные стадии, каждая из которых обладает хорошо развитым профилем.

Еще одна концепция предложена Г. Женни [303]. По его мнению, зрелые почвы находятся в равновесии с окружающей средой. Эта концепция сходна с более сложной формулировкой С. С. Никифорова [411]: «... зрелая почва представляет собой устойчивое

состояние динамической системы, охватывающей почву и окружающие условия, в числе последних климат и органический мир». Такие определения совсем упускают из виду черты профиля почвы, но придают главное значение почвообразующему процессу, окружающей среде, балансу между различными факторами. Основываясь на этих определениях, очевидно, можно прийти к заключению о том, зрелая эта почва или нет.

Г. Женни обсуждал также идею зрелости как свойства почвы — функцию времени, что, возможно, наиболее обосновано и полезно из всех концепций зрелости. Из графика Салисбьюри (см. с. 267) можно видеть, что быстрые вначале изменения постепенно замедляются до тех пор, пока кривая не станет почти горизонтальной. Время вносит ничтожные изменения в свойства почвы. Но не все свойства почвы достигают зрелости с одной и той же скоростью. Когда все свойства достигают уровня ничтожных изменений во времени, почва как целое может быть названа зрелой. Зрелая почва должна находиться в равновесии с окружающей средой, но само равновесие не может быть основанием для того, чтобы почву назвать зрелой.

Следует заметить, что зрелая почва не обязательно инертна, и почвообразовательный процесс в ней останавливается. Свойства почвы могут варьировать около какого-то среднего значения в соответствии с суточными, сезонными и другими изменениями среды.

Почвы в устойчивом состоянии

В устойчивом состоянии находятся те почвы, которые равновесны с окружающей обстановкой, особенно с характером рельефа, и, хотя они не инертны, сохраняют ту же самую морфологию. Как простейший пример почвы в устойчивом состоянии можно себе представить такую почву, которая теряет материал при эрозии, но приобретает его в результате выветривания. Потери происходят в верхней части профиля, а восстановление — в подпочве. В итоге профиль остается постоянным, а горизонты почвы смещаются вниз через профиль. Подобным же образом и органическое вещество может поступать в почву с такой же скоростью, с какой оно разлагается в профиле почвы; глина может продуцироваться при выветривании с той же скоростью, с какой происходит ее элювирувание. Если почву рассматривать с точки зрения ее положения на склоне, то привнос материала будет происходить сверху, а вынос с той же скоростью вниз по склону, это касается всего материала, проходящего через профиль (растворенных ионов и коллоидов), механически транспортируемого на поверхности.

Помимо устойчивого состояния почвенного профиля может установиться равновесие между почвой и ее топографическим положением. Наблюдая накопление обломочного материала у

Рис. 114. Схематическая картина распределения почв на склоне в Чилтерн-Хилс (упрощенная схема [438])



подножия обрыва, можно полагать, что ежегодно к нему добавляется какое-то определенное количество. Какая-то его часть будет теряться при выветривании, оползнях или выноситься водой. Если количество добавляемого материала будет равно количеству потерянного, то склон будет находиться в состоянии равновесия. Почва на таком склоне формируется на обломочном материале и получает ежегодно дополнительную порцию свежих обломков, которые компенсируют потери из-за вымывания материала водой, выщелачивания и т. д. В таком случае возникает равновесное состояние почвы на устойчивом склоне.

Склоны с очень разными почвами на различных участках могут также находиться в устойчивом состоянии. Так, на рис. 114 представлена ситуация, при которой почва плато, образовавшаяся на месте залегания, находится в равновесном состоянии. На выпуклой части склона происходит оползание, почва плато выклинивается и в краевой части обогащается обломками мела. Скорость оползня, формирования почвы и потери материала с перемещением вниз по склону могут быть сбалансированы. На крутом прямолинейном участке склона (обнаженная поверхность) задерживается очень мало обломочного материала, здесь имеется только маломощная рендзина. На обломочной части склона в его основании происходит накопление смеси глины с частично декальцифированным мелом, которая вновь может прийти в равновесие с точки зрения привноса материала и почвообразовательного процесса. Склон мог бы отступить, и при этом его профиль перемещался параллельно самому себе вправо от указанной позиции, а идентичные части склона с теми же самыми особенностями почв сохранялись.

Другой пример (склон, представляющий восточно-африканскую катену) дан на рис. 115. На простом прямолинейном склоне почвы характеризуются пятнами и железистыми конкрециями на глубине, которые никогда не выходят на поверхность. Известно [419], что миграция и осаждение железа идут постоянно; пятнистая подпочва сверху постепенно разрушается, но продвигается вниз, захватывая глубоко выветрелые породы. Профиль находится в равновесии с существующей обстановкой, и все его горизон-

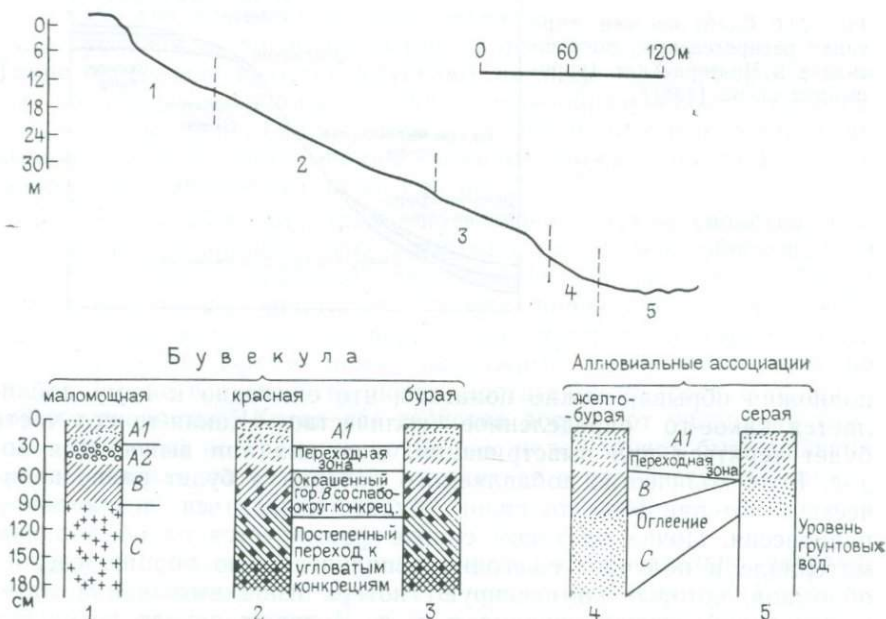


Рис. 115. Катена Бувекула, Уганда. По С. Радвански и К. Оллиеру [463]

ты развиваются одинаково со всеми процессами, ответственными за снос материала. Профиль движется вниз как целое без изменения его морфологии.

Неустойчивые почвы

Неустойчивые почвы выделяются в противовес почвам, находящимся в устойчивом состоянии. Они особенно хорошо описаны в Австралии, и сводка взглядов на их формирование дана Б. Батлером [95].

Для хорошо развитых почв требуется время, и сами они свидетельствуют о периоде стабильных условий земной поверхности. Кроме устойчивых периодов существуют периоды активизации с эрозией склонов и переотложением эродированного материала у подножия склонов или в долинах. Две фазы вместе — устойчивого и неустойчивого состояния, почвообразования и эрозии-переотложения — составляют цикл, которому присвоено название К-цикла [94].

Теоретические основы для выделения К-цикла не вполне разработаны. Равные права на существование имеет концепция, согласно которой почвообразование и выветривание идут непрерывно, тогда как эрозия и переотложение материала происходят в каждом конкретном месте периодически. Некоторые периодические почвы могут быть обязаны своим существованием каким-либо

исключительным видам массовых смещений на склонах или особенностям местной геоморфологической истории.

Однако в тех случаях, когда имеются независимые стратиграфические данные, иногда можно показать, что периодичность почв согласуется с климатическими изменениями, которые происходили в плейстоцене. Особенно наглядно это можно видеть в стратиграфической последовательности лёссов [335, 336]. Обзор стратиграфических методов изучения почв дан в работе К. Финкла [201].

Обратимые и необратимые изменения

Некоторые почвенные профили могут быть преобразованы в новые почвы, а затем вновь перейти к первоначальному виду, если условия восстановятся. Так, подзол может перейти в бурую лесную почву, а та в свою очередь преобразоваться в подзол. Такого рода изменения заключаются в обособлении или смещении горизонтов, а также в изменении содержания органического вещества, которое может быть связано с растительностью или организмами.

Могут быть и более резкие различия. Так, выветривание известняка может привести к развитию скелетной почвы или рендзины. Если активное растворение известняка приводит к накоплению мощного нерастворимого остатка, образуется терра-росса. Она может быть преобразована в рендзину только при полном размыве профиля почвы и начале нового почвообразования на известковом материнском материале.

Многие изменения свойств почвы необратимы. При выщелачивании происходит вынос оснований, и это может идти до тех пор, пока выветривающиеся продукты поставляют основания для выщелачивания. Постепенно все выветривающиеся минералы разрушаются, и почвообразовательный процесс не может восстановить их. Осаждение оксидов железа в почве по сути часто необратимый процесс, если принять во внимание наличие многих богатых железом палеопочв.

Как можно связать эти необратимые реакции с концепцией зрелости? Концепция зрелости, вероятно, справедлива для большинства почв, но на протяжении огромных периодов времени почва могла настолько истощиться выносимыми веществами и претерпеть столь глубокие необратимые изменения, что она в этом случае становится почти инертным остатком выветривания. Такие почвы редки, поскольку процессы эрозии и отложения действуют почти повсюду на поверхности Земли, обеспечивая новые поверхности и новые материнские материалы.

Палеопочвы и ископаемые почвы

Некоторые почвы сформированы достаточно давно в условиях, которые уже не существуют; это палеопочвы и ископаемые почвы (в этой книге эти два вида почв не всегда различаются).

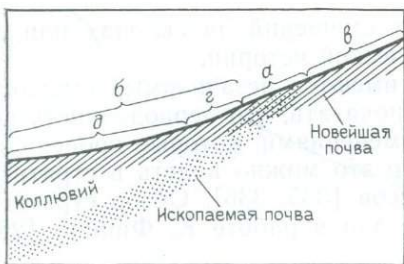


Рис. 116. Взаимоотношения новейшей почвы с частично погребенной и эродированной ископаемой почвой.

Объяснение дается в тексте

Палеопочвы сохраняются на земной поверхности, но ясно видно, что они не могли бы быть образованы в современных условиях. Они, как правило, формировались в других климатических зонах и при другом типе растительности, но по какой-то причине оказались непретерпевшими при существующих в настоящее время условиях. Часто палеопочвы являются очень бедными почвами, в которых на поверхности произошла аккумуляция наиболее стабильных минералов — кварца, каолинита и оксидов железа. Они подверглись необратимым изменениям и поэтому не могли с легкостью превратиться в другие типы почв. Если палеопочвы действительно находятся в неподходящей обстановке, то их можно рассматривать как материнскую породу для современного почвообразовательного процесса, но породу более или менее инертную, претерпевающую небольшие изменения. Палеопочвы часто ассоциируют с древними поверхностями выравнивания.

Ископаемыми можно назвать почвы погребенные, в отличие от палеопочв, находящихся на поверхности. Они могут быть перекрыты аллювием, лавовыми потоками, ледниковой валунной глиной или даже сохраниться под осадочными породами (например, погребенные почвы, залегающие под некоторыми угольными пластами). Погребенные почвы могут отличаться от почв, образующихся в настоящее время на поверхности, или быть с ними сходными, а сходство и различие между ископаемой и современной почвой на данной местности в большей мере зависят от величины промежутка времени, прошедшего после того, как ископаемая почва была погребена.

Особые вопросы возникают в связи с ископаемыми почвами, погребенными коллювием (рис. 116). В этом случае будет обнаружен участок, где ископаемая почва выходит на поверхность (а) и участок, где она погребена (б). В новой почве тогда можно различать части, где материнской породой является погребенная почва (а), коренные породы (в), коллювий (д), а также участок, где ископаемая почва представлена подпочвой современного профиля (г).

МЕХАНИКА ПОЧВ

Инженеру почва представляется природным агрегатом минеральных зерен, который можно разрушить таким слабым механиче-

ским воздействием, как взбалтывание в воде. Механика почв — это область знаний, связанных с изучением инженерных свойств почвы. Инженеры изучают ряд основных или характерных свойств почвенных материалов, которые могли бы описать их количественно и предсказать поведение и устойчивость почв для разных инженерных целей.

Основные свойства почвы — это содержание природной влаги, распределение частиц по размерам, сцепление, разбухание и ряд свойств, объединяемых под названием «консистенция». Переходные состояния — твердое, пластичное и жидкое — являются граничными консистенциями, которые определены произвольно серией наблюдений, заданных границами Аттерберга: пределом пластичности и пределом текучести. Величины этих границ и свойства характеризуются показателем пластичности, пределом усадки и текучестью. Профиль выветривания на мягкой осадочной породе будет состоять из нескольких слоев почвы с разными свойствами.

В работе Р. Чандлера [110] показано влияние выветривания на сопротивление сдвигу (срезу) и другие свойства на примере аргиллитов и мергеля кейпера (триас). Выделены четыре зоны. Этот материал был первоначально переуплотнен (сжат в большей степени, чем это могла обеспечить существующая кровля), а выветривание привело почву к «псевдопереутомленному состоянию» аналогично тому, когда почву разрыхляют (перерабатывают с водой или перемешивают) при содержании воды ниже предела текучести.

Более детальные исследования процессов выветривания в инженерных целях можно найти в специальных периодических журналах по инженерной геологии и других изданиях на эту тему.

Глава 13. ГЛУБОКОЕ ВЫВЕТРИВАНИЕ И ПЛОСКОСТНАЯ ЭРОЗИЯ

ПРОФИЛЬ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Процесс выветривания постепенно ведет к возникновению профиля выветривания, представляющего собой вертикальную последовательность различных горных пород, образовавшихся в результате выветривания, перемещения вещества и эрозии. В верхних частях профиля находится зона выщелачивания, из которой вещества выносятся раствором, а в качестве остатка накапливаются инертные материалы и вторичные продукты. Те вещества, которые теряются с раствором, могут полностью выноситься (как это происходит в областях с большим количеством атмосферных осадков) или переоткладываться в более низких частях профиля либо на несколько удаленном участке ландшафта.

Некоторые породы выветриваются так, что, хотя первичные минералы и превращаются в глину, изменения объема не проис-



Рис. 117. Глубоко выветрелый гранит Кошиуско, Австралия.

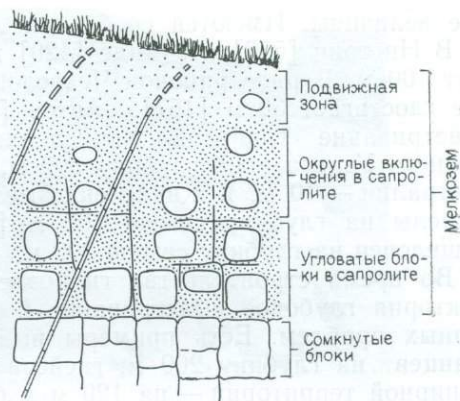
Ядра изолированы; присутствие реликтов аплитовых жил указывает на то, что сапролит остался на месте

ходит, а выветрелая порода сохраняет свой объем и первичную реликтовую структуру. Такой материал называется сапролитом. Его можно распознать по присутствию ненарушенных плоскостей, трещин, кварцевых жил и других подобных черт (рис. 117). В большинстве профилей выветривания объем пород в верхней части изменяется, даже если они полностью сформированы на месте. Если сапролит ограничивают сферой выветрелых пород, не претерпевших объемных изменений, то для верхней части профиля мы тоже должны подыскать соответствующий термин, например, «разбухший сапролит». Иной выветрелый материал образуется при оползнях на склонах, при перемешивающем действии организмов или росте корней растений. Его можно назвать мобильной зоной. Мобильную зону не всегда легко отличить от сапролита, поэтому для выветрелого материала в целом используют термин «рыхлые материалы».

Таким образом рыхлые продукты охватывают породы всего профиля выветривания: транспортируемый материал (который не всегда присутствует), разбухший сапролит и сапролит. Профиль почвы может быть наложен на рыхлые породы и включать весь профиль, а не только его верхнюю часть (рис. 118).

Зона выветривания может незаметно перейти в неветрелые породы, особенно, если это осадочные пористые породы, но иногда между неветрившимися и полностью выветрелыми породами наблюдается резкий контакт, называемый «фронтом выветривания». Это типично для массивных изверженных пород типа гранита или базальта.

Рис. 118. Основные черты профиля глубокого выветривания



Выветривание может распространиться на большую глубину, однако раньше геоморфологи, за редкими исключениями, очевидно, не подозревали о большой глубине распространения рыхлых пород. Там, где рыхлые породы распространены широко, выходы коренных пород на поверхность обнажения редки, поэтому выходы рыхлых пород не были обнаружены, что связано отчасти с самой методикой геологического картирования. Картирование обычно предусматривает маршрутное изучение обнажений коренных пород и соответствующую интерполяцию геологического строения между обнажениями. Только специальное картирование почвы или подповерхностных образований делает очевидной картину широкого распространения выветрелых пород и, чтобы получить истинное представление о трехмерном их распространении, требуется густая сеть буровых скважин. К счастью, в областях распространения выветрелых пород широко проводятся инженерные изыскания, а также происходит разработка самих выветрелых пород, что обеспечивает большой объем информации.

Б. Сеньор и Дж. Маббут [514] определяли профиль выветривания как вертикальный разрез выветрелых пород от первоначальной поверхности земли, или от первичной поверхности, до материнской породы. Это согласуется с австралийским Кодексом стратиграфической номенклатуры и, поскольку стратиграфически профиль определен строго, он может быть закартирован, в том числе и тогда, когда на одной территории присутствуют несколько разновозрастных профилей разного характера [514, 513]. На цветных картах профиль дается тем же цветом, что и первичная порода, но для него используются отличительные картографические символы.

ГЛУБИНА ВЫВЕТРИВАНИЯ

Найти среднюю глубину выветривания для какого-то района трудно. Сейчас для сходных целей больше используют данные по максимальной глубине, хотя их можно рассматривать как случай-

ные величины. Имеются сообщения об очень больших глубинах.

В Нигерии [573] и Уганде [420] глубина выветривания достигает 100 м. В ряде районов Чехословакии каолиновое выветривание достигает 30 м [157]. Автор [422] приводит ссылки на выветривание гранитов Квинсленда на глубину 45 м, Нового Южного Уэльса — на глубину 300 м, Виктории — 80 м, Западной Австралии — 40 м. В Квинсленде меловые осадочные породы выветрели на глубину свыше 100 м [514]. В Рам-Джангл пирит выщелочен на глубину свыше 200 м.

Во время строительства гидроэлектростанции Кейва в штате Виктория глубокое выветривание было одной из главных инженерных проблем. Есть примеры выветривания кристаллических сланцев на глубину 200 м, гнейсов — 320 м, гранодиоритов на обширной территории — на 120 м и больше, а окисленная медно-рудная жила обнаружена на глубине 350 м ниже земной поверхности. Такие большие глубины выветривания были отмечены при строительстве в Снежных горах Австралии.

Еще в 1930 г. П. Вэйджелер писал о глубине выветривания в 400 м. Возможно, о самой большей глубине выветривания сообщили В. Н. Разумова и Н. П. Херасков [470], которые писали, что на Русской платформе выветривание по отдельным трещинным зонам фундамента платформы проникло более чем на 1000 м, вплоть до 1500 м.

Данные об очень большой глубине выветривания выявляются из исследований рудных месторождений, образованных путем гипергенного обогащения.

ФРОНТ ВЫВЕТРИВАНИЯ

В некоторых особенно плотных породах с хорошо развитой отдельностью типа гранита или базальта отмечается исключительно резкий контакт между выветрелой и свежей породами. Переходная зона может составлять всего несколько миллиметров. Этот контакт называют фронтом выветривания [363]. Кроме того, контакт часто очень неровный — с выступами и резкими пиками или изолированными «плавающими» включениями свежей породы внутри зоны сапролита (см. рис. 118).

Важность выявления выветрелых пород и применения соответствующих методов работы с ними при проходке глубоких выработок и тоннелей иллюстрируется на примере тоннеля Тараго в штате Виктория, расположенного в граните и связанном с ним сапролите (рис. 119). Было обнаружено, что сухой сапролит можно взрывать и без всяких трудностей заделывать, если работа завершается быстро. Но оставленный на несколько дней в выработке он становится влажным и начинает течь, даже если залегает в виде тонкой жилки. Одна широкая зона насыщенной водой рыхлой породы, в которую проходчики зашли слишком глубоко без крепления, вытекла в тоннель и заполнила его на расстоянии 40 м.



Рис. 119. Совмещение положения выветрелых различным образом гранитов, Тараго, штат Виктория (Австралия).

Включения свежего и выветрелого гранита в структурной глине

Не во всех породах развивается резко выраженный фронт выветривания, а в пористых или сильно рассланцованных породах типа глинистых сланцев вообще нельзя провести ясную границу между выветрелой и свежей породами.

ЗОНЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Между свежей породой на некоторой глубине и верхним слоем почвы на поверхности рыхлая порода имеет гетерогенное строение и ее можно разделить на ряд зон, залегающих в определенном порядке. Это не почвенные горизонты, хотя расслоение почвы может быть дополнением к нижележащим зонам или перекрывать их.

Г. Уилхелми [637] обобщил обширные данные по многим районам и предложил, что на гранитах обычно присутствуют следующие зоны:

- 1) красный или желтый суглинок (почвенный профиль);
- 2) выветрелый *in situ* гранит с утраченной структурой сверху, но часто сохранивший структуру в нижней части;
- 3) разложившийся гранит с округлыми ядрами;
- 4) менее выветрелые блоки угловатой формы, находящиеся в контакте друг с другом, разделенные узкими полосами более выветрелого материала.

Кверху количество твердых пород в профиле выветривания уменьшается, а книзу увеличивается угловатость блоков. Такие же профили выветривания описаны в Гонконге [494], Дартмуре [82] и Западной Австралии [362].



Рис. 120. Ядра свежего гранита в сапролите, сохранившем первичную отдельность, Гонконг

Описывая выветривание в Западной Австралии, автор оказался не в состоянии найти во многих местах правильную последовательность зон, обнаружив быстрые переходы и значительные неровности в их расположении, что особенно касается ядер, на которых нарастают зоны (рис. 120).

Тем не менее, учитывая местные вариации, необходима генерализация наблюдений. При описании разрезов с явлениями выветривания всегда нужно иметь в виду представление о зоне, хотя в ряде мест оно может оказаться неприменимым, поскольку не существует универсальных разрезов, которые можно было бы ожидать. В самом общем виде последовательность зон следующая:

- 1) почва (возможно горизонты почвы наложены на нижележащие зоны;
- 2) бесструктурная рыхлая порода;
- 3) сапролит с остаточной структурой;
- 4) структурная рыхлая горная порода с овальными ядрами;
- 5) структурная рыхлая горная порода с угловатыми прилегающими ядрами;
- 6) свежая порода.

Все зоны выделяются на основе сохранности фрагментов породы с разной сохранностью структуры породы, но выделение зон может быть основано и на других критериях.

Одним из возможных разделений является выделение нижней зоны с ненарушенной и верхней зоны с нарушенной структурой. Другой основой разделения зон может быть оценка сохранности объема: нижняя зона — объем не меняется, верхняя — объем увеличивается. С химических позиций выветрелый слой можно было бы разделить на зоны по преобладающим реакциям. В сравнительно глубоко залегающих слоях первостепенное значение имеет гидролиз; ближе к почве сильнее проявляется реакция карбонатизации и взаимодействия с органическими кислотами. Наиболее ярким примером служит зона развития оксидов и гидроксидов железа красной и бурой окрасок. Важное значение приобретают химические зоны в случае, если выветрелые породы имеют промышленное использование (например, никеленосные латериты или окисленные руды). Гидрогеологические зоны также могут быть приняты во внимание при выделении зон выветривания путем разделения их на фреатическую зону и вадозную с подзонами, упомянутыми в гл. 9.

Зоны в рыхлой породе можно также выделять на минералогической основе. Базу для этого метода обеспечивают серии выветривания, перечисленные в гл. 5. Близ свежей породы рыхлые образования содержат некоторые количества легко выветривающихся минералов, и с увеличением расстояния от свежей породы все большее количество выветривающихся минералов исчезает. Можно различать несколько зон по последовательности исчезновения разных минералов, но чаще оказывается, что есть две определенные зоны — базальная со значительным количеством выветривающихся минералов в ней и верхняя, в которой легко выветривающиеся минералы полностью исчезли. Такая ситуация описана в Уганде [419].

Зоны выветривания приобретают важное значение при инженерных работах, и поэтому такие учреждения, как Управление Снежных гор и Государственная комиссия по рекам и воде в штате Виктория, чьи работы часто связаны с вскрытием глубинных выветрелых зон, разработали специальные схемы для описания этих зон. По их терминологии выветрелая — значит измененная, но не дезинтегрированная порода; по консистенции она может быть от крошащейся до твердой, в то время как термин «разложившаяся» относится к породам, измененным до глин, или к скопленению глин, часто увлажненных и липких на ощупь. Выделяются следующие зоны: разложенных, выветрелых, свежих с пятнами гидроксидов железа и свежих пород с закрытыми трещинами. Густота трещин отдельности или других трещин используется для указания на степень разрушения породы, а для дальнейших отличий учитывается заполнение трещин как глинистыми минералами, так и гидроксидами железа. На рис. 121 представлен пример

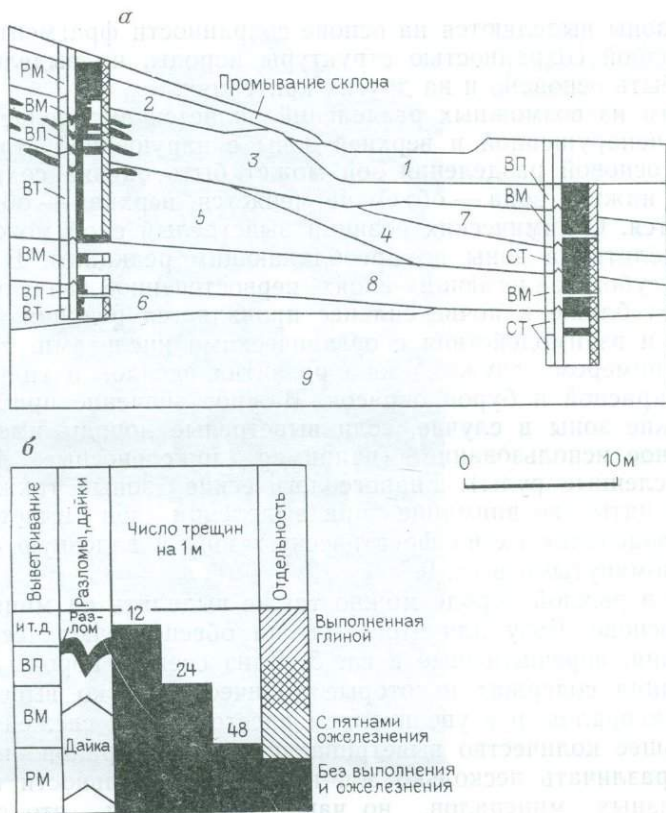


Рис. 121. Выветривание по данным документации керна буровых скважин. Диаграмма основана на материалах Государственной комиссии по рекам и водам штата Виктория.

а — диаграмма, *б* — ключ к информации на вышерасположенных колонках. Цифры в кружках: 1 — аллювий; 2—6 — силурийский глинистый сланец (2 — разложившийся мягкий, 3 — выветрелый мягкий и твердый, 4 — твердый, 5 — сильно выветрелый, 6 — слабо выветрелый); 7, 8 — породы дайки (7 — разложившаяся, 8 — выветрелая); 9 — коренные силурийские породы. Характеристики пород: С — свежая, В — выветрелая, Р — разложившаяся, Т — твердая, П — прочная, М — мягкая

документации буровых скважин с использованием инженерной схемы описания выветрелых пород.

Некоторые советские исследователи [412, 551] приняли к использованию схему зональности, отличающуюся от схем западных ученых*. Они называют профиль выветривания корой выветривания и полагают, что верхние зоны присутствуют лишь во влажных тропических областях. В основании глубокого профиля вы-

* Представления о разрезе коры выветривания, изложенные в русских работах, автором явно непоняты и представлены здесь в искаженном виде.— Примеч. ред.

ветривания, по их мнению, находится щебнистая порода, разрушенная механически, но едва затронутая изменением (см. рис. 92). Эта зона совершенно отсутствует в описании западных ученых, ее выделение отражает неправильное представление о том, что физическое выветривание обязательно опережает выветривание химическое. Следующая выше зона называется «зоной разложения», которая, вероятно, эквивалентна зоне преобладающего гидролиза. Она характеризуется гидрохлоритом, монтмориллонитом и бейделлитом с примесями опала или карбоната. В этой зоне сохраняются первичные структурные черты коренной породы. Выше идут пятнистая зона и зона охр, которые эквивалентны пятнистой зоне и ферралитной почве западных исследователей.

Профиль Уолтера

Совершенно обычный тип зонального профиля глубинного выветривания состоит из следующих отличающихся друг от друга горизонтов: почва, пятнистая зона, зона осветления, свежая порода.

Этот тип профиля впервые был выделен Дж. Уолтером [612, 613], поэтому уместно профиль назвать его именем.

Наверху профиль различен; но обычно это красная почва с железистой коркой. Эта железистая корка часто называется латеритом, по этой причине профиль Уолтера называют также латеритом или латеритным профилем. Поскольку наличие железистой корки не ограничено лишь таким типом профиля, термин «профиль Уолтера» служит полезным термином, позволяющим различать термины латерит и профиль выветривания. Широко известный латерит, типичный для территории Индии, представляет собой затвердевший сапролит пятнистой зоны.

С профилями Уолтера иногда также ассоциирует твердая кремнистая корка — силькрет. Характернее всего, когда массивный силькрет непосредственно налегает на пятнистую зону, но он может образоваться на любом уровне, а иногда на нескольких уровнях в одном профиле. Зона осветления состоит главным образом из каолинита, одновременно она обеднена железом и другими металлическими катионами. Она называется сапролитом, если структура породы сохранена. Пятнистая зона образуется при пятнистом распределении оксидов железа в основной массе осветленного сапролита, она может распространиться и на ненарушенную рыхлую породу, а может сливаться с железистой коркой.

Поскольку осветленная зона обеднена железом, а пятнистая обогащена им, можно предположить, что железо мигрирует из одной зоны в другую. Эта простая идея вызывает так много споров, что в описательной части, касающейся профиля Уолтера, лучше не касаться генетических построений. Дальнейшее обсуждение этой темы приведено на с. 155.

СТЕПЕНЬ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Зоны выветривания занимают определенное положение в пределах хорошо распознаваемых и часто вполне определенных свит, но далеко не всегда свидетельствуют о степени выветривания. Для указанного свойства необходима новая терминология. В повседневном обиходе определения породы как «выветрелая», «отчасти выветрелая» и «почти свежая» вполне обычны, но в действительности они не подходят для геологического описания и не позволяют сделать каких-либо настоящих сравнительных оценок.

Автор [422] предлагает для этого использовать пять категорий, основанных на свойстве породы крошиться: 1) свежая (молоток отскакивает от породы); 2) легко разрушающаяся молотком; 3) порода разрушается ударом ноги (в обуви), но не рукой; 4) порода разделяется на куски руками, но не разрушается в воде; 5) мягкая порода, распускающаяся в воде.

Сходную последовательность дает М. Мелтон [382]:

- 1 класс — совершенно свежий фрагмент породы без пятен окисления на поверхности и без видимого изменения или ослабления;
- 2 класс — поверхность фрагмента покрыта пятнами или мелкими кавернами, но внутри видимых изменений нет;
- 3 класс — поверхность фрагмента покрыта глубокими кавернами или на ней присутствует толстая оболочка выветривания; внутри отмечается пятнистость; разрушение фрагмента происходит после повторного удара молотком, он определенно слабее, чем свежая порода;
- 4 класс — фрагмент частично разложен на всю глубину, но все еще обладает связностью и мог бы быть разрушен рукой или легким ударом молотка;
- 5 класс — фрагмент основательно разложен и недостаточно прочен, чтобы не разрушаться при грубом воздействии руками или при падении с высоты 1—2 м.

В определениях Управления Снежных гор (Австралия) используется инженерный подход:

- 1) свежая порода с присутствием свидетельств химического выветривания; поверхности трещин могут быть чисты или покрыты выделениями глинистых минералов, кальцита, хлорита и др.;
- 2) свежая порода с пятнистой окраской лимонита по трещинам, однако внутри блоки остаются невыветрелыми;
- 3) слабо выветрелая порода, проявляющая некоторые признаки химического выветривания, такие как обесцвечивание, но прочность ее остается практически без изменения; при ударе молотком слабо выветрелая порода звенит, за исключением некоторых изначально мягких пород;
- 4) умеренно выветрелая порода, которая обладает отчетливыми признаками химического выветривания, такими как обесцвечивание, потеря прочности, но в то же время она остается достаточно прочной и в сухом состоянии, куски керна из скважины диаметром 50 мм нельзя разломать руками поперек ориентиро-

ванной структуры породы; умеренно выветрелая порода не звенит при ударе молотком;

5) сильно выветрелая порода, которая настолько ослаблена химическим выветриванием, что сухие куски керна из скважины диаметром 50 мм можно разломить руками поперек ориентированной структуры породы; сильно выветрелую породу нелегко дезинтегрировать, смачивая ее водой;

6) полностью выветрелая порода, в которой первичная текстура большей частью сохраняется, но сцепление между минеральными компонентами породы ослаблено химическим выветриванием настолько, что порода разрушается при смачивании и слабом встряхивании в воде; в инженерном понимании это почва.

Иногда при описании выветрелых пород используются дополнительные термины: устойчивость — мера того, как материал сопротивляется выветриванию; твердость — показатель, частично зависящий от твердости слагающих породу минералов, а также от связности частиц (например, песчаники со слабым цементом скорее можно назвать крошащимися, но не мягкими, так как зерна из них выкрашиваются при трении); прочность — свойство породы сопротивляться при ударе, зависящее как от состава минералов, так и от способа сцепления их зерен.

ДАнные, ПОЛУЧЕННЫЕ ПРИ ЭКСПЛУАТАЦИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В отчетах, по разработке гипергенных рудных месторождений есть много сведений о глубине зон выветривания. Много данных опубликовано в учебниках по геологии рудных месторождений [31, 182, 304, 354].

Логика научных исследований состоит в движении от уже известного к неизвестному, что в геологии выражается в общем направлении от земной поверхности в глубь коры. Несколько по другому обстоит дело в геологии рудных месторождений, области, в которой долгие годы преобладали концепции и методы, связанные с теорией глубинных магматических явлений. Но рудные тела можно рассматривать просто как горные породы, подлежащие обычному изучению, и сейчас уместно задать себе вопрос, не являются ли многие рудные месторождения результатом поверхностных процессов, связанных с выветриванием. Ранние теории, которые связывали рудные месторождения с «эманациями» и «рудообразующими флюидами», дают сегодня дорогу идеям, базирующимся на простых и вполне хорошо наблюдаемых процессах [7].

В процессе выветривания не только железо и алюминий, но и другие металлы рассматриваются как группа наиболее подвижных элементов, легко переходящих в раствор. Та часть массы породы, которая остается за фронтом выветривания, будет относительно обогащена наименее подвижными элементами, и в благоприятной ситуации образуются остаточные промышленные

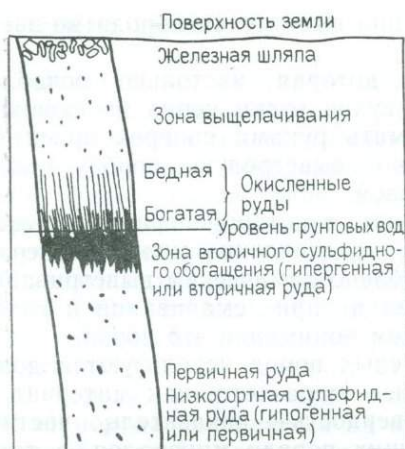


Рис. 122. Зоны в рудном теле, образованном при гипергенном обогащении

сторождения. Выщелоченные элементы могут быть вынесены в океан, они могут осаждаться в замкнутых морях или озерах с образованием осадочных руд. Они могут, наконец, быть переотложены в пределах профиля выветривания и иногда в такой концентрации, что образованные залежи можно считать промышленными.

В обзоре Н. Фишера [204] собраны данные по выветриванию пород, анатексису и рудным месторождениям. Он полагает, что нормальные горные породы земной коры можно рассматривать в качестве адекватного источника большинства металлических элементов, обнаруживаемых в рудных месторождениях, и перераспределение (а иногда и концентрация) элементов является результатом выветривания, эрозии, седиментации и химических преобразований. Н. Фишер особенно подчеркивает важность выветривания в этом цикле, поскольку оно представляет собой очень большую возможность дифференциации элементов.

Материал низких ступеней метаморфизма, который может концентрироваться и давать руду, называют проторудой. Гипергенное обогащение особенно характерно для сульфидных руд. На рис. 122 показаны зоны гипергенного рудного тела. Остаточная руда иногда концентрируется в поверхностных условиях при удалении материала, не имеющего промышленного значения; таким путем образуются некоторые железные руды и бокситы. Может также образоваться железная шляпа, представляющая собой богатую лимонитом выветрелую руду, которую часто рассматривают в качестве показателя существования на глубине промышленных руд.

Примером обогащения железом докембрийского железорудного месторождения служит месторождение Серро-Болivar в Венесуэле [488]. Здесь формировались и сейчас образуются железные руды при удалении кремнезема и остаточной концентрации оксидов железа. Твердая рудная корка со средней мощностью 15 м залегает наверху; под этой коркой находятся сравнительно легко

разрушающиеся руды (до глубины 250 м). При изучении процесса выявлено, что скорость удаления SiO_2 в 200 раз больше скорости выноса железа.

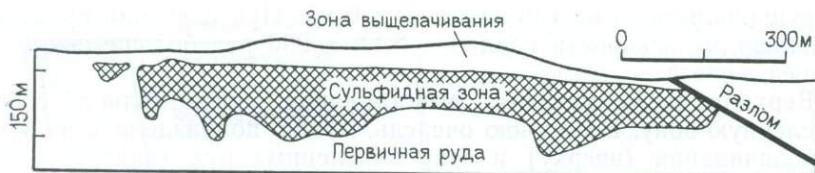
Верхняя часть профиля выветривания представляет собой окисленную зону. Ее, в свою очередь, можно подразделить на зону выщелачивания (вверху) и зону окисленных руд (внизу); в последней книзу наблюдается обогащение. Нижняя часть профиля выветривания — это обогащенная сульфидная зона, где обычно находят самые богатые руды. Они образуются в результате выветривания материала, залегающего выше, и осаждения металлов в восстановительной обстановке ниже поверхности грунтовых вод. Богатая сульфидная зона часто постепенно переходит ниже в первичные руды, но иногда она четко контактирует с ней.

Очевидно, граница между окисленной и сульфидной зонами соответствует уровню грунтовых вод во время рудоотложения, но естественно уровень грунтовых вод в настоящее время может быть другим. Вот почему на Крипл-Крик в Колорадо окисленные руды обнаружены на 60 м ниже поверхности грунтовых вод, а в Замбии окисленные руды погрузились на глубину 600 м. Наоборот, понижение уровня грунтовых вод ведет к тому, что сульфидная руда выводится выше него во многих местах — Бингхем в штате Юта (США). Бисби в штате Аризона (США) и Рио-Тинто (Испания). В некоторых условиях окисление может распространиться на десятки метров глубже уровня грунтовых вод, как например, в Кананеа (Мексика) и штате Нью-Мексико (США), где кровля сульфидной зоны в общем плоская и соответствует поверхности грунтовых вод, однако она осложнена глубокими языками проникающих в нее окисленных руд, соответствующих зонам наибольшей проницаемости, например, зонам трещиноватости или разломам. Весь материал, находящийся выше первичной руды, можно рассматривать как часть профиля выветривания; мощность окисленной и сульфидной зон часто служит мерой мощностей зон выветривания, а общая глубина залегания первичной руды может рассматриваться как мощность профиля выветривания.

Глубина распространения зоны окисления обычно составляет от нескольких до десятков метров, но в ряде мест она имеет мощность больше 600 м, в том числе Кеннекотт на Аляске, Тинтик в штате Юта (США), в Замбии (600 м и больше), а на месторождении Лоунли в Зимбабве, глубина этой зоны достигает 900 м.

Зона сульфидного обогащения может быть ограничена слоем мощностью всего в 1 м (Дактаун в штате Теннесси) или может достигать больших мощностей, как на месторождении Эли в штате Невада (150 м, рис. 123), Бьютт в Монтане (300 м), Моренси в Аризоне (средняя мощность 130 м с максимумами до 300 м; рис. 124) или Бингем в Юте, где она превышает 420 м.

К. Батт и Р. Смит [96] для лучшего понимания результатов геохимических поисков создали иерархическую классификацию форм рельефа и условий выветривания. Первоначально профиль



↑ Рис. 123. Мощная зона сульфидного обогащения в Эли, штат Невада (США). По В. Линдгрёну [354]

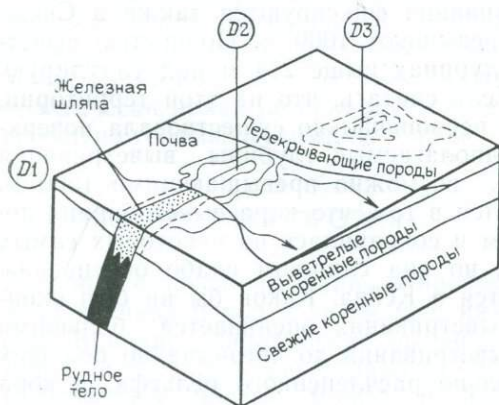
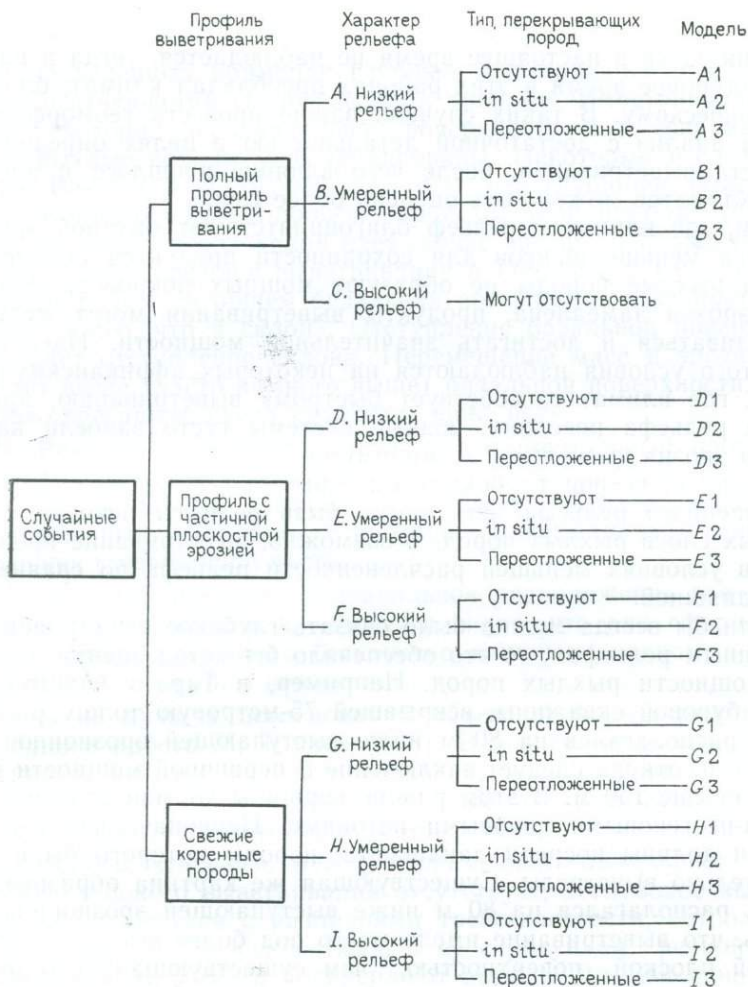
← Рис. 124. Мощная зона сульфидного обогащения в Моренси, штат Аризона. По В. Линдгрёну [354]

выветривания подразделялся на три категории: сохранившийся полный профиль выветривания, сохранившийся частично срезанный профиль выветривания и полностью срезанный профиль (свежие коренные породы выходят на поверхность). Все три профиля могут присутствовать в условиях низкого, умеренного и высокогорного рельефа, что в совокупности дает девять возможных случаев. В каждом из них могут быть выделены еще по три классификационных единицы по характеру перекрывающих отложений, которые могут быть представлены почвой, аллювием, эоловым песком и т. д. К этим трем единицам относятся — отсутствие кровли, кровля *in situ* и переотложенная кровля (наносы) (рис. 125 и 126).

Двадцать семь выделенных классификационных единиц могут показаться довольно большим усложнением, однако при этом профиль выветривания в целом рассматривается только лишь как одна единица (кровля исключается). Если в классификацию включить еще и характеристику профиля выветривания на основе окраски, гидрологических условий и других признаков, описанных выше, то количество возможных типов профилей и соответствующих ситуации становится очень большим. В связи с промышленным использованием, геохимические исследования такого рода вносят много нового в наши знания о выветривании и их соотношениях с ландшафтом.

КЛИМАТ, РЕЛЬЕФ И ГЛУБОКОЕ ВЫВЕТРИВАНИЕ

Рыхлые породы в зонах умеренного климата обычно имеют мощность около 1 м, в тропиках их мощность достигает десятков метров, а в районах Арктики она чрезвычайно мала. Дартмур (Великобритания), Центральная Европа и Калифорния — это районы с различным климатом. Возможно, что глубокого вывет-



↑ Рис. 125. Иерархическая классификация моделей выветривания по их соотношению с характером рельефа. По К. Батту и Р. Смиту [96]

← Рис. 126. Тип рельефа D. По К. Батту и Р. Смиту [96].

Частично размтый профиль глубокого выветривания, низкий рельеф (модифицированная и упрощенная схема)

ривания здесь в настоящее время не наблюдается, тогда в палеоген-неогеновое время в этих районах преобладал климат, близкий к тропическому. В таких случаях важно провести геоморфологический анализ с достаточной детальностью в целях определения возраста выветривания, после чего влияние прошлого и настоящего климатов может быть оценено более точно.

Там, где климат и рельеф благоприятствуют быстрой эрозии, остается меньше шансов для сохранности продуктов выветривания, и рыхлые породы не образуют мощных покровов. Однако, если эрозия замедлена, продукты выветривания могут местами накапливаться и достигать значительной мощности. Идеальные для этого условия наблюдаются на некоторых африканских равнинах, где климат способствует быстрому выветриванию, превышения рельефа невелики, водные системы густо заросли камышом, а эрозия уменьшена до минимума.

Много примеров глубокого выветривания найдено в районах возвышенного рельефа. Это могут быть реликты некогда более мощных слоев рыхлых пород, и возможно, выветривание происходило в условиях меньшей расчлененности рельефа по сравнению с сегодняшней.

Если бы всегда можно было связать глубокое выветривание с равнинным рельефом, то это обеспечило бы метод оценки первичной мощности рыхлых пород. Например, в Тараго (Австралия) забой буровой скважины, вскрывшей 75-метровую толщу рыхлых пород располагался на 80 м ниже выступающей эрозионной поверхности, откуда следует заключение о первичной мощности этих пород свыше 150 м. В этом районе вершины холмов сложены палеоген-неогеновыми лавовыми потоками. Первоначально они занимали долины посреди ландшафта, породы которого были уже значительно выветрелы. Существующая же картина образовалась пород, располагался на 80 м ниже выступающей эрозионной полагать, что выветривание имело место под более высоко расположенной плоской поверхностью, чем существующая сегодня, а первичная глубина выветривания была намного больше.

Большие глубины выветривания фиксируются также в Снежных горах Австралии, где превышают 1000 м. Полностью выветрелые породы найдены на глубинах выше 274 м под ундулирующей земной поверхностью. Если считать, что на этой территории, самой высокой в Австралии, первоначально существовала поверхность выветривания, то предполагаемые глубины выветривания становятся поразительными, возможно превышающими 1500 м. Другое объяснение заключается в том, что кора выветривания достигала глубины свыше 300 м и сохранилась на некоторых самых изрезанных горных склонах, но она слишком слабо обоснована. Сходная ситуация наблюдается в Кейва. Каков бы ни был окончательный ответ, глубина выветривания оценивается большими масштабами либо за счет выветривания до чрезвычайно больших глубин, либо в условиях сильно расчлененного рельефа, и кора при этом может сохраняться.

В приведенных примерах глубокое выветривание связывается с предшествующими геологическими эпохами. Выветривание идет ниже некоторой первоначальной поверхности, а к современному этапу рыхлые породы уже эродированы. Некоторые исследователи (Б. Ракстон и Л. Берри) полагают, что глубинное выветривание — это современный процесс, происходящий приблизительно с такой же скоростью, с какой идет сейчас эрозия. В сравнительном исследовании профилей выветривания в Гонконге и Судане [496] они пишут, что: «в общем базальная поверхность отступает с той же скоростью, что и склон... Отступление базальной поверхности опережает отступление склона. Перемещение масс и эрозия происходят выше (часто намного выше) базальной поверхности; лишь глубоко врезынные русла находятся ниже нее».

Б. Ракстон и Л. Берри считают, что нормальный профиль в Гонконге приурочен к склонам крутизной меньше 15° . На вогнутых склонах полный профиль располагается близ основания. На некоторых выпуклых холмах профиль максимальной мощности приурочен к вершинной части.

На рис. 120 показано неправильное расположение зон выветривания по отношению к склону, и видно, что они сформировались в связи с некоторым бесконечно длинным склоном, а современный склон эти зоны пересекает.

Одно из лучших исследований объемной формы рыхлых пород дано в работе М. Томаса [568]. В ней сопоставлены данные бурения и результаты сейсморазведки, использованные для составления карты глубинности выветривания (рис. 127), на основании которой построены разрезы (рис. 128).

Оказалось, что связь между современной топографией и карманами глубокого выветривания отсутствует, а глубокое выветривание коррелируется с различиями трещиноватости, петрологическими и другими особенностями, а не с рисунком речной сети. Наблюдения М. Томаса подкрепляют выводы Дж. Энслина [184] о том, что выветрелые породы в Южной Африке варьируют по глубине распространения и по латерали, причем имеется большое число отдельных изолированных бассейно- и тропоподобных скоплений грунтовых вод. В этих районах глубокое выветривание практически никак не проявляется на поверхности, но может быть выявлено геофизическими методами.

ПЛОСКОСТНАЯ ЭРОЗИЯ

В процессе эрозии глубинного профиля первыми будут обнажены ядра крепких пород и затем уже нижняя поверхность выветривания. В конце концов после вымывания мягкого материала ядра могут быть полностью обнажены, оставшись за фронтом эрозии. Плоскостная эрозия может в результате создать ряд форм рельефа.

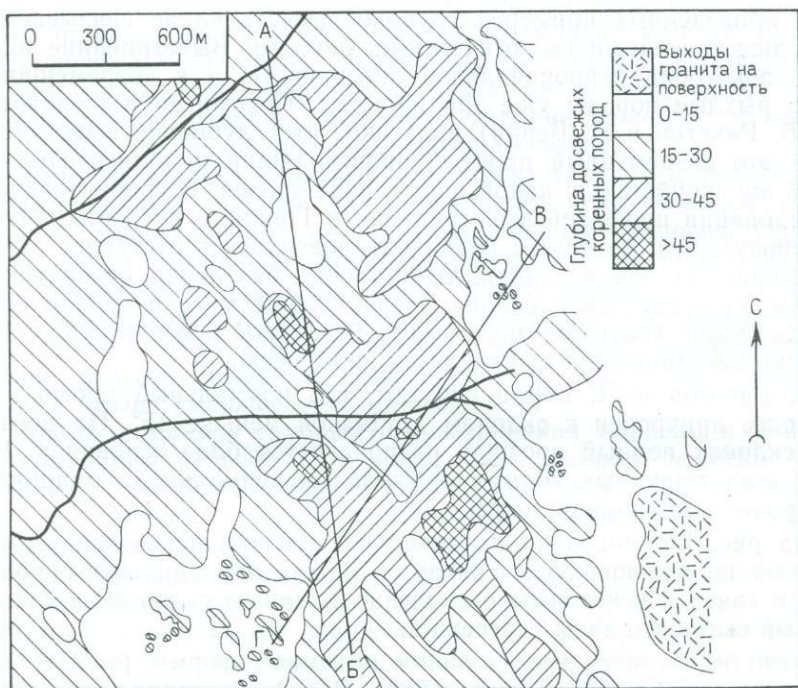


Рис. 127. Карта мощности коры выветривания на граните близ Джос (северная Нигерия). По М. Томасу [568]

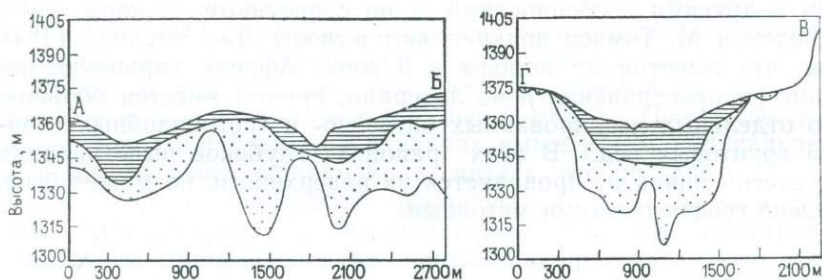


Рис. 128. Разрезы по линиям АБ и ВГ (см. рис. 127). Горизонтальная штриховка — поверхностные отложения, точечный крап — сапролит

Останцы скальных пород и связанные с ними формы рельефа

Скальные останцы представляют собой груды валунов высотой около 4—20 м, резко выделяющиеся на фоне выровненного рельефа земной поверхности. Некоторые останцы могут сформироваться за один цикл, но большинство их образуется за два цикла глубокого выветривания, сопровождаемого размывом. Первым выдвинул гипотезу стадийного происхождения останцов Д. Линтон [355], хотя, как это часто случается в науке, идея была предвосхищена, и этот процесс был описан предшествующими исследователями [193, 246].

Дж. Фальконер [193] описал два плосковершинных холма, воздымающихся на 50 м над окружающей равниной, которые почти целиком сложены мягкими и совершенно разрушенными породами. При этом он заметил, что в основании одного из холмов, хотя он глубоко выветрел, все еще сохранились разрозненные валуны или ядра невыветренных пород. Если бы последовательная эрозия продолжалась до того, пока выветрелый материал полностью был удален, то на месте уплощенного холма осталась бы типичная куча разваленных валунов, покоящаяся на гладкой округлой поверхности нижерасположенной породы. Это давно сделанное наблюдение содержит основу всех более поздних идей о создании форм рельефа в результате плоскостной эрозии. Остается рассмотреть детали.

Объяснение Д. Линтоном [355] образования скал в Дартмуре (Великобритания) показано на рис. 129. Выветривание происходит вплоть до образования так называемой базальной платформы, а рыхлые породы при этом срезаются, после чего остается современная земная поверхность с разбросанными по ней останцами. В них накапливается большое число ядер, хотя основная их масса «плавает» в коренной породе.

Скалы Дартмура сложены из плотной свежей на вид породы, а слабые признаки выветривания вслед за плоскостной эрозией здесь почти отсутствуют.

Дж. Мак-Кроу [378] описал скопление скальных останцов в Отаго (Новая Зеландия). Коренные породы представлены кристаллическим сланцем глубоко и неравномерно выветрелым, который местами перекрыт палеоген-неогеновыми отложениями, свидетельствующими о том, что выветривание имеет более ранний возраст. Здесь распространены два существенно различных типа местности, что обусловлено позицией кристаллических сланцев. В местах умеренно крутого или крутого залегания сланцев развивается ландшафт, который называют «изъеденным» (рис. 130). Но там, где угол падения сланцев меньше 20° , образуется ландшафт со скальными останцами (рис. 131). Дополнительные данные по скалам Отаго имеются в ряде работ [464, 614].

Скальные останцы возникают при крутой ориентировке полосчатой структуры или трещин в породах, трещин сланцеватости

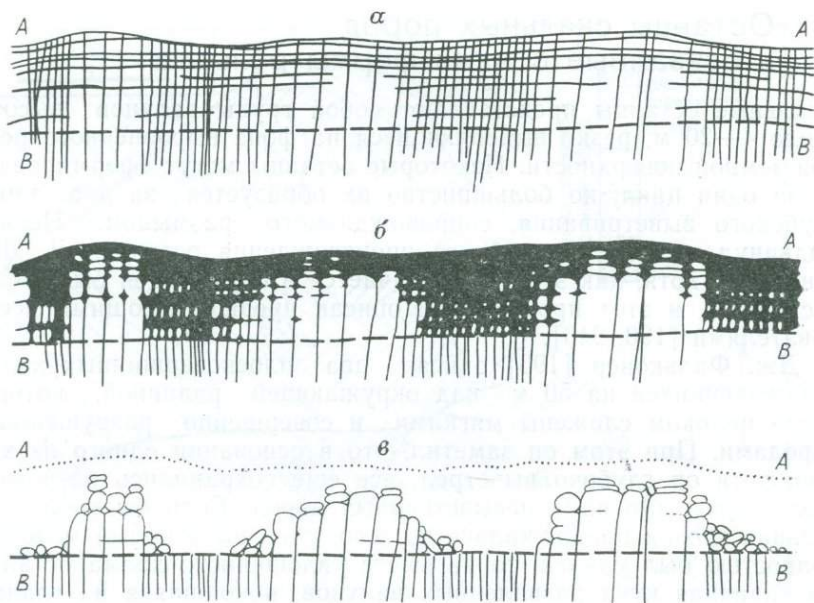


Рис. 129. Объяснение Д. Линтоном эволюции группы скальных останцов и важности пространственной ориентировки отдельности

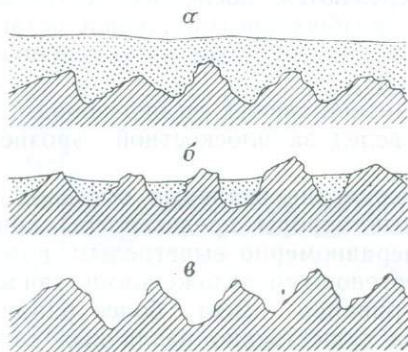


Рис. 130. Генезис «изъеденного» ландшафта, Отаго (Новая Зеландия). По Дж. Мак-Кроу [378].

а — контакт между свежими и выветрелыми кристаллическими сланцами, *б* — выветрелый сланец с частичной плоскостной эрозией и «псевдоостанцами», *в* — выветрелый сланец с полной плоскостной эрозией и «изъеденным» ландшафтом

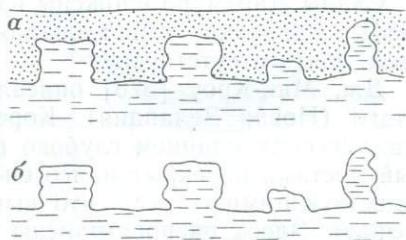
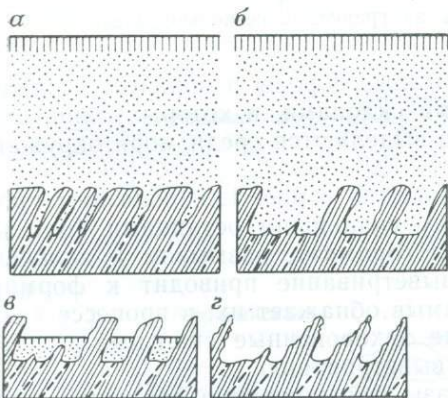


Рис. 131. Генезис ландшафта со скальными останцами, Отаго (Новая Зеландия). По Дж. Мак-Кроу [378].

а — контакт между свежими и выветрелыми горизонтально залегающими кристаллическими сланцами, *б* — выветрелый сланец полностью вынесен при плоскостной эрозии — ландшафт со скальными останцами



↑ Рис. 132. «Кающиеся» скалы, Стоунхенге (Зимбабве). По Е. Аккерману [1]

← Рис. 133. Схема, объясняющая происхождение «кающихся» скал. По Е. Аккерману [1]

или слоистости. К нему относятся «кающиеся скалы», «скалы-монахи» или буззерштейны (рис. 132). С большой детальностью «кающиеся скалы» были описаны в Зимбабве [1]. Интерпретация данных идет уже знакомым нам путем и демонстрируется на рис. 133. Следует заметить, что на стадии *в* наклонные скальные останцы уже есть в ландшафте и совершенно не обязательно, чтобы смыв рыхлого материала был полностью завершен, как это показано на стадии *г*. Для ландшафта, изображенного на рис. 132, большей частью не нужно, чтобы произошла полная плоскостная эрозия, а карманы рыхлой породы, хотя и крайне неравномерно распределенные, еще сохраняются.

Для того, чтобы возникли скальные останцы, не обязательно удалять всю выветрелую породу, в связи с чем автор [422] описал австралийские ландшафты. Здесь земная поверхность на



Рис. 134. Сглаженный ландшафт на граните с несколькими скальными останцами

больших участках срезает рыхлые породы и образует сглаженные ландшафты с очень пологими склонами, в которых лишь единичные скальные останцы резко выделяются среди моря окружающей рыхлой породы (рис. 134).

На рис. 135, имеющем сходство с рис. 129, показаны простейшие взаимоотношения между скальными останцами (или как в данном случае, «островными горами»), размывом и дальнейшим выветриванием. Глубокое выветривание приводит к формированию скальных выступов, размыв обнажает их; в процессе размыва ни обнаженные, ни все еще захороненные скальные участки не подвергаются дальнейшему выветриванию.

Вместе с тем эти обе фазы формирования скальных останцев не всегда различаются, хотя в ряде примеров они совершенно отчетливо протекают раздельно. Возможны случаи, когда скорости выветривания примерно равны скорости эрозии, и тогда можно предвидеть два возможных случая: 1) выветривание вскрываемого скального выступа идет быстрее, чем разрушение погребенных скальных выступов или 2) выветривание погребенных выступов идет быстрее, чем обнаженных скал. Оба эти случая действительно имеют место в природе.

Е. Аккерман [1] иллюстрирует наступление поверхностного выветривания на «кающиеся скалы» по мере того, как они проявляются на поверхности, при этом их вершины подвергаются большому воздействию, чем основания, и если плоскостная эрозия происходит в несколько фаз, то каждой из них будут соответствовать фазы поверхностного выветривания. В течение того времени, когда «кающиеся скалы» будут погребенными, они подвергаются малым изменениям, но как только выходят на поверхность, они

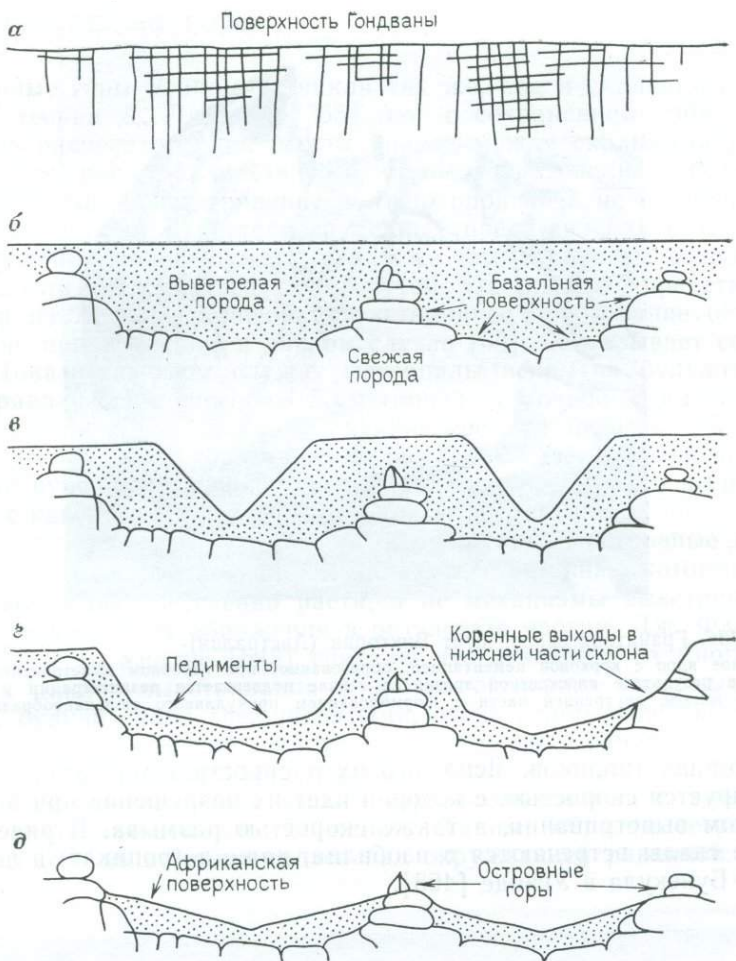


Рис. 135. Эволюция ландшафта (а—д) с островными горами в Уганде

быстро разлагаются. Автор показал также, что однажды вышедший на поверхность скальный останец (или островная гора), разрушается также и другими процессами выветривания (рис. 136).

Это находится в противоречии с мнением М. Томаса [567], согласно которому однажды обнаженный скальный останец разрушается очень медленно до тех пор, пока подстилающая трещиноватая порода не попадет внутрь вадозной зоны интенсивного выветривания, и тогда уже разложение идет быстро. Он считает, что в основе механизма образования «поющих скал» лежат очень сильно разложенные породы, содержащие лишь единичные ядра. Он фиксирует, что в Нигерии скальные останцы более редки, чем островные горы, поскольку они разрушаются сравнительно быстро

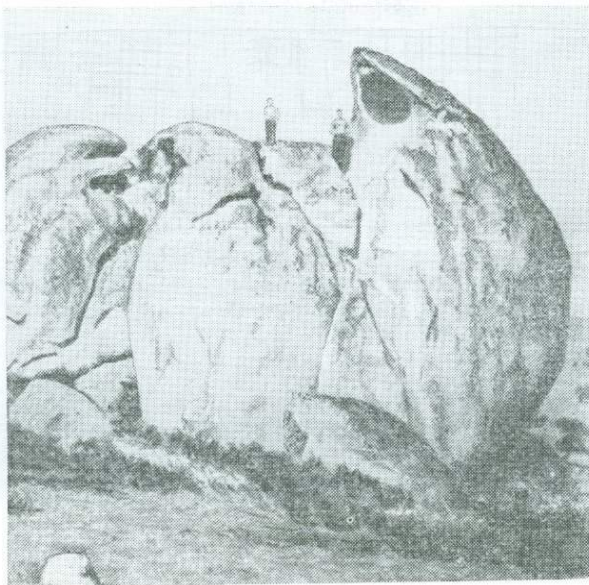


Рис. 136. Гранитная скала, штат Виктория (Австралия).

Огромное ядро с корковой цементацией, образованное при глубоком выветривании, обнажено в результате плоскостной эрозии, а сейчас подвергается дезинтеграции в сравнительно мягкой внутренней части с формированием причудливого тюльпанообразного останца

в условиях тропиков. Ясно, что их распространение отчасти контролируется скоростью, с которой идет их разрушение при поверхностном выветривании, а также скоростью размыва. В ряде мест такие скалы встречаются в изобилии, даже в тропиках, в частности у Бувекула в Уганде [463].

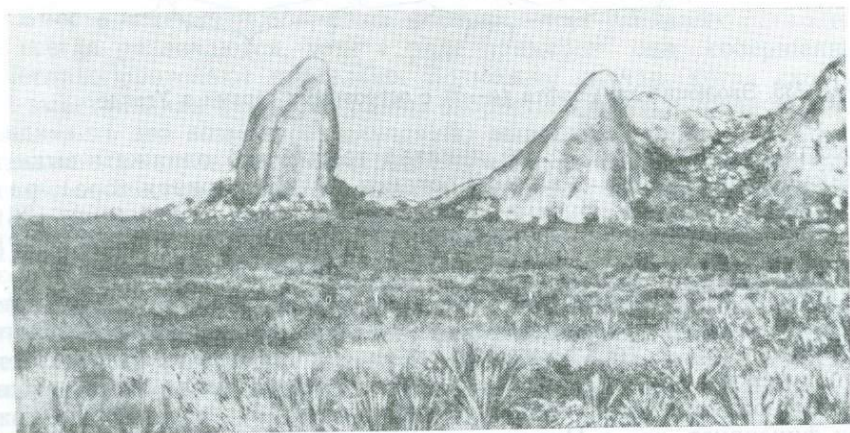
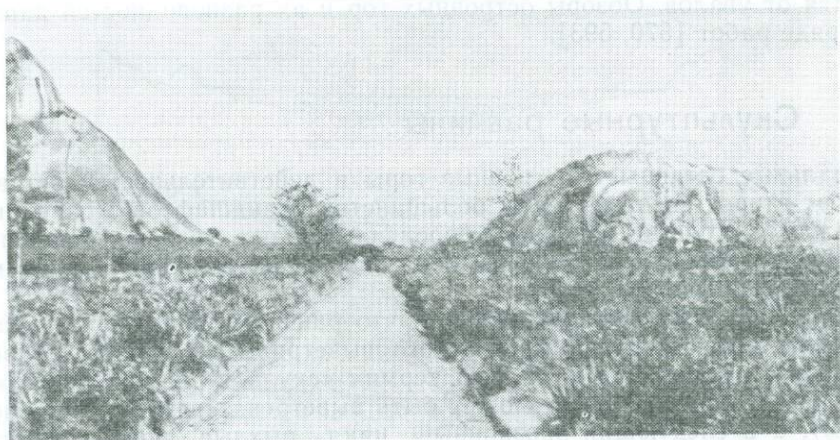


Рис. 137. Островные горы близ Кубал (Ангола). Фото И. Амарал

Островные горы

Островные горы Уганды возникли так же, как и скальные останцы по теории Д. Линтона [355], но с сохранением обширных районов распространения рыхлых пород между скальными выходами (см. рис. 135). Для того, чтобы образовались большие островные горы, выветривание должно проникать не на метры, а на сотни метров. В свете современных представлений о глубине выветривания можно думать, что даже самые крупные островные горы могли образоваться таким путем. На рис. 137 представлен пример из Анголы. Конечно, двухстадийное образование островных гор, предложенное в данном случае [63], не вызывает сомнения. Доказательством служат материалы вскрытия бульдозером и гидравлическим способом 50-метровой островной горы из-под слоя сапролита. Глубина выветривания местами превышает 50 м, а эта островная гора характеризовалась не только совершенной формой купола, но и присутствием отслаивания, ямок и псевдовадунов с кавернами, образованных при выветривании.

Большинство авторов, изучавших крупные островные горы, предполагали более сложные механизмы, с помощью которых эти горы могли бы постепенно расти, а не механизмы выветривания и последующего их обнажения в результате эрозии. Дж. Фальконе [193] и Б. Уиллис [643] считали, что в каждом из многочисленных циклов выветривания и эрозии островные скальные выступы, будучи слабо трещиноватыми, очень слабо выветривались, тогда как окружающие породы разрушались на глубину в несколько метров. В последующий цикл сапролит эродировался, вследствие чего относительная высота гор увеличивалась, а выветривание опять захватывало основание. Таким образом островная гора выше и выше поднималась над окружающей равниной.



Такое предположение получило некоторую поддержку на основе последних исследований Р. Клейтона [121], который описал кольца глубокого выветривания вокруг островных гор. Он считал, что с гладкой поверхности скального выступа вода скатывается очень быстро, а выветривание в этом случае шло очень слабо, тогда как в непосредственно примыкающей к нему породе насыщенной водой выветривание идет с большей скоростью. Небольшая эрозия этой зоны может вызвать линейные или изломанные депрессии вокруг островной горы. К. Твидейл [589] также считал, что удерживание воды в обломочном материале близ основания островной горы может вызвать дополнительное выветривание.

Подобный механизм разложения пород в основании островной горы предполагается М. Томасом [567], согласно которому небольшие островные горы с относительным превышением менее 60 м могли воздыматься над рыхлой породой во время воздействия на нее плоскостной эрозии, происходящей одновременно с одной продолжительной фазой выветривания. В отношении же крупных островных гор, которые могут быть выше 150 м, требуется более детально продуманное и сложное объяснение. М. Томас полагает, что глубокое выветривание сопровождается эрозией и иллюстрирует рост островных гор (рис. 138).

Дж. Бёдель [88] — один из авторов, который привлекает глубокое выветривание для объяснения образования островных гор, — дает иную интерпретацию (рис. 139). Более крупные островные горы на фронте горных цепей он называет удаленными или краевыми и не связывает их образование с эрозийным вскрытием. Дж. Бёдель рассматривает лишь равнины как единственную часть ландшафта, где происходит глубокое выветривание, и называет эти горы щитовыми или изолированными в результате размыва педимента, но из его выводов следует, что они немногим отличаются от увалов. Обзоры островных гор и их разновидностей даны в ряде работ [570, 593].

Скульптурные равнины

Скальные останцы и островные горы в действительности составляют второстепенные черты большинства ландшафтов; равнины между выходами коренных пород покрывают гораздо большие площади. Некоторые равнины образованы под большим влиянием глубокого выветривания.

Е. Уэйланд [621] предполагал, что равнины могут быть образованы при чередовании глубокого выветривания и плоскостной эрозии, в связи с чем он ввел термин «скульптурная равнина». По его мнению, равнина может быть выветрена «глубоко» (около 3 м), а в следующий эрозионный цикл рыхлые породы могут быть смыты с обнажением новой плоской поверхности коренных пород приблизительно параллельной первоначальной. Образован-

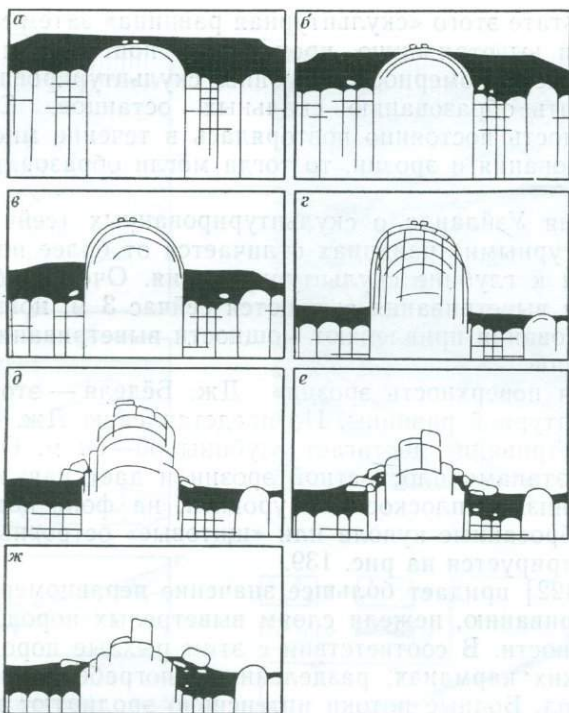


Рис. 138. Эволюция островных гор (а—ж). По М. Томасу [567].

Каждая фаза плоскостной эрозии сопровождается дальнейшим понижением базальной поверхности выветривания около горы. Таким образом купол может постепенно превысить по высоте первичную глубину профиля выветривания

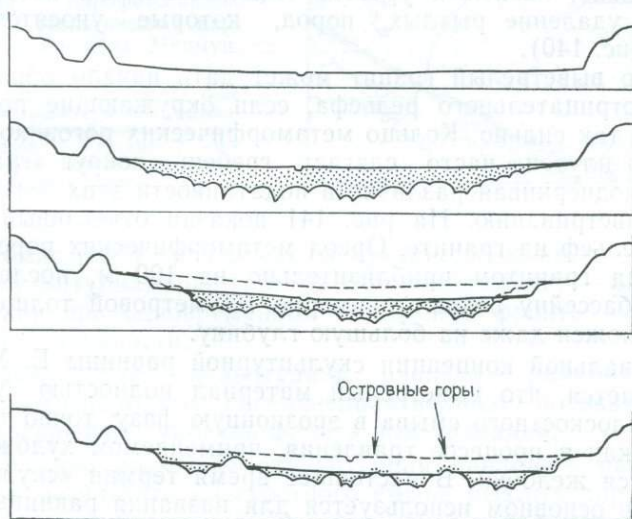


Рис. 139. Тропическое глубокое выветривание и плоскостная эрозия. По Дж. Бёделю [88]

ная в результате этого «скульптурная равнина» затем может вновь подвергаться выветриванию, процесс мог повторяться много раз. Небольшая неравномерность глубины скульптурирования могла способствовать образованию скальных останцов. Если же эта неравномерность постоянно повторялась в течение многих циклов скульптурирования и эрозии, то тогда могли образоваться островные горы.

Концепция Уэйланда о скульптурированных (сейчас называемых скульптурными) равнинах отличается от более поздних идей, относящихся к глубине скульптурирования. Очень небольшой величиной для выветривания считаются сейчас 3 м, новые гипотезы скульптурирования привлекают мощности выветривания в десятки и сотни метров.

«Двойная поверхность эрозии» Дж. Бёделя — это разновидность скульптурной равнины. По представлению Дж. Бёделя равнинное выветривание достигает глубины 30—60 м. Оно происходит между этапами плоскостной эрозии и дает начало образованию более низких плоскостных уровней, на фоне которых выделяются разбросанные купола или «щитовые» островные горы. Его идея иллюстрируется на рис. 139.

Автор [422] придает большее значение неравномерному глубокому выветриванию, нежели слоям выветрелых пород, параллельным поверхности. В соответствии с этим рыхлые породы находятся в глубоких карманах, разделенных погребенными гребнями свежих пород. Водные потоки интенсивно эродируют местность, а скорость врезания замедляется по мере того, как они достигают основания твердых коренных пород и латеральная эрозия срезает второстепенные плоские уровни поперек основания рыхлых пород. Следовательно, базисный уровень главных водных потоков контролирует удаление рыхлых пород, которые уносятся только отчасти (рис. 140).

Глубоко выветрелый гранит может дать начало образованию участков отрицательного рельефа, если окружающие породы не выветрели так сильно. Кольцо метаморфических роговиков вокруг гранитного плутона часто слагает гребень вокруг «гранитной» равнины, подчеркивая различие в податливости этих пород к глубокому выветриванию. На рис. 141 показан отчетливый отрицательный рельеф на граните. Ореол метаморфических пород возвышается над гранитом приблизительно на 100 м, последний на выходе к бассейну покрыт примерно 100-метровой толщей аллювия, а разложен даже на большую глубину.

В оригинальной концепции скульптурной равнины Е. Уэйланда предполагается, что выветрелый материал полностью удален в процессе плоскостного смыва в эрозионную фазу, точно таким же образом (как в процессе травления, применяемом художниками) разъедаются желобки. В настоящее время термин «скульптурная равнина» в основном используется для названия равнины, на которой произошло глубокое выветривание, а вариации названий зависят от масштабов выноса выветрелого материала.

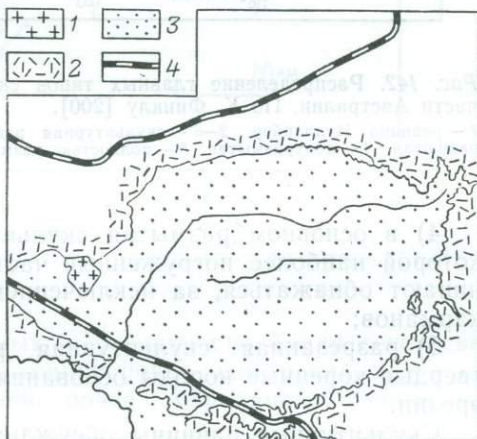
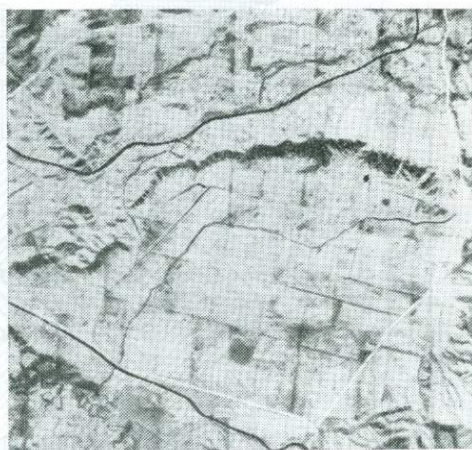
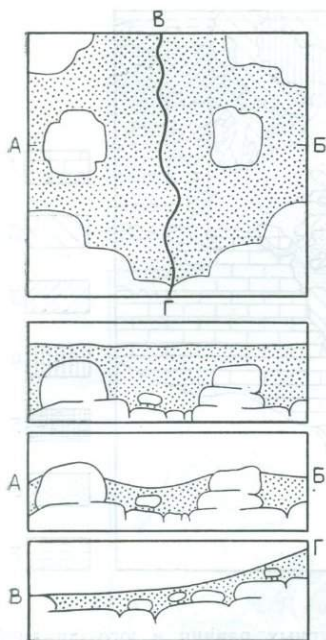


Рис. 140. Диаграмма, иллюстрирующая формирование и сохранение поверхностей, срезающих мягкие породы

Рис. 141. Аэрофотоснимок (вверху) и геологическая карта (внизу) бассейна Мурманжи.

Бассейн образовался на глубоко выветрелом граните, а его окружает кольцо метаморфизованных осадочных пород. 1 — гранит, 2 — метаморфические породы, 3 — аллювий, 4 — железная дорога

М. Томас [567] предлагает следующие термины:

1) скульптурная равнина (в строгом смысле) — равнина, образованная при одновременном понижении фронта выветривания и земной поверхности;

2) расчлененная скульптурная равнина — равнина с глубоко выветрелыми породами, расчлененная водными потоками, которые отчасти вскрывают уровень фронта выветривания;

3) частично размытая скульптурная равнина — равнина, vznikшая в результате плоскостного смыва рыхлых пород с выступающих частей базальной поверхности: появляются холмы и островные горы, однако бассейны выветривания все еще углубляются;

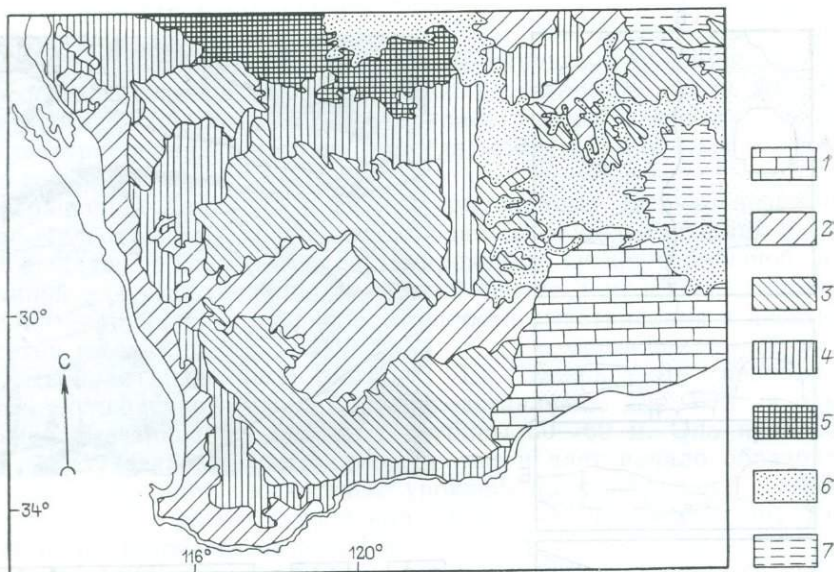


Рис. 142. Распределение главных типов скульптурных равнин в юго-западной части Австралии. По К. Финклу [200].

1 — равнина Нулларбор; 2—6 — скульптурная равнина (2 — зарождающаяся, 3 — частично размытая, 4 — полуразмытая, 5 — полностью размытая, 6 — погребенная); 7 — дюнное поле

4) в основном размытая скульптурная равнина — равнина, у которой наиболее погруженные части базальной поверхности начинают обнажаться, за исключением небольшого числа глубоких карманов;

5) разрезанная скульптурная равнина — такая равнина, где твердые коренные породы основания сильно подвергаются водной эрозии.

Скульптурные равнины обсуждаются больше с теоретических позиций, чем при полевых исследованиях. В Западной Австралии довольно детальное картирование скульптурной равнины осуществил К. Финкл [200]. Полученная им карта (рис. 142) представляет собой упрощенный вариант наиболее детальных почвенной и геоморфологической карт. В основе карты Уганды [431], составленной на базе изучения почв и геоморфологического картирования, лежит идея, согласно которой вся страна рассматривается как простая скульптурная равнина (рис. 143). В виде остаточных плато сохранились фрагменты древней поверхности Гондваны, известной здесь под названием поверхности Буганда. Широко распространенная Африканская поверхность срезает рыхлые породы, в результате чего были обнажены случайным образом расположенные островные горы, свидетельствующие о чрезвычайно неровном фронте выветривания. В северной части Уганды

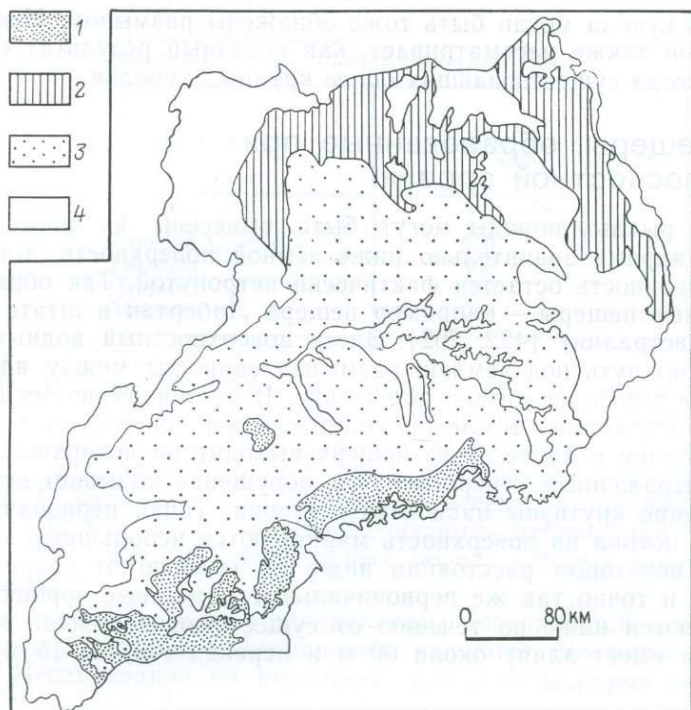


Рис. 143. Скульптурная равнина Уганды.

1 — поверхность Буганды, 2 — поверхность Ачоли, 3 — африканская поверхность; 4 — другие типы местности

сапролит почти полностью смыт, а поверхность Ачоли сечет свежие породы. На ней развита тонкая почва одного цикла в противоположность двухстадийной почве Африканской поверхности [419].

Увалы

Увалы — это низкие гладкие купола коренных пород. Дж. Мабут [361] отмечал, что они представляют собой остатки более крупных куполов и что они явились окончательным результатом уменьшения размеров куполов при отслаивании. Л. Кинг [325] считает их частями педиментов, образованных при отступлении склона. Дж. Бёдель, вероятно, обращается к увалам в тех случаях, когда описывает «изолированные размытые педименты», но он считает, что увалы обязаны своим происхождением размыву, а не отступанию склона. М. Томас [567] также предполагает, что многие увалы образовались при размыве и представляют собой выступающие вершины куполов, хотя возможно, что первично

пологие купола могли быть тоже обнажены размывом. Некоторые увалы он также рассматривает, как конечный результат обрушения некогда существовавших более крупных куполов.

Пещеры, образованные при плоскостной эрозии

Иногда рыхлые породы могут быть вынесены из пространства между ядрами значительно ниже земной поверхности, тогда как эта поверхность остается фактически нетронутой. Так образуются гранитные пещеры — например пещера Лабертач в штате Виктория (Австралия) [422, 202]. Здесь поверхностный водный поток проложил путь под землей, размывая сапролит между ядрами и занимая все более низкое положение. В настоящее время верхняя часть потока течет в слепой долине, затем она падает в карстовую воронку и далее через пещеру выходит на поверхность с хорошо выраженным отверстием, где обрушение вызывает некоторое увеличение крутизны нависающей стенки. Точки первоначального выхода потока на поверхность маркируются небольшими кавернами на некотором расстоянии ниже по течению от современного выхода и точно так же первоначальные карстовые воронки обнаруживаются ниже по течению от существующей сейчас воронки. Пещера имеет длину около 60 м и перепад высоты 15 м между входом и выходом.

Глава 14. СКОРОСТЬ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Выветривание может идти достаточно быстро, давая ощутимые результаты даже в кратковременных лабораторных экспериментах. В качестве примера можно вспомнить один из ранних и довольно слабо продуманных экспериментов А. Хильгера [261]. Образцы известняка, песчаника и слюдяного сланца были раздроблены до однородных по размеру частиц 1—2 см в поперечнике и помещены под открытым небом в общей сложности на 17 лет. Через определенные интервалы в течение этого периода образцы исследовались с тем, чтобы определить какое количество пылеватых частиц (размером меньше 0,5 мм) образовалось за их счет. В конце 17-летнего периода образцы были проанализированы химически. Все породы были подвержены физическим и химическим изменениям. Максимальное химическое изменение претерпел известняк, на песчанике больше отразилось физическое разрушение, а слюдяной сланец по характеру изменения оказался промежуточным между песчаником и известняком.

Для изучения более длительного выветривания необходимо найти методы, отличающиеся от прямого эксперимента. Одним из таких путей является ускорение эксперимента, например, пред-

Таблица 18

Скорости выветривания,
определенные Дж. Гудчайлдом [228]

Тип известняка	Число лет для выветривания слоя 2,54 см (1 дюйм)
Киркбай Стефен	500
Тэйлбриг	300
Пенрит	250
Аскригг	240

принятое Д. Григгсом [236], описанное в гл. 2. Он имел прибор, который обеспечивал много циклов нагревания и охлаждения за короткое время и, как он считал, сумел смоделировать выветривание при суточных температурных колебаниях за период в 244 года. Однако такие эксперименты всегда оставляют много вопросов. Поэтому более ценными считаются наблюдения природного выветривания образцов горных пород, которые могут быть датированы.

Одним из видов хорошо датированных поверхностей, позволяющих изучать скорость выветривания, являются поверхности надгробий. Исследование на церковных кладбищах Эдинбурга провел А. Гейке [219]. В результате выявлено, что песчаник высокого качества за 20 лет выветрился очень мало, осталась чистой надпись на аспидном сланце, сделанная 90 лет назад, а мрамор частично раскрошился до песка. «Метод надгробных плит» был усовершенствован Дж. Гудчайлдом [228]. Он изучал некоторые очень древние надгробные плиты и рассчитал скорости выветривания разных сортов известняка, что показано в табл. 18.

Датированные здания также представляют возможность изучить скорость выветривания. На основании исследования ряда зданий, построенных в разное время из камня с известным местом добычи, И. Гиршвальд [269] смог дать количественные представления о скоростях выветривания (табл. 19).

При исследовании выветривания гранитов в Египте Д. Бартон [29] использовал очень старые сооружения. Южнее Асуана гранитные блоки находились над водой непрерывно в течение 4000 лет и поверхность у них все еще оставалась свежей. Облицовка в Гизе с возрастом 1400 лет обнаруживает грубое отслаивание и тонкое шелушение до глубины 0,5—0,8 см на открытых поверхностях. Ниже уровня почвы выветривание наблюдается еще сильнее и оценивается скоростью 5—10 мм в 5000 лет. Эти наблюдения свидетельствуют о том, что присутствие влаги в сухих районах имеет главное значение для скорости выветривания.

Больше сведений по тем же районам, но для известняков, собрал К. Эмери [181], который изучал выветривание Большой

Порода	Возраст	Сохранность
Брохтербекский песчаник	100	Хорошая
	550	Слабое выветривание
	770	Участками сильное выветривание
	900	Большей частью сильно выветрел
Ротенбургский песчаник	55	Заметные следы выветривания
	80	Довольно сильно выветрел
	100	Очень сильно выветрел
Нахетальский порфир	150	Нет видимого выветривания
	400	Отчетливое выветривание с поверхности, внутренних изменений нет

пирамиды в Гизе. Первоначально она была облицована хорошо подогнанными блоками известняка, предохраняющего породы внутренней части от выветривания до тех пор, пока 1000 лет назад облицовка не была удалена. С той поры происходило выветривание с разной скоростью четырех пород из внутренней части сооружения.

Самым устойчивым оказался плотный, твердый известняк, воздействие на который оказалось столь мало, что на нем сохранились отметки карьерных инструментов, сделанных 2800 лет до н. э. Качество этого камня было известно древним строителям, использовавшим его главным образом для выкладки углов и других уязвимых мест. Более обычен в сооружениях мягкий серый известняк, который характеризуется присутствием на выветривающихся поверхностях ямок глубиной 1—2 см. Легко выветривающиеся породы древние строители использовали в небольших объемах. К ним относится серый глинистый известняк, в котором образовались ниши с мягкими отслаивающимися стенками, многие из них превышают 20 см по глубине. Другой легко выветривающейся породой является известковистый глинистый песчаник желтой окраски с множеством сближенных трещин. Он превратился в щебень.

В процессе выветривания большинство обломков были переотложены в виде насыпных валов вдоль ярусов и около основания пирамиды. К. Эмери рассчитал, что перед тем, как части пирамиды были очищены, накопилось в общей сложности 50 тыс. м³ обломков. После того, как облицовка была удалена, породы находились открытыми около 1000 лет, в течение которых ежегодно добавлялось 50 м³. Принимая во внимание пористость обломков 50 %, можно вывести, что ежегодные потери материала по всей поверхности пирамиды составляли 0,2 мм. Разрушение составляет около 0,01 % от общего объема. При такой скорости выветривания пирамида просуществует еще 100 000 лет.

Таблица 20
Свойства почв Каменецкой крепости

Характеристики почвы	Почва в крепости	Природная почва
Мощность почвы, см	10—40	8,0
Гумус, %	3,5	3,8
Глина, %	50—56	53,0
CaCO ₃ , %	5,0	5,0
Обменный кальций	0,85	0,89
pH	7,7	7,67

В. В. Акимцев [4] сравнил выветривание известняка, использованного в качестве строительного камня, с характером выветривания почвы окрестностей, так же образованной на подобном известняке. Имеется в виду крепость Каменец на Украине, на которой накапливалась почва с тех пор, как крепость была 230 лет назад разрушена. Эта почва имеет среднюю мощность 25 см, что больше ее мощности на окружающей территории, подвергавшейся намного более длительному выветриванию! По многим характеристикам историческая и природная почвы близки, что можно видеть из табл. 20. Нескольких сотен лет, очевидно, совершенно достаточно для возникновения естественной почвы в этом районе.

Помимо зданий имеются и другие искусственные сооружения, которые могут быть датированы и являются свидетелями скорости выветривания. Для этого можно использовать отвалы рудников. Экологические проблемы отвалов оловянных рудников в Малайе изучал Б. Митчел [390]. Он обнаружил, что даже через 25 лет плодородие почв на отвалах не достигло и 1/5 доли плодородия нетронутых почв. Он полагал, что это связано с нехваткой органического вещества и глины в породах отвала и соответствующей разницей в способности пород и почв удерживать воду. Если бы глины было достаточно для удерживания воды, выветривание пород отвала шло бы гораздо быстрее.

При исследовании образования почв на отвалах железных рудников Нортэмптоншира Е. Бриджес [73] экспозиции склона придавалось такое же важное значение, как времени. Вскрышные породы были здесь оставлены в виде гряд, на южных склонах которых развились известняковые почвы разной проницаемости, тогда как на северных склонах новообразование было очень слабым. Эти местные различия свидетельствуют о необходимости осторожно обобщать данные о скоростях выветривания.

Рудничные отвалы подобны куче отходов или ракушнякам, когда-то оставленным в районах побережий. На этих ракушняках образовались рендзины исторического возраста [170]. В районе Сент-Мишель-ен-Легерн во Франции они датированы 1066 г. и свидетельствуют о быстром почвообразовании.

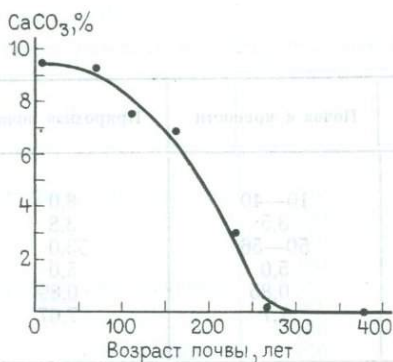


Рис. 144. Выщелачивание карбоната кальция как функция времени на польдерах Нидерландии. По Д. Хиссинку [270]

Скорость выветривания на вновь созданных землях можно изучить во многих местах в Нидерландах, на мелиорированных землях польдеров. Д. Хиссинк [270] приводит данные о выщелачивании карбоната кальция, первоначальное содержание которого составляло около 10 %. По прошествии 300 лет он полностью исчез. Эти данные приведены на рис. 144.

Для исследования выщелачивания были использованы наблюдения на дне высохшего озера. Оподзоливание осадков озера Рагунда в Швеции, осушенного в 1796 г., изучил О. Тамм [557]. Материнский песчаный материал содержал 0,5 % карбоната кальция, который на площади соснового леса был выщелочен на глубину 25 см, а под смешанным лесом с богатой моховой подстилкой — на 65 см.

Блестящее исследование фактора времени проведено Е. Салисбьюри [498] на серии песчаных дюн у Саутпорта в Великобритании. Образованные здесь береговые валы можно было датировать по описаниям из старых карт и по годичным кольцам ивы, которая очень быстро заселяла низины между валами. На рис. 145 показаны соотношения между рН и содержанием карбоната кальция в зависимости от возраста почв. Сначала содержание карбоната падает быстро, а затем медленнее, тогда как рН изменяется вначале медленно и уже после 200 лет растет с гораздо большей скоростью.

Еще одна зависимость от времени устанавливается на речных террасах. В штате Виктория (Австралия) наблюдается серия последовательных террас, на поверхности которых развиты сильно выветрелые породы, причем на древних террасах краснозем, а на более молодых — чернозем. На древних террасах валуны гранита часто полностью разрушены вплоть до превращения в гравий и глину, валуны базальта подвержены интенсивному выветриванию и часто отслаиваются с поверхности. На молодых террасах валуны очень свежие. Для определения сравнительного возраста террас можно использовать минералогию: более древние террасы истощены в отношении наименее устойчивых минералов по сравнению с более молодыми террасами [407].

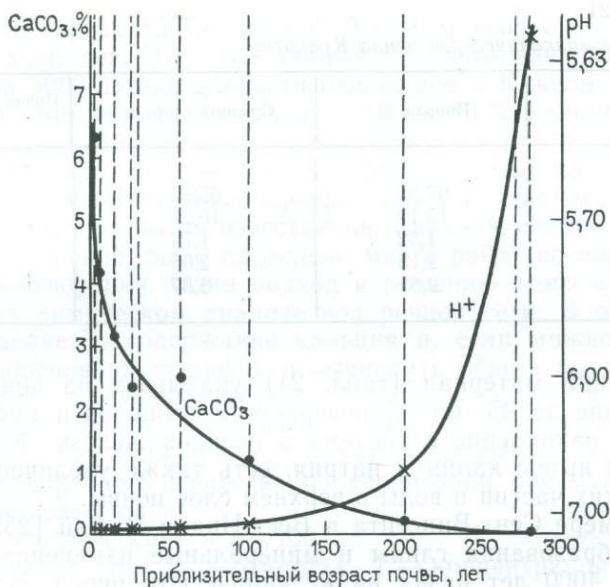


Рис. 145. Вариации содержания карбоната кальция и pH в зависимости от возраста почв на дюнах Саутпорта. По Е. Салисбюри [498]

Отступающие ледники оставляют разновозрастные морены, которые позволяют исследовать скорости выветривания. В долине Виктория в Антарктиде были изучены [102] четыре морены, оставленные нижним ледником Виктория. В морене есть валуны гранита и гнейса, на поверхности которых образовались каверны, связанные с последующим выветриванием. Оказалось, что с возрастом морен связаны число пустот на один валун, процент валунов с кавернами и размер пустот. Их распространенность от более древних к молодым падает от 86 до 57 %, от 28 и далее до 12 %. К сожалению, истинный возраст морен не известен и не расшифрован механизм формирования кавернозного выветривания в этих условиях, хотя засоленность этой территории отмечена.

Проведенное в Тироле изучение датированных морен [506] выявило, что, несмотря на неблагоприятные климатические условия, за 80 лет произошли значительные изменения. Возросла кислотность почвы, появились обильные пылеватые частицы и некоторое количество глины. За последние 1000—1600 лет на севере Норвегии [177] в краевой части конечной морены возник подзолистый профиль.

Хороший случай для изучения времени выветривания представляет свежий материал вулканических извержений. Опубликованы данные [26] о формировании почвы на пирокластических породах Индонезии, связанных с извержением вулкана Кракатау в 1883 г. В описании профиля рассматриваются только поверхностная почва (35 мм), средний слой и материнская порода, но

Таблица 21

Выветривание вулканического пепла Кракатау

Компонент	Порода, %	Средний слой, %	Почва у поверхности, %
SiO ₂	67,55	65,87	61,13
Al ₂ O ₃	15,19	16,31	17,24
Fe ₂ O ₃	1,52	1,74	2,56
FeO	2,15	2,05	2,59
CaO	2,89	3,07	3,61

аналитический материал (табл. 21) указывает на значительное выветривание за 45 лет. С поверхности выщелочен кремнезем и произошло накопление глинозема и оксидов железа, фиксируется отчетливый вынос калия и натрия, есть также увеличение содержания тонких частиц и воды в верхнем слое почвы.

На примере Сент-Винсента в Вест-Индии Р. Хэй [255] описал скорость образования глины и минеральные изменения в почве, возникшей 4000 лет назад на вулканическом пепле. На отложениях, бывших прежде первичным андезитовым пеплом, мощность глинистой почвы достигает 2 м. Стекло превращено в галлуазит, аллофан и гидроксиды железа. На кристаллах анортита в почве отмечается отчетливое травление, а грани его в подстилающем пепле стали матовыми. Травлением затронуты многие кристаллы гиперстена, отчасти авгит и оливин. Неизменными остались лабрадор, роговая обманка и магнетит. Рассчитано, что образование глинистой почвы на пепле шло со скоростью от 45 до 60 см в 1000 лет, а стекло разлагалось со скоростью 15 г/см²·100 лет. Очевидно формированию почвы способствовало в основном выветривание стекла, тогда как стабильность крупных кристаллов оказалась гораздо более высокой.

Подобным образом на юге Папуа-Новой Гвинеи на стратовулкане Гидрографов были рассчитаны скорости выветривания после оценки возраста вулкана в 650 000 лет калий-аргоновым методом [492], где эрозия была слаба или вообще не проявилась; профиль выветривания имеет верхнюю зону от 1,5 до 7,5 м, представленную алевритистой глиной и залегающую на подстилающей зоне глинистого алеврита с сохранившейся структурой материнской породы мощностью от 15 до 30 м. Принимая для расчета наибольшие цифры, получаем скорость выветривания лишь 58 мм в 1000 лет, что представляется очень малой величиной для такого легко поддающегося выветриванию пеплового материала. Предположительно можно считать, что выветривание прогрессивно замедлялось по мере накопления выветрелых продуктов. Изучением твердых железистых корок на датированных вулканических породах [403] удалось определить, что для образования на них полного профиля потребовалось 6 млн лет, а для формирования

желвакового горизонта мощностью 0,5—1 м необходимо было от 0,3 до 0,7 млн. лет. Имеются данные о выветривании вулканического пепла 5000-летней давности отложения в Южной Австралии [288]. При этом порода потеряла от 60 до 80 % кальция, магния и натрия, но не претерпела существенного выноса титана, кремния или алюминия. За указанный период времени около половины пеплового вещества было превращено в глинистые минералы.

На площадях развития известняков, где главнейшим процессом служит растворение, было проведено много работ по определению скорости растворения. Один подход к решению этого вопроса базируется на химическом анализе вод речной сети. В основном в воде определяется содержание кальция и, если можно получить среднюю обоснованную цифру и вычислить общий вынос вещества в регионе, определяют потери кальция и затем, в свою очередь, среднее понижение рельефа за 1000 лет (или другую подобную цифру). Дж. Корбель [131] вывел формулу для расчета выноса растворенного вещества на территории преимущественно развития известняка:

$$\text{Эрозия в м}^3/\text{год} \cdot \text{км}^2 = 4 ET/100,$$

где E — водный сток в дециметрах, T — концентрация CaCO_3 в мг/л.

Другую формулу предложил Г. Грум и Х. Вильямс [238]:

$$\text{Растворение в м}^3/\text{год} \cdot \text{км}^2 = M/(Sa \times 10^6),$$

где M — масса известняка, выносимого в год в граммах; S — плотность известняка; a — водосборная площадь в км^2 .

По обеим приведенным выше формулам от количества растворенного известняка легко перейти к скорости, лишь поменяв единицу измерения: $16 \text{ м}^3/\text{год} \cdot \text{км}^2$ для общей оценки выносимого известняка равноценно $16 \text{ мм}/1000$ лет понижения уровня территории.

Чрезвычайно полезно обозначать все скорости в одних и тех же единицах. Такой рекомендуемой единицей является число миллиметров в тысячу лет. Эта единица, предложенная С. Бубновым, обозначенная B , может быть равным образом применена к оценке эрозии подъема, агградации или других поверхностных процессов [203, 431].

Г. Грум и Х. Вильямс по своей формуле нашли скорость понижения рельефа в одном из районов Южного Уэльса $15,77 \text{ мм}/1000$ лет; используя те же самые данные по формуле Корбеля, среднюю скорость оценили в $40 \text{ мм}/1000$ лет. Они полагают, что столь значительное расхождение связано с невозможностью оценки среднего содержания кальция в поверхностных водах какого-либо района из-за широких изменений содержания его в водном потоке, а также из-за недоучета некоторых геологических факторов.

Проведено исследование по определению скоростей растворения на территории северной Англии [553]. Эратические валуны, рассеянные на территории распространения известняков, располагаются на возвышениях высотой от 30 до 50 см над окружающей

местностью. Высота возвышений указывает на то, что общее понижение местности в результате растворения продолжалось около 12 000 лет с тех пор, как сюда были принесены эти валуны. В некоторых районах, полностью освобожденных от ледниковых наносов, на поверхности известняка сохранилась ледниковая штриховка. Освобожденная в 1947 г. от наносов площадка в 2 м² оказалась к 1957 г. заметно сглаженной, осталось всего несколько штрихов. К 1960 г. штриховка исчезла, а поверхность известняка претерпела понижение на 3—5 см. В другом эксперименте за 15 лет образовались бороздки от ручейков глубиной 15 см. Оба эксперимента проводились при благоприятных для растворения условиях, и полученная скорость не могла быть экстраполирована для расчетов возраста возвышений под эрратическими валунами.

Применяя формулу Дж. Корбеля, М. Свитинг [553] получил для северной Англии следующие результаты: 0,040 мм/год для поверхностного растворения, 0,043 мм/год для подземного растворения, 0,083 мм/год для общего понижения территории.

Полученная поверхностная скорость дает 40 мм/1000 лет понижения территории. За 12 000 лет после приноса эрратических валунов это должно было дать 12×40 мм, или около 40 см понижения поверхности. Этот результат очень близок к наблюдаемым высотам возвышений (см. выше). Рассчитанная Дж. Гудчайлдом величина 2,54 см за 500 лет дает сопоставимый результат — 60 см за 12 000 лет.

Ф. Бауэр [32] оценил скорость растворения в Австралийских Альпах в течение постледникового времени в 9—12,5 мм/1000 лет на голых известняках, изолированных от каких-либо других внешних воздействий. Под почвой и растительностью (карликовые сосны) скорость была намного больше — 28 мм/1000 лет. Сходные результаты были получены и по Швейцарским Альпам [57].

Из цитированных работ можно сделать определенное заключение о значительных вариациях скорости растворения известняка. Число исследований площадей с распространением известняка велико [529, 131]. Дж. Корбель связывает большинство вариаций с температурой, но это было бы слишком простое объяснение. Вариации содержания CO₂ в почве представляют собой могущественный фактор, но литология и, особенно, пористость пород, обеспечивающая более широкий контакт между водой и минеральными частицами, также очень важны. В лабораторных условиях был оценен эффект влияния других ионов на растворимость карбоната кальция [119], в результате чего удалось показать, что соленая вода растворяет на 10 % больше карбонат кальция, чем эквивалентный объем пресной воды при тех же условиях.

К другим породам кроме известняков химические методы определения скорости выветривания применяются редко, что вызвано рядом осложнений, но одно из таких исследований проведено [349] с целью попытаться измерить скорость ферралитизации гранита известного химического состава в лесной зоне Кот д'Ивуар.

местностью. Высота возвышений указывает на то, что общее понижение местности в результате растворения продолжалось около 12 000 лет с тех пор, как сюда были принесены эти валуны. В некоторых районах, полностью освобожденных от ледниковых наносов, на поверхности известняка сохранилась ледниковая штриховка. Освобожденная в 1947 г. от наносов площадка в 2 м² оказалась к 1957 г. заметно сглаженной, осталось всего несколько штрихов. К 1960 г. штриховка исчезла, а поверхность известняка претерпела понижение на 3—5 см. В другом эксперименте за 15 лет образовались бороздки от ручейков глубиной 15 см. Оба эксперимента проводились при благоприятных для растворения условиях, и полученная скорость не могла быть экстраполирована для расчетов возраста возвышений под эрратическими валунами.

Применяя формулу Дж. Корбеля, М. Свитинг [553] получил для северной Англии следующие результаты: 0,040 мм/год для поверхностного растворения, 0,043 мм/год для подземного растворения, 0,083 мм/год для общего понижения территории.

Полученная поверхностная скорость дает 40 мм/1000 лет понижения территории. За 12 000 лет после приноса эрратических валунов это должно было дать 12×40 мм, или около 40 см понижения поверхности. Этот результат очень близок к наблюдаемым высотам возвышений (см. выше). Рассчитанная Дж. Гудчайлдом величина 2,54 см за 500 лет дает сопоставимый результат — 60 см за 12 000 лет.

Ф. Бауэр [32] оценил скорость растворения в Австралийских Альпах в течение постледникового времени в 9—12,5 мм/1000 лет на голых известняках, изолированных от каких-либо других внешних воздействий. Под почвой и растительностью (карликовые сосны) скорость была намного больше — 28 мм/1000 лет. Сходные результаты были получены и по Швейцарским Альпам [57].

Из цитированных работ можно сделать определенное заключение о значительных вариациях скорости растворения известняка. Число исследований площадей с распространением известняка велико [529, 131]. Дж. Корбель связывает большинство вариаций с температурой, но это было бы слишком простое объяснение. Вариации содержания CO₂ в почве представляют собой могущественный фактор, но литология и, особенно, пористость пород, обеспечивающая более широкий контакт между водой и минеральными частицами, также очень важны. В лабораторных условиях был оценен эффект влияния других ионов на растворимость карбоната кальция [119], в результате чего удалось показать, что соленая вода растворяет на 10 % больше карбонат кальция, чем эквивалентный объем пресной воды при тех же условиях.

К другим породам кроме известняков химические методы определения скорости выветривания применяются редко, что вызвано рядом осложнений, но одно из таких исследований проведено [349] с целью попытаться измерить скорость ферралитизации гранита известного химического состава в лесной зоне Кот д'Ивуар.

Было измерено количество воды, дренирующей почву в течение года, и количество Si, Ca, Mg, K и Na, выносящихся из почвы за этот период. Из этих данных было вычислено время, необходимое для полной ферралитизации гранита в характерных условиях, это время составило от 22 000 до 77 000 лет/м. Скорость понижения рельефа на гранитных водоразделах Зимбабве в результате выветривания составляет 15 мм/1000 лет в дождливых районах и около 6 мм/1000 лет в засушливых [443].

Изучение водосбора дает нам другое средство для выяснения скоростей выветривания, хотя при этом необходимо сделать многие допущения. Можно измерить, например, объем воды, поступающей в небольшой водосборный бассейн, включая осадки, и растворенные в них компоненты, внесенные удобрения и т. д. При этом можно также измерить сток, учитывая дождевую воду и растворенные компоненты, подземные воды и их химический состав, сельскохозяйственную продукцию и т. д. При благоприятных условиях можно определить роль выветривания. Дж. Филд собрал эти данные по трем небольшим водосборным бассейнам, в том числе для одного бассейна со смешанной литологией. Те же самые водосборные бассейны до этого изучал А. С. Закария [660]. Итоговые результаты представлены в табл. 22, из которой следует, что растворенная нагрузка преобладает и большая ее часть связана с химическим выветриванием. Скорость денудации в целом низкая, но тоже очень варьирует, что заставляет с опаской применять выведенные из нее скорости выветривания в более широком масштабе.

Скорости выветривания пород на морском побережье возможно затусшеваются механической эрозией, но ряд исследований в специально выделенных участках позволяют охарактеризовать приблизительные значения скорости выветривания, особенно в отношении растворения известняков.

На о-ве Норфолк известняковые ступени причала, уложенные в период между 1939 и 1955 гг., заметно выветрились, и изучавший их Е. Ходкин [272] смог прийти к следующим заключениям:

1) на самом низком уровне приливо-отливной зоны скорость эрозии (и предположительно выветривания) составляет 0,5—1 мм в год;

2) скорость эрозии уменьшается с высотой и с уменьшением частоты увлажнения (смачивания);

3) выветривание идет с максимальной скоростью в депрессиях, где скапливается вода;

4) так или иначе несколько медленнее выветривание происходит на вертикальной поверхности по сравнению с горизонтальной. Близ Пойн-Перон в Западной Австралии для того, чтобы оценить скорость эрозии, тот же самый автор использовал методику прямого измерения. В твердый известняк волноприбойной ниши на различной высоте над уровнем моря были залиты стержни из нержавеющей стали. В течение нескольких лет с ниши делались гипсовые слепки, и таким образом измерялось смещение положе-

Таблица 22

Денудация в трех небольших водосборных бассейнах Австралии. По Дж. Филду

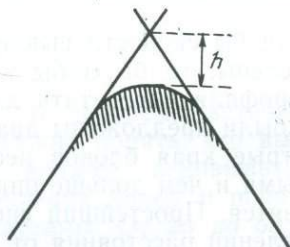
Показатель	Бассейны, расположенные на					
	граните		смешанных породах		базальте	
Площадь (км ²)	7,6		8,8		13,6	
Годы наблюдений	1974	1975	1974	1975	1974	1975
Денудация						
Общий вынос вещества (т)	28,17	91,04	191,65	238,92	141,07	517,52
Компоненты общего выноса (т/бассейн):						
Растворенное вещество	25,66	73,48	176,64	128,16	135,80	412,37
Вещество в виде суспензии	2,49	17,44	14,97	110,15	5,28	104,97
Перенос по ложу	0,0001	0,001	0,04	0,40	0,02	0,18
Другие формы	0,05	0,12	0,008	0,21	0,001	0,008
Компоненты общего выноса (в % от общего выноса):						
Растворенные	91,1	80,7	92,2	53,6	96,3	79,7
Суспензированные	8,9	19,2	7,8	46,1	3,7	20,0
Сток по ложу	0,001	0,00002	0,02	0,002	0,002	0,0004
Прочие	0,1	0,002	0,002	0,001	0,001	0,00002
Скорость денудации (т/км ²)	3,69	4,92	21,78	27,15	10,40	38,17
Понижение поверхности (мм/1000 лет)	1,39	4,50	8,22	10,25	3,92	14,40



← Рис. 146. Выветривание в Пойнт-Персон, штат Западная Австралия. По Е. Ходкину [272].

a — профиль скальной стенки с указанием позиций стальных стержней и количественной оценкой потерь породы за период с 1953 по 1962 гг.; *b* — участок профиля поверхности гипсовых слепков

↓ Рис. 147. Сглаживание первоначально острого края обломка породы



ния породы относительно кончиков стержней, как это показано на рис. 146. Было выявлено, что порода эродирована и наибольшее воздействие претерпела на нижнем уровне, где скорость эрозии достигла 1 мм в год.

Различия в скорости эрозии на разных уровнях приводят к образованию волноприбойной ниши на морском побережье, хотя действительный механизм этим не объясняется, поскольку неясно, почему эрозия явно резко прекращается или становится намного меньше около низкого уровня воды. Однако вероятно, что самое важное значение при этом имеет частота увлажнения или высыхания.

Другие авторы получили данные по скорости эрозии, близкие к расчетам Е. Ходкина. Выветривание датированных надписей в Ла-Джолла (Калифорния) идет со скоростью 0,5 мм в год [178]. В Пуэрто-Рико 155 лет назад в результате перемещений в приливо-отливную зону попал известняк, в котором волно-прибойные ниши образовывались со скоростью около 1 мм в год [315]. Среднее растворение поверхности в приливной зоне на Бермудских островах составляет 0,6—0,7 мм/год при скорости эрозии для губки *Cliona lampa* 1,4 см/год, а сверлящего моллюска — 1,3 см/год [409].

Скорость отступления клифа, вероятно, будет отражать скорость выветривания, хотя в этом процессе участвуют и другие факторы. Средние скорости отступления стенок твердых пород А. Янг [657] связывает с климатом.

Таблица 23

Зависимость скорости отступления стенок твердых пород от климата

Климат	Скорость отступления, мм/1000 лет	Число лет, необходимых для отступления на 1 м
Гумидный тропический	2000	10^{2-3}
Гумидный умеренный и субтропический	1000	10^3
Семинарный	200	10^{3-4}
Аридный	< 1	10^7

Примечание. Цифры, вычисленные из данных А. Янга, в правой колонке.

Если бы скорости выветривания были бы достаточно надежно определены, то было бы возможно по исследованию образцов или профиля рассчитать длительность его формирования. Для этого были предложены два возможных пути [109]. Первоначально острые края блоков песчаника при выветривании становятся круглыми и чем дольше они выветриваются, тем более округлыми становятся. Простейший способ измерения закругления состоит в определении расстояния от теперешнего края до предположительного первичного края (рис. 147). Используя это расстояние и найденные экспериментально константы, можно вывести формулу, которую считают применимой в возрастном интервале от 200 до 100 000 лет. Еще один метод состоит в изучение образования коры выветривания на базальте, мощность которой d связана со временем следующей зависимостью: $d = A \log(1 + Bt)$, где d — мощность в миллиметрах, t — время в тыс. лет, A и B — константы. Для базальта из Богемии $A = 4,65 \pm 0,05$ и $B = 0,010 \pm 0,001$.

Авторы полагают, что методы имеют точность в пределах 10—20 %.

Скорости выветривания можно также определить, исходя из количества накопленного поблизости обломочного материала. Например, в пещере или нише отслаивание кровли ведет к накоплению обломков на дне. В одной из пещер пустыни Намиб была оценена приблизительная скорость отслаивания в 300 мм/1000 лет [511].

КРУПНОМАСШТАБНЫЕ ИЗМЕРЕНИЯ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЦИКЛЫ

Общие скорости химической денудации для континентов рассчитал Д. Ливингстон [356] (табл. 24). Реки мира выносят ежегодно в море 3900 млн т растворенного вещества.

Средние концентрации важнейших составных компонентов даны в табл. 25. Эти десять компонентов составляют большую часть растворенного материала, хотя за исключением тридцати семи химических элементов в озерной и речной воде обнаружены

Таблица 24

Химическая денудация континентов

Континент	Тонн на 1 км ²
Австралия	2,3
Африка	24,0
Южная Америка	28,0
Азия	32,0
Северная Америка	33,0
Европа	42,0

Таблица 25

Средние концентрации главных компонентов речной воды

Компонент	Млн ⁻¹	Компонент	Млн ⁻¹
Бикарбонат	58,4	Натрий	6,30
Кальций	15,0	Магний	4,10
Кремнезем	13,1	Калий	2,30
Сульфат	11,2	Нитрат	1,00
Хлор	7,8	Железо	0,67

все остальные химические элементы. В среднем растворенный сухой остаток составляет 120 млн⁻¹. Важно понять, что вычисление скоростей химической денудации должно основываться не только на вкладе химического выветривания пород и почв в общую растворенную нагрузку речной системы. От 25 до 55 % общей массы растворенного твердого вещества в водном потоке, дренирующем кристаллические силикатные породы, составляют анионы, заимствованные либо непосредственно из атмосферы, либо образовавшиеся в процессе взаимодействия атмосферы и биосферы [297].

В ряде случаев скорость выветривания, например, для прибрежных известняков, может оставаться очень долго почти постоянной, поскольку условия сохраняются фактически те же самые и не происходит каких-либо осложнений вследствие накопления выветрелого материала. В других случаях скорость выветривания может варьировать со временем по многим причинам. Некоторые причины связаны с аккумуляцией продуктов выветривания, которые снижают доступ воды или воздуха и тем самым общую скорость, в других случаях замедление вызвано ограничением объема выветривающего материала. На примерах песчаных дюн Саутпорта и осушаемых полейдеров были показаны изменения скорости выщелачивания (см. рис. 144 и 145), причем если на песчаных дюнах скорость сначала высока и затем падает, то на польдерах вначале она низка, а затем становится выше. В первом случае материал дренируется свободно, и выщелачивание идет легко с самого начала. Во втором случае мы имеем тяжелую глину, которая сначала дренируется с большим трудом и уже затем, когда выветривание и «созревание» улучшат структуру почвы, обеспечивая просачивание, выщелачивание карбоната становится значительным. Конечно, после выноса карбоната скорость упадет снова. Е. Винклер [645] полагает, что скорость выветривания нерастворимой в воде силикатной породы

имеет экспоненциальную зависимость от времени: очень низкая вначале она с ускорением нарастает после вторжения бактерий и грибов.

Представляется, что обычно выветривание сначала идет быстрее и затем замедляется. В лабораторных исследованиях скоростей выветривания обычно имеют дело с его начальными стадиями, поэтому скорости будут выше, чем они были бы в расчете на весь период выветривания. Кроме того, эксперименты ведутся в основном с созданием благоприятных условий изменения породы и на очень подходящем материале для того, чтобы можно было измерить все параметры, тогда как на обширных участках поверхности земли условия не такие благоприятные; соответственно, средняя скорость выветривания ниже. Вообще экспериментальные определения скоростей выветривания дают, как правило, завышенные результаты, в связи с чем их не следует экстраполировать на природное выветривание крупных территорий на длительные периоды.

Большинство примеров этой главы посвящено сравнительно быстрому выветриванию, но нельзя игнорировать и медленное выветривание. На земной поверхности могут присутствовать выветрелые породы, которые образовались совсем недавно, даже в прошедшие несколько дней или недель. В зоне гидролиза и восстановления выветривание может какое-то время продолжаться, а это время измеряется в миллионах лет или геологическими периодами. Даже окисление распространяется на глубину сравнительно медленно, и для образования промышленного месторождения оксидов может потребоваться время порядка геологического периода.

Глава 15. ВЫВЕТРИВАНИЕ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ

Характер и интенсивность выветривания изменялись в геологическое время во всех частях Земли. В настоящее время в странах с умеренно холодным климатом имеются свидетельства о гляциальном и перигляциальном выветривании в четвертичный период, а во многих местах достоверно выявляется чередование мягкого и сурового климатов — ледникового и межледникового, плювиального и аридного.

Следы выветривания в горных породах указывают на то, что климат и выветривание изменялись не только в четвертичное время, но и на протяжении всей геологической истории. Так, в Ирландии под лавами сохранился латеритный профиль выветривания палеоген-неогенового времени, а при существующих сейчас в Ирландии условиях образование латеритов было бы совершенно невозможно. В триасовое время Англия представляла собой большей частью пустыню, так же как Шотландия в торридонское

время (докембрий). В Южной Африке, Индии и Австралии, наоборот, в пермо-карбоне был гляциальный климат.

Изменения климата и характера выветривания (например, четвертичные) могли быть вызваны неравномерным поступлением солнечной радиации, хотя истинная причина оледенений остается неясной. Некоторые более древние изменения нельзя объяснить простыми климатическими переменами, но они понятны, если мы обратимся к теории дрейфа континентов. Случайное на первый взгляд географическое распределение климатов прошлого станет понятным после восстановления былого положения континентов. Тогда эти климаты будут распространены в соответствии с широтными зонами. Более того, широтные характеристики, полученные на основании наблюдений выветривания и других климатических индикаторов, совпадают с широтами, определенными палеомагнитным способом. Климатические изменения случались задолго до самого последнего периода континентального дрейфа (200 млн лет), о них свидетельствуют результаты исследований красноцветных слоев, железистых формаций, ископаемой многолетней мерзлоты и другие показатели, которые находят в разновозрастных толщах, вплоть до докембрийских. Климаты когда распределялись строго зонально, а когда характеризовались глобальной однородностью. Возможно, это связано с астрономическими эффектами типа изменения интенсивности солнечного излучения и изменений наклона земной оси [640, 641].

Несмотря на эффекты континентального дрейфа и астрономические изменения, выветривание в прошлом соответствовало принципу униформизма. Вместе с тем существовали также прогрессивные перемены в истории выветривания.

ЭВОЛЮЦИЯ АТМОСФЕРЫ, ГИДРОСФЕРЫ И ЖИЗНИ

Общепринято, что Земля образовалась в результате аккреции холодных твердых тел с последующей дифференциацией вещества. Какая-то ранее существовавшая первоначальная атмосфера была Землей утрачена, и вторичная атмосфера развилась путем высвобождения летучих компонентов из твердой Земли (например, в результате вулканической деятельности). Вместе с тем в архее (3800 млн лет назад) температура атмосферы упала ниже 100 °С, и создались условия для образования гидросферы при конденсации пара. Родоначальная атмосфера, вероятно, состояла из CO₂, H₂, N₂ и CO с примесями H₂S, NH₃, H и CH₄ [124]. Ни свободного кислорода, ни предохранительного слоя озона не было. Позднее атмосфера стала содержать кислород, что, возможно, было связано с эволюцией жизни [287, 588].

В тех ранних стерильных условиях реальным был синтез аминокислот. Часть аминокислот могла полимеризоваться с образованием протеиноподобных соединений. Постепенно в первичном «бульоне» возникли вирусы и бактерии, из которых развились более высокоорганизованные формы жизни. С появлением фото-

синтеза, а позднее и дыхания, геохимическая система прогресси- ровала, образовалась окислительная атмосфера. Существуют физические механизмы генерации кислорода [583] типа фотохи- мической диссоциации водяного пара атмосферы в ультрафиоле- товом излучении с соответствующей потерей водорода в космиче- ское пространство. Центральная проблема, связанная с кислоро- дом, заключается не в его отсутствии в ранней земной атмосфере, а в его присутствии в более позднее время, вследствие свободной рекомбинации совместных продуктов как фотосинтеза, так и диссоциации H_2O [124].

Небольшие вариации состава атмосферы в прошлом были возможной причиной изменения палеоклимата, особенно в отно- шении оледенений. CO_2 , как селективный поглотитель излучения, считается компонентом, с которым связаны периоды оледенения. Количество CO_2 в атмосфере контролируется его концентрацией в океане. Содержание CO_2 в морской воде составляет $0,2 \text{ г/см}^2$, а в атмосфере — $0,4 \text{ г/см}^2$, поэтому удвоение концентрации CO_2 в атмосфере представляет собой не только такое же повышение концентрации CO_2 в воздухе, но и гораздо большее увеличение ее содержания в морской воде. Время, необходимое для окисле- ния осадочного углерода в количестве, эквивалентном общему содержанию кислорода в атмосфере, составляет всего лишь $3,8$ млн лет, но имеются геологические факты, говорящие о том, что уровень содержания кислорода в атмосфере оставался постоян- ным, близким к современному на протяжении более длитель- ных периодов. Стабилизирующий механизм поступления вещества должен действовать так, чтобы скорости захоронения углерода и выветривания установились приблизительно на одном уровне. Г. Тэрнер [588] предполагает, что этот механизм заключен не в выветривании, а в скорости углефикации осадочного углерода.

На протяжении геологической истории рост океанов шел за счет первичной магматической воды, особенно поступавшей в про- цессе вулканических извержений. Б. Мейсон [374] считает, что униформистская точка зрения на то, что океан уже в архее был подобен современному, появилась на основании имеющихся гео- химических данных. Наблюдения осадочных пород и океанело- стей указывают на то, что содержание соли за тот же период изменилось очень мало. Увеличение солености океанических вод и сегодня незначительно.

Катионы солей, растворенных в морской воде, извлечены из пород литосферы при выветривании, но главные анионы (Cl , SO_4 , $Bг$ и др.) не могли быть просто продуктом выветривания пород, поскольку их в океане больше, чем в земной коре в целом [487]. Первоначально анионы выделяются из вулканических газов, в которых, как обнаружилось, они находятся в таких же количе- ственных соотношениях. Если принять точку зрения о том, что атмосфера и океан в геологическом времени росли главным об- разом за счет вулканических извержений, то этот рост, вероятно, шел значительно быстрее в раннее геологическое время, когда

Таблица 26

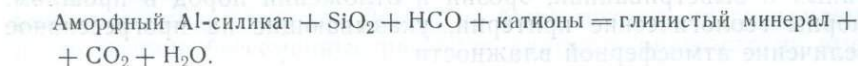
Оценка количества (в 10^{20} г) летучих веществ, имеющих сейчас на поверхности или у поверхности Земли в сравнении с количеством этих веществ, поставляемых при выветривании кристаллических пород [487]

Летучие вещества	H ₂ O	Общий С, как CO ₂	Cl	N		H, B, Br, Ag, F и др.
В современной атмосфере, гидросфере и биосфере	14 600	1,5	276	39	13	1,7
Погребено в древних осадочных породах	2 100	920	30	4,0	15	15
Сумма	16 700	921,5	306	43	28	16,7
Высвобождается при выветривании кристаллических пород	130	11	5	0,6	6	3,5
«Избыток» летучих, не связанных с выветриванием горных пород	16600	910	300	42	22	13

земная кора была тоньше, а повышенное выделение радиоактивного тепла за счет короткоживущих изотопов приводило к более частому проявлению вулканической активности. Однако, если даже сейчас вулканические выбросы производят большую часть летучих веществ на поверхности Земли или близ нее, ролью выветривания нельзя пренебрегать. Количественные оценки этой роли были сделаны Х. Руби [487] (табл. 26).

Самый внушительный эффект дает гидролиз силикатных пород на протяжении геологического времени [316]. С тех пор, как началось химическое выветривание, на ионы H⁺ и OH⁻ диссоциировало огромное количество воды. Ионы OH⁻ вместе с катионами металлов выносятся в океан, придавая океанской воде щелочность. Ион H⁺ в сочетании с алюмосиликатными анионами формируют глинистые минералы. Земная поверхность таким образом представляет собой арену одной огромной химической реакции: земля — это кислая часть, а океан — щелочная. Однако растворенные в океане компоненты находятся в устойчивом состоянии равновесия, хотя реки и приносят очень разные вещества [365, 216, 659]. Баланс масс между растворенными компонентами речного происхождения и системой устойчивого химического равновесия океана показывает важность алюмосиликатных реакций в океанах.

Переотложение твердого вещества приводит к синтезу глинистых минералов из деградированных алюмосиликатов по реакции, которая в общем виде может быть представлена как:



Такие реакции определяют минералообразование в морской воде и давление CO_2 в атмосфере путем установления равновесия между вовлекаемыми в реакцию алюмосиликатами. Это те самые реакции «обратного выветривания», которые путем удаления HCO_3^- и щелочных металлов из океанской системы предохраняют океан от превращения в содовое озеро. Глинистые минералы, иллит и хлорит, которые наиболее характерны для синтеза в этих условиях, находятся в соответствии с известной частотой встречаемости глинистых минеральных видов в геологическом времени.

ИЗМЕНЕНИЯ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Как же идет выветривание, если принять вышеупомянутую геохимическую модель Земли?

Р. Сивер и Н. Вудфорд [518] полагают, что раннедокембрийское выветривание должно было бы идти с большей скоростью, чем после появления большого количества свободного кислорода в атмосфере. Это объясняется кинетикой растворения. Более того, скорость денудации континентов могла бы быть больше, чем современная из-за преобладания мафических изверженных пород на ранней стадии формирования и роста континентов.

У. Донн с соавторами [162] считают, что скорости выветривания и эрозии варьируют совместно: «Скорость выветривания коренных пород и соответствующей эрозии прямо пропорциональна температуре, содержанию влаги в атмосфере и органических кислот, поступающих из растений. Поскольку все эти факторы увеличиваются с течением геологического времени, можно полагать, что скорость эрозии коренных пород, которая, по-видимому, была низкой вначале, должна была увеличиться».

Это заключение сделано для целого ряда критических замечаний и ограничений.

1. Скорость выветривания варьирует в зависимости от упомянутых выше факторов (температура, атмосферная влажность, органические кислоты), но мы не можем быть уверены в этом по отношению к эрозии. Скорости выветривания и эрозии могут изменяться по-разному, если принять во внимание многие другие факторы. При этом возможна незначительная эрозия при интенсивном выветривании.

2. Температура не повышается с геологическим временем. Полученные данные свидетельствуют о ее колебаниях в связи с существованием ледниковых периодов в четвертичное, пермо-карбонное и неоднократно в докембрийское время, а также периодов межледниковья с мягким климатом.

3. Очень мало данных об атмосферной влажности в прошедшие периоды, о ней можно только лишь догадываться, исходя из данных о выветривании, эрозии и отложении пород в прошлом. Спорны геологические критерии, указывающие на прогрессивное увеличение атмосферной влажности.

В докембри, даже когда океан и атмосфера приобрели их почти современные формы, выветривание было совершенно не похоже на сегодняшнее. На Земле отсутствовала растительность, и поэтому почва не могла образоваться. Испарения не было. Не происходило корневое дыхание с выделением CO_2 и не осуществлялся обмен катионами с помощью корней растений, который давал бы ион H^+ . Воздействие осадков было непосредственное, так как предохраняющий слой растительности отсутствовал, как и корневая система растений, которая бы удерживала воду и продукты выветривания. Накопления гумусовых кислот не происходило, и хелювиация не ускоряла перемещение ионов.

В условиях, когда отсутствовало биогенное выветривание, и скорость химического выветривания, связанного с биогенными продуктами, была редуцирована, общая скорость выветривания, очевидно, была меньшей. При этом физическое выветривание могло быть интенсивным, солнечные лучи могли падать на открытые породы земной поверхности беспрепятственно. При отсутствии растений и почвы, удерживающих воду, сток мог быть мощным, и продукты выветривания, вероятно, сносились очень быстро. Удаление выветрелых пород стимулировало дальнейшее выветривание, как физическое, так и химическое.

Таким образом, имеются факторы, сдерживающие выветривание (отсутствие организмов) и ускоряющие его (быстрое удаление выветрелых пород). Для того, чтобы оценить общий эффект выветривания, нужно знать, каков баланс между двумя группами факторов.

Появление наземных растений должно было заметно повлиять на выветривание. Первые наземные растения возникли в силуре, а к началу среднего девона широко распространились сосудистые растения. Травянистые растения встречались в юре, хотя торфогенерирующие травы, оказывающие большое влияние на скорость эрозии, появились только после миоцена. Увеличение биологической активности привело к усилению выветривания, что главным образом связано со способностью растений удерживать воду, из-за чего растворение, гидратация и гидролиз, вероятно, возросли, а также к более прямолинейному биологическому эффекту. В то же время и эрозия, по-видимому, уменьшилась в связи с предохраняющим породы и почву действием растительного покрова, а удерживание продуктов выветривания на месте их образования вызвало замедление некоторых типов выветривания. Общий показатель скорости выветривания зависел от баланса между усиливающими и ослабляющими выветривание факторами.

В соответствии с ранней эволюцией растений и почв было указано, что низшие растения обладают гораздо большей способностью, чем высшие, экстрагировать K^+ из относительно слабо растворимых минералов. При этом предполагается, что почвы ранних периодов истории Земли не были похожи на современные и что низшие бессеменные растения далекого прошлого не имели

обильного источника калия. Тот факт, что при извлечении необходимых ионов (из так называемых «бедных» источников) древние семенные растения были более эффективны, чем современные, указывает, что их прямые предшественники жили в обстановке, где умеренность и медленный рост были необходимостью.

Выявлено, что выветривание калиевых полевых шпатов сильно зависит от органических хелатных агентов. До появления наземных растений калиевые полевые шпаты должны были выветриваться меньше [30]; так некоторые силурийские арены лишены плагиоклаза, тогда как ортоклаза в них сравнительно много.

Полагая, что выветривание и эрозия находятся с седиментацией в пропорциональных отношениях, можно наметить один путь оценки скорости выветривания и эрозии в геологической истории — оценку изменений скоростей седиментации. По данным А. Холмса [275], средняя скорость накопления осадков возрастала с кембрийского времени, но он связывает это в основном с увеличением деформации Земли, а не с ростом скорости выветривания. Более того, Дж. Хадсон [281] считает, что доказательства увеличения скорости седиментации неубедительны.

ИЛЛЮСТРАЦИИ И ПРИМЕРЫ

Железистые кварциты представляют собой химические осадки, состоящие из чередующихся слоев оксидов железа и кремнезема с незначительной примесью терригенного материала. Они образуют очень крупные месторождения и обнаружены на всех континентах. Атмосфера (весьма ограниченная в то время) могла вызвать выветривание и транспортировку огромных количеств оксидов железа (II), и это как-либо должно было зафиксироваться в океанических осадках. Предполагается, что окисление железа с образованием нерастворимой оксидной формы может быть результатом высвобождения кислорода при раннем фотосинтезе. Строматолиты, видимо, были главными в этом процессе, поскольку встречены в больших скоплениях. Они появились 3000 млн лет назад и преобладали около 2300 млн лет назад. С этим же временем совпадает обильное отложение полосчатых железняков; совпадение максимумов развития строматолитов с отложением железных руд заставляет искать здесь причинную связь. Г. Тэрнер [588] писал: «В это относительно короткое время океаны поржавели».

Большое число месторождений Южной Африки связано с докембрийским выветриванием и эрозийными поверхностями. Такие поверхности с возрастом от 3200 до 600 млн лет обнаружены на гранитах, кислых и основных вулканитах, песчаниках, глинистых сланцах, в карбонатных и железистых формациях. Палеопочвы на основных лавах являются источниками богатых небокситовых алюминиевых руд. Несогласия, секущие карбонатные породы, маскируются палеокарстом с флюоритовыми, марганце-

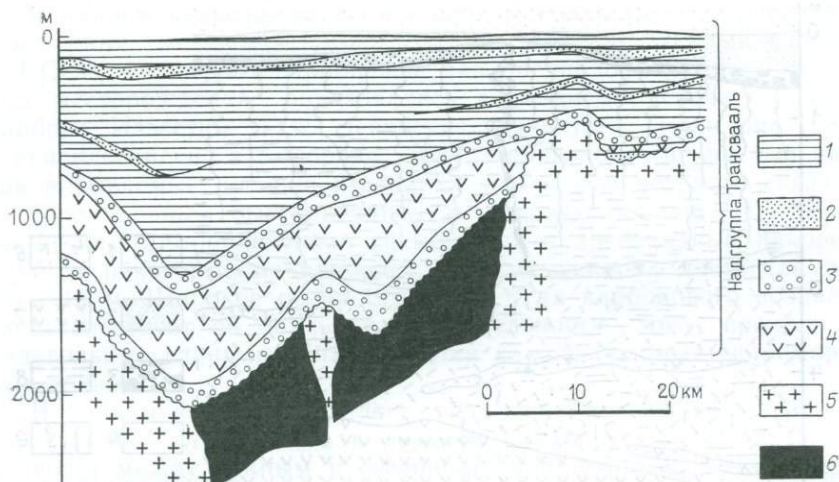


Рис. 148. Восстановленный разрез базальных пачек надгруппы Трансвааль, северо-восток Трансвааля.

1 — аргиллиты, 2 — арениты, 3 — конгломераты, 4 — лава, 5 — гранитный фундамент, 6 — зеленокаменный пояс

выми, свинцовыми и цинковыми месторождениями, а там, где срезаются железистые формации, обычно наблюдаются покровы конгломератов с высокосортными гематитовыми рудами [98]. На основании геохимического анализа остатков выветривания предполагается, что до 2200 млн лет назад атмосфера и гидросфера были химически агрессивны, характеризовались сильнощелочными восстановленными сульфидными подземными водами, которые выносили CaO , MgO , Na_2O и $\text{Fe/Fe}_2\text{O}_3$ из профиля выветривания с остаточным обогащением Al_2O_3 , TiO_2 и K_2O .

В основании супергруппы Трансвааль залегают древние кварциты с возрастом 2200 млн лет, маркирующие поверхность несогласия на гранитах (с палеопочвами). Эта поверхность прослеживается на расстояние свыше 300 км с превышением палеорельефа в 700 м (рис. 148). Наиболее глубокие долины расположены в пределах архейского зеленокаменного пояса, тогда как гранитами обычно сложены приподнятые участки. Развитые на гранитах палеопочвы достигают мощности 15 м, но обычно они меньше. А. Баттон [97] описал палеопочву на древнем (2200 млн лет) базальте (рис. 149). Зональный профиль имеет мощность 5 м (возможно, он уплотнен), в его кровле развит тонкочешуйчатый серицит, а в основании — богатый железом хлорит с кварцем, серицитом и магнетитом. Происходит концентрация инертных элементов (Al, Ti, Zn), обогащение калием, обеднение натрием и магнием, а кальций почти полностью выщелочен. Железо и марганец выщелочены и мигрировали книзу; внутри профиля сохранилось много неокисленного железа. Геохимическая и минералогическая зональность палеосапROLита дает основание предпола-

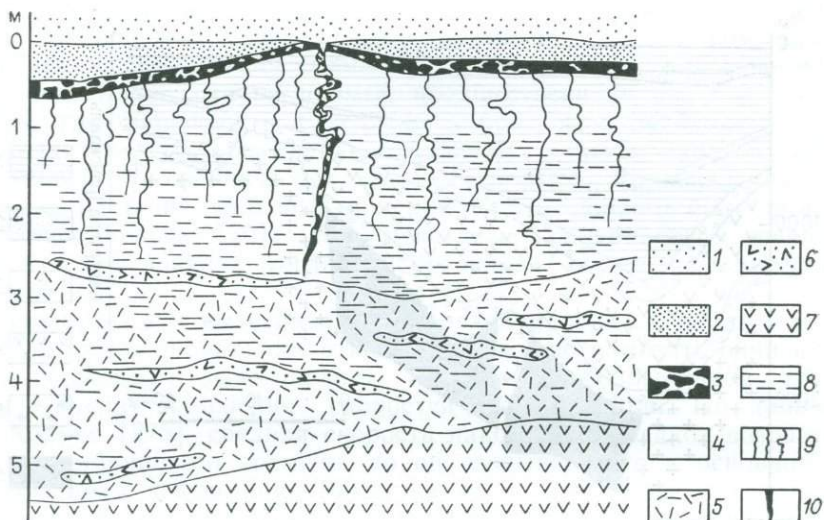


Рис. 149. Палесопролит Хекпурт на базальте с возрастом 2200 млн. лет [97].
 1 — кварцит, 2 — черная железистая серицитовая порода; 3 — обломки желтого серицитолита в темной серицитовой основной массе; 4 — серицитолит, изменяющий цвет от желтого (в кровле) до оливкового (в подошве); 5 — темно-зеленая хлорит-кварцевая порода; 6 — кварц-серицит-хлоритовая порода; 7 — базальт Хекпурт; 8 — дисковая текстура; 9 — смятые черные жилы; 10 — смятая кварцитовая дайка

гать, что выветривание происходило при участии щелочных с дефицитом кислорода (но кислородсодержащих) палеогрунтовых вод около 2200 млн. лет назад. Этот разрез может маркировать переход к более сильно окисленной гидросфере, которая стала устанавливаться примерно 1800—1900 млн лет назад.

В. Д. Матс [375] описал пять докембрийских «кор выветривания» в СССР. Он полагает, что все они связаны с неорогенными периодами регионального выветривания. Их возраст определен в 3000—2600, 2100—1800, 1800—1600, 1400—1200 и 1100—700 млн лет.

В докембрии провинции Онтарио (Канада) [217] известны 10,5-метровый профиль выветривания на зеленокаменных породах, определенный как глеевая почва, и 5,5-метровый профиль на граните, определенный как сподосол. На основании этого предполагается, что почвообразующие процессы в докембрии могли привести к формированию почв, подобных современным. Г. Вильямс [639] описал торридонские профили выветривания в Шотландии — педальфер на биотитовых гнейсах и педокал на амфиболитах. По его мнению, эти почвы свидетельствуют о теплом умеренно-гумидном климате с возможными сухими периодами или сезонами.

В эокембрийское время (поздний докембрий) оледенение захватило многие участки Земли и, можно предположить, преобладало интенсивное физическое выветривание.

В раннем палеозое во всем северном полушарии, включая высокогорные местности, имел распространение теплый климат. В СССР, в северном Прионежье два предположительно латеритных месторождения образовались в позднем девоне — раннем карбоне. Известны также девонские латериты в Пакистане [539] и пенсильванские в Колорадо [608]. Окрашенные в красный цвет так называемые древние песчаники девонского возраста связаны с субсинхронным выветриванием в аридных условиях. В девоне были обычны папоротники, сфенопсиды и древовидные папоротники, а некоторые из наиболее высоких лycopод достигали высоты 12 м. Широкое распространение угля карбонового возраста свидетельствует об обильной растительности того времени, а подугольные глины рассматриваются как ископаемые гидроморфные почвы.

В раннем карбоне, казалось, весь мир характеризовался ровным теплым климатом, а к позднему карбону уже существовал контраст между южным и северным полушариями. На южных континентах отмечается в это время широкое оледенение, тогда как на северных — влажный теплый климат, который становился аридным в перми и триасе. В триасовых отложениях штата Коннектикут (США) описаны палеопочвы типа каличе [279].

Важным фактором палеозойской палеогеографии считается то, что почти вся Африка южнее тропика Рака, п-ов Индостан и Бразильский щит были сушей на протяжении чуть ли не всего палеозоя.

В мезозое весь мир испытывал теплую фазу (оледенение полностью отсутствовало). В юре климат был практически однородным, однако в поздней юре и мелу вновь появились климатические вариации.

В начале палеогена на Земле было значительно теплее, чем теперь: полярные шапки отсутствовали, в полярных районах произрастали деревья, климат был довольно однородным. Наступило похолодание, и условия уже стали походить на сегодняшние. Первое оледенение началось около 3 млн лет в северном полушарии, но, возможно, еще раньше (10 млн лет назад) оно было в Антарктиде.

Четвертичный период — это главным образом ледниковый период, в течение него наблюдалось несколько оледенений, когда температура была значительно ниже, чем сегодня; между оледенениями были периоды межледниковья, когда температуры, вероятно, могли быть и немного выше, чем сегодня.

Чередование оледенений с межледниковьями в четвертичное время часто привлекалось для объяснения явлений выветривания. До совсем недавнего времени наиболее широкое распространение имела идея о существовании всего нескольких ледниковых периодов, но теперь уже стало ясно, что оледенений было много, в связи с чем стало труднее датировать выветривание во время «межледниковий». Некоторые проявления выветривания, когда-то приписываемые межледниковью, теперь, как известно, имеют

палеоген-неогеновый возраст. С другой стороны, некоторые черты, ранее связываемые с палеоген-неогеновым выветриванием, определены как четвертичные.

В юго-восточной части Англии как погребенные, так и не погребенные почвы в общем разделяются на те, которые образовались во время фландрской эпохи и те, которые датируются стадиями межледниковья. Причем даже там, где последние выделялись среди дочетвертичных отложений, характер профиля и стратиграфические соотношения свидетельствуют об их развитии скорее в четвертичном периоде, чем в палеоген-неогеновое время (Дж. Катт).

Последнее оледенение завершилось около 10 000 лет назад, и климатический оптимум относится к периоду между 5000 и 3000 лет до н. э., когда температура в Европе была по крайней мере на 2—3° выше, чем теперь.

Колебания климата в течение четвертичного периода происходили не только на территориях, подвергавшихся оледенениям. Четвертичные оледенения вызывали смещения всех климатических поясов. Только небольшое число районов не испытали вариаций климата, тогда как многие территории претерпели чрезвычайно сильные изменения. Некоторые из основных типов климата Земли длительное время (целые периоды или даже эры геологического времени) не были подвержены сильным переменам, тогда как в четвертичный период происходили быстрые изменения.

ИЗУЧЕНИЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ В ГЕОЛОГИЧЕСКОМ ПРОШЛОМ

Явления выветривания указывают на специфическую обстановку, климат и историю, и при изучении выветривания нельзя пренебрегать элементом времени. Просто применить сегодняшние процессы к климатам прошлого мы не можем, но должны брать в расчет стратиграфию и изменения характера выветривания с течением геологического времени. Широкое распространение морозного выветривания приписывается четвертичному периоду, а выветривание, сопровождающее теплый климат, возможно, связано с межледниковыми стадиями. Очень глубокое выветривание, очевидно, требует весьма продолжительного существования теплого и влажного климата на протяжении периода или даже эры. В какой-то степени это относится и к палеоген-неогеновому времени, и к мезозою в целом, когда климат был благоприятен для выветривания.

Рассмотрим один пример в деталях. Сложилось так, что поля валунов в Центральной Европе датировали настоящим временем. Позднее их стали считать результатом перигляциальных процессов, поэтому рассматривали как свидетельство холодного четвертичного климата. Постепенно исследователи пришли к выводу, что современные процессы ответственны лишь за обнажения ядер

среди выветрившихся пород, образованных в более ранние периоды химического выветривания, поскольку с оледенениями ассоциирует механическое выветривание, а с теплыми межледниковыми эпохами связано проявление ядер, т. е. преобладающее химическое выветривание. Однако вряд ли можно думать, чтобы интенсивность выветривания была настолько большой, за такое короткое время, как стадия межледниковья, сформировались бы ядра выветривания. Скорее выветривание захватило какую-то часть палеоген-неогенового времени или мезозоя.

Единственный разумный путь изучения истории выветривания в настоящее время — это изучение примеров, в которых контактирующие породы позволяют применить стратиграфические методы. Невыветрелый материал, перекрывающий выветрелую породу, дает минимальный возраст выветривания последней. Максимальный возраст получить труднее, но расчет может быть сделан исходя из того, какие самые древние слои на территории не подверглись выветриванию.

В рассмотренном выше примере валунные поля были обнаружены под лессом и, следовательно, были древнее его. Изучая самые древние слои, подверженные выветриванию, И. Говерманн [278] пришел к заключению, что выветривание было миоцено-плиоценовым.

Глубокое выветривание в Шотландии описал Е. Фитцпатрик [205], который заметил, что плиоценовый гравий содержит кремни, подверженные слабому выветриванию. Таким образом, глубокое выветривание здесь имеет плиоценовый или доплиоценовый возраст.

Хронологию глубокого выветривания гранитов в районе Монаро в Новом Южном Уэльсе разработал У. Браун [81]. Большое число скалистых выступов здесь перекрыто и окружено так называемым «грей-билли» — отложениями окремненного песка и гравия под крышей эоценового базальта. Эти скалы существовали до того, как излились эоценовые базальты и отложились близкие к ним по возрасту осадки. Используя эти и другие факты, в том числе наблюдаемые не только на этой территории, У. Браун пришел к заключению, что граниты выветривались в течение длительного периода. Умеренный подъем территории в эоцене активизировал эрозию, и последовавшая плоскостная эрозия привела к образованию рельефа со скальными останцами. Все это затем было перекрыто эоценовыми базальтами, которые длительное время препятствовали разрушению захороненного рельефа. Последовавшая эрозия, отпрепарировавшая скалистые выступы, продолжается до настоящего времени. Выводы У. Брауна, вероятно, можно распространить и на другие территории Земли. Меловой период отличается слабым проявлением орогении и большими масштабами выветривания, поскольку климат на Земле был благоприятен для интенсивного химического выветривания.

Выветривание можно так же связать с тектонической историей Земли. Автор полагает [431], что самое вероятное время для

образования профилей глубокого выветривания было перед раскальванием суперконтинента Пангеи. Тогда суша выветривалась очень длительное время и ее поверхности, вероятно, были довольно плоскими. Сочетание этой деятельности с низким рельефом уменьшало эрозию, поскольку на суперконтиненте расстояние до моря было намного больше, чем оно стало после того, как континенты стали сравнительно небольшими. Длительное выветривание и незначительная эрозия создали поверхность выравнивания — поверхность Гондваны (Кинга), которая очень широко распространена и несет следы глубокого выветривания.

Когда Пангея раскололась (по трещинам, возраст которых колеблется от триаса до эоцена), возобновившаяся эрозия стала создавать новые эрозионные поверхности, спускавшиеся к молодым континентальным окраинам. Образование следующей эрозионной поверхности шло, вероятно, сравнительно легко, поскольку для плоскостного смыва была подготовлена рыхлая выветрелая порода.

По мере изучения можно выявить крупномасштабность событий выветривания и их несложную историю. В Африке, Австралии, Южной Америке, а также, возможно, на других континентах, история выравнивания, освещенная в работах Лестера Кинга [327], очевидно, может сопоставляться с историей выветривания. Поверхность мезозойской Гондваны непрерывно на протяжении миллионов лет была сушей и длительное время существовала почти без размыва. Вероятно, участки чрезвычайно глубокого выветривания могут быть отнесены к этому времени. Менее продолжительные периоды выветривания связаны с палеоген-неогеновым и, местами, четвертичным временем.

ЭВОЛЮЦИЯ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ ВО ВРЕМЕНИ

Содержание глинистых минералов со временем меняется.

Монтмориллонит не найден в осадках древнее мезозойских, и в то же время это вполне обычный минерал в молодых осадках. Главной причиной его отсутствия в древних породах является, очевидно, его разрушение или переход в другие минералы. Это легко происходит при диагенезе или метаморфизме низкой степени, в результате которых минерал, теряющий воду и захватывающий катионы, в особенности К и Mg, превращается в хлорит и слюду.

Можно думать, что в прошлом условия для образования монтмориллонита были хуже, чем в настоящее время. Однако это свидетельствовало бы об отсутствии в прошлом вулканической активности и, особенно, условий для выветривания, что почти невероятно.

Р. Грим [237] считает, что каолинит ведет себя подобно монтмориллониту, который гораздо реже встречается в додевонских

толщах, чем в более молодых породах; это связано с метаморфизмом. Каолинит, конечно, устойчивее монтмориллонита.

По мере увеличения возраста пород, что объясняется исчезновением каолинита и монтмориллонита, растет распространенность иллита и хлорита. Они образуются в результате изменения других минералов и не связаны с условиями на земной поверхности, хотя такие изменения могут быть обнаружены. Иллит устойчив как глинистый минерал в морях, а многие осадочные породы представляют собой древние морские отложения, в которых если и отлагались глинистые минералы, то они были диагенезированы в морской среде.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЦИКЛЫ

В 1715 г. Холлей высказал предположения о том, как определить возраст мира. Он знал, что море становится соленым из-за накопления в нем солей, принесенных реками, и поэтому:

$$\frac{\text{Общее количество Na в морской воде}}{\text{Количество Na, поступающее за год}} + \text{„Возраст“ океанов (в годах)}.$$

Этот метод не обоснован, поскольку такие элементы, как натрий, неоднократно участвуют в геохимическом цикле.

Для количественной оценки геохимических циклов в земной системе мы разделяем ее на ряд мест накопления, или резервуаров. Одним таким резервуаром является океан, другим — атмосфера, и можно предположить несколько таких резервуаров.

Скорость притекания и вытекания по отношению к резервуару определяется величиной потока.

Любой элемент, циркулирующий в системе резервуаров, в каждом из них находится какое-то время — время пребывания:

$$\text{Время пребывания} = \frac{\text{Количество материала в резервуаре}}{\text{Скорость поступления материала}},$$

или

$$\text{Время пребывания} = \frac{\text{Количество материала в резервуаре}}{\text{Скорость потока}}.$$

Рассмотрим циклы кальция, принимая за резервуар океан. Содержание кальция (Ca) в океане (резервуаре) равно $0,15 \times 10^{20}$ молей (моль — молярная масса, выраженная в граммах).

Ежегодно реки несут в океан Ca $0,126 \times 10^{14}$ молей, отсюда

$$\text{Время пребывания} = \frac{0,15 \times 10^{20}}{0,126 \times 10^{14}} = 1,2 \times 10^6.$$

Таким образом добавляемого ежегодно в океаны количества Ca достаточно, чтобы весь существующий в океане Ca накопился за время около 1 млн лет.

Если бы с современной скоростью Ca поступал в океан в течение всего геологического времени, то общее его количество

превысило сегодняшний объем Са в океане в 5000 раз. Поэтому Са должен повторно участвовать в циклах миграции.

Это очень важное заключение для геохимии. Элементы участвуют в циклах с различной скоростью и мигрируют через разные резервуары. Некоторые резервуары могут быть временными (такие, например, как наше собственное тело), другие по существу постоянны (например, атмосфера или океан), но концепция приноса, выноса и пребывания применима ко всем элементам.

Для основных элементов приблизительное время пребывания в океане (в млн лет) составляет:

Na — 193	Mg — 15	Si — 0,016
K — 8,2	Ca — 1,2	Cl — 305

Время пребывания в резервуаре осадочных пород (в млн. лет):

Na — 288	Mg — 381	Si — 450
K — 399	Ca — 351	Cl — 218

Эти данные заимствованы из превосходной книги по геохимическим циклам [216].

Глава 16. ВЫВЕТРИВАНИЕ, ФОРМЫ РЕЛЬЕФА И ЭВОЛЮЦИЯ ЛАНДШАФТА

Многие формы рельефа и продукты, связанные с выветриванием, уже описаны и поэтому повторно в этой главе не разбираются. Здесь проводится сопоставление различных форм рельефа, которые ранее были рассмотрены только отчасти, особое внимание уделено тем формам рельефа, по поводу образования которых существуют разногласия, а также формам, которые могут возникать в результате различных процессов. Анализируются некоторые крупномасштабные формы и, наконец, оценивается место выветривания в эволюции ландшафта.

ОБЛОМКИ ПОРОД

При выветривании образуются различные обломки горных пород. Они могут различаться по генетическим признакам: обломки морозного растрескивания; глыбы растрескивания (после воздействия огня); чешуйки и осколки, блоки, сформированные в результате дезинтеграции (после снятия нагрузки); обломки, образованные при инсоляционном выветривании; ядра.

Обломки можно классифицировать по форме, хотя округлые разновидности возникают как при абразии (береговые гальки и речной гравий), так и при выветривании.

Большая часть угловатых обломков образуется при растрескивании более крупных фрагментов, хотя камень в пустыне подвержен действию ветровой абразии. Форма угловатых обломков до некоторой степени зависит от направления плоскостей сланцеватости материнской породы. Монолиты, заключенные между тре-

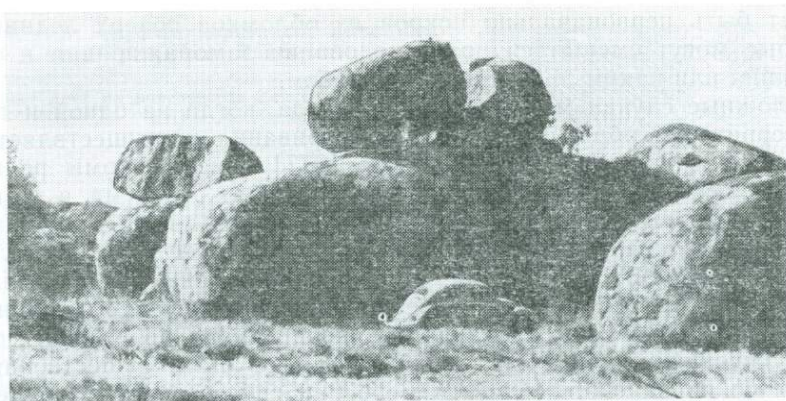


Рис. 150. Скальные останцы и расколотые ядра, Чертовы Мраморы, Австралия

щинами отдельности, плоские обломки и некоторые редкие формы (например, «карандашные сланцы») образуются за счет подходящих пород.

Ядра, часто встречающиеся вместе со скальными останцами, представляют собой освобожденные крепкие блоки (ядра) выветрелых пород. Они часто располагаются в совершенно неожиданных местах, вплоть до образования так называемых «качающихся камней». «Чертовы мраморы» центральной части Австралии состоят из нагромождений совершенно округлых ядер, сохранившихся после плоскостной эрозии (рис. 150) и ассоциирующих со скальными останцами [594].

Некоторые формы рельефа возникают в результате аккумуляции блоков выветривания, валунов и обломков.

Валунные поля представляют собой площади аккумуляции ядер, оставленных плоскостной эрозией, тогда как тонкозернистые и мелкообломочные продукты выветривания пород были унесены с территории.

Каменные реки, сходные с валунными полями, образуются на более крутых склонах. Они могут возникнуть быстро [637], например, как это было с новейшими каменными реками, появившимися в северной части Блек-Форест после 1945 г. в результате валки леса на крутых склонах в тяжелое военное время. Конечно, формирование рыхлого плаща коры выветривания с включенными в него ядрами заняло бы гораздо больше времени.

Каменные поля (курумы) представляют собой накопления угловатых блоков, образовавшихся вследствие морозного растрескивания (см. рис. 13); они явно отличаются (по крайней мере теоретически) от валунных полей с округлыми рассыпанными ядрами. Каменные реки тоже состоят из резко угловатых блоков и встречаются в тех же районах, что и каменные поля.

Другой формой накопления обломков служат *каменные глетчеры*, известные на многих покрытых льдом территориях. Это

может быть первоначально покров из обломков поверх ледника, которые могут смещаться при чередовании замораживания и оттаивания или каким-либо другим способом.

Сложные случаи могут возникать тогда, когда на одной и той же территории образуются ядра выветривания и осуществляется морозное воздействие. С. Матсумото [377] описал формы рельефа, связанные с накоплением валунов в горах Абукума и Китаками в Японии. Каменные поля, состоящие из твердых, свежих, но округлых глыб диаметром от 1 до 3 м, присутствуют на склонах с крутизной от 5 до 15°. Первоначально они представляли собой ядра доледникового выветривания, но свое сегодняшнее положение приобрели в результате перигляциальных процессов.

В отношении валунных полей в Европе были существенные споры по поводу того, в какой мере они свидетельствуют о ледниковых или приледниковых условиях и насколько являются ядрами выветривания, указывающими на теплый климат.

Большие скопления ядер иногда напоминают моренный материал, особенно материал боковой морены или морены типа «медвежьей берлоги», в результате чего может произойти путаница. Выяснилось [35], что некоторые мнимые морены штата Виктория в Австралии представляют собой останцы ядер, которые чисто случайно оказались разрушенными настолько, чтобы скрыть трещины отдельности и другие структурные особенности рядом залегающих пород и секущих их выветрившихся даек.

Делювиальные и осыпные склоны

Поверхность склона, покрытого осыпью, характеризуется углом естественного откоса для тех обломков, которые составляют эту осыпь: чем крупнее обломки, тем круче склон. Склоны покрытые осыпью часто почти отвесные. Некоторые осыпи представляют собой более или менее сплошные чехлы вдоль бортов долины; другие залегают в виде конусов выноса водотоков, выходящих из воронкообразных оврагов, называемых трубами, или лощинами. Склоны покрытые делювием (осыпью) обычно подвижны, поэтому на них нет ни почвы, ни растительности, несмотря на постоянное действие выветривания.

Во многих районах есть остановившиеся осыпи, которые возникли в прошлом и являются реликтовыми перигляциальными формациями. Например, в Уэльсе [24] они покрыты почвой и растительностью, хотя некоторые из них обнажены эрозией и сейчас подвергаются перетолжению и аккреции.

Отложения типа расслоенных осыпей могут возникнуть в нивальных цирках, как например, в Уэльсе [619].

В основании цирка находится подушка наносов мощностью до 16 м, состоящая из каменистых прослоев и солифлюктуационных отложений с глинистой основной массой. Предполагается, что обломочный материал возник в результате чередования заморажи-

Рис. 151. Дифференцированное выветривание, Свифт-Крик, штат Виктория.

Дайкообразное гранитное тело в кристаллическом сланце дает на поверхности линию чередующихся седловин на отрогах. Длина площади 4 км

вания и оттаивания с перемещением под снегом к нижним участкам снежника.

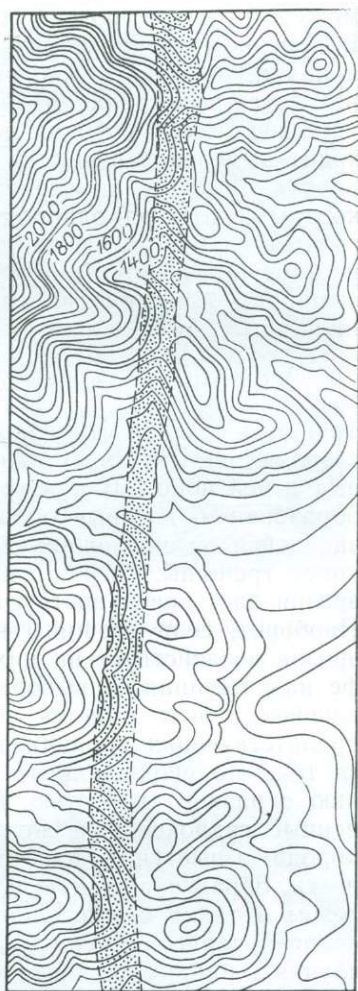
Осыпи могут иногда образоваться из обломков пород, более подверженных химическим изменениям, а также в аридных районах. Описаны две осыпи известняков в Ливии [260], связанные с морозным воздействием. Древние осыпи цементируются (предполагается, что это свидетельствует о слабых изменениях климата, обеспечивающих то растворение, то осаждение карбоната), тогда как новейшие осыпи остаются рыхлыми.

Перигляциальные отложения, образованные выветриванием с последующим перемещением масс, иногда трудно отделить от истинных ледниковых залежей. Нивальные же отложения хорошо отличаются [586] от истинных морен, поскольку они сложены лишь грубым обломочным материалом без примеси глины и всегда содержат угловатые блоки. Для определения гляциальных и перигляциальных отложений используют [618] данные по ориентировке обломков:

в донной морене преобладает ориентировка параллельная направлению движения ледника; в солифлюкционных отложениях предпочтительная ориентировка параллельна склону, на котором происходило перемещение.

ДИФФЕРЕНЦИРОВАННОЕ ВЫВЕТРИВАНИЕ

Дифференцированное выветривание определяется структурными или литологическими различиями пород, и с ним связано много особенностей. Различия в выветривании и эрозии при наличии даек изверженных пород могут привести к появлению ущелий или стен — в зависимости от того, насколько тверже или мягче порода, слагающая дайку (рис. 151). Подобная дифференциация



может быть приурочена к крутопадающим осадочным породам. В конечном случае образуется ландшафт, состоящий из хребтов и долин, по высоте больше тех, которые рассматриваются как результат выветривания.

В некоторых породах на ранних стадиях выветривания происходит выделение вещества в трещинах, что ведет к упрочнению породы. Иногда выветривание выявляет неоднородности пород, которые считались однородными. Разбросанные на известняке или граните пятна растительности могут привести к образованию ямок растворения вокруг корней. Обычно такие пятна приурочены к трещинам или другим структурным неоднородностям, которые иначе были бы не видны.

Упрочнение или ослабление трещин

Трещины отдельности и другие трещины в горных породах составляют сеть готовых каналов для движения воды и растворенных в ней ионов. Вдоль трещин и пустот часто выделяются новообразования, которые обладают эрозионной устойчивостью, отличающейся от внутренних частей блоков. Если вещество, заполняющее трещины, тверже вмещающей породы, то последующая эрозия даст поверхность ячеистого или ящичного типа (рис. 152). Наоборот, если трещины выполнены более рыхлым материалом, эрозия воздействует на них сильнее, и блоки выступают в рельефе над трещинным выполнением (рис. 153). Когда в выветривающейся породе имеется система трещин или других элементов, препятствующих продвижению выветривания, то обычно случается так, что неоднородные участки породы поддаются выветриванию с разной скоростью. Поэтому трещины в песчанике, выполненные гидроксидами железа, могут быть устойчивее, чем сама порода, и выступать на фоне подвергшейся выветриванию поверхности, образуя ящичную или сотовую структуру. Обогащение железом в таких случаях может идти за счет его потери породой, которая теряет цемент и в результате разрушается. В других случаях, например, когда есть кварцевые жилы, химическая миграция элементов при выветривании не связана с их образованием. Многие вещества могут создавать рельеф, подчеркивающий структуры, к ним относятся оксиды железа, вторичный кремнезем, кальцит и оксиды марганца.

Наоборот, когда выветривание идет особенно сильно вдоль трещин отдельности или других элементов, породы покрываются множеством пересекающихся прорезей или канавок, и для такой структуры очень подходит термин «колода мясника» [198].

Сетчатые образования

В процессе выветривания рудных минералов иногда возникает ячеистая текстура из лимонита, которая наследует плоскости спайности минералов. Поскольку разные минералы обладают неодинаковой спайностью, которая служит важной их характери-

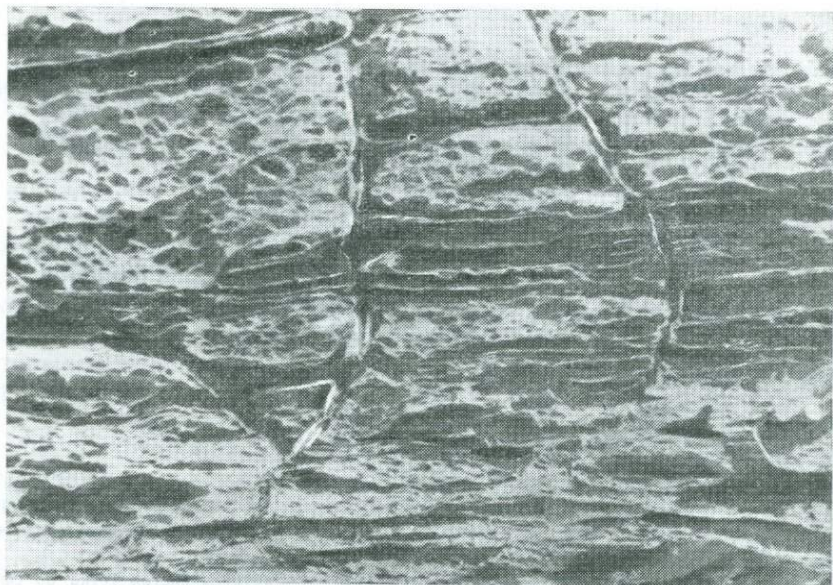


Рис. 152. Трещины отдельности выветрелого гранита, насыщенные оксидами железа. Фото А. Бейкера



Рис. 153. Опережающее выветривание вдоль трещин отдельности в песчанике, Бейби-Рокс, штат Аризона (США)

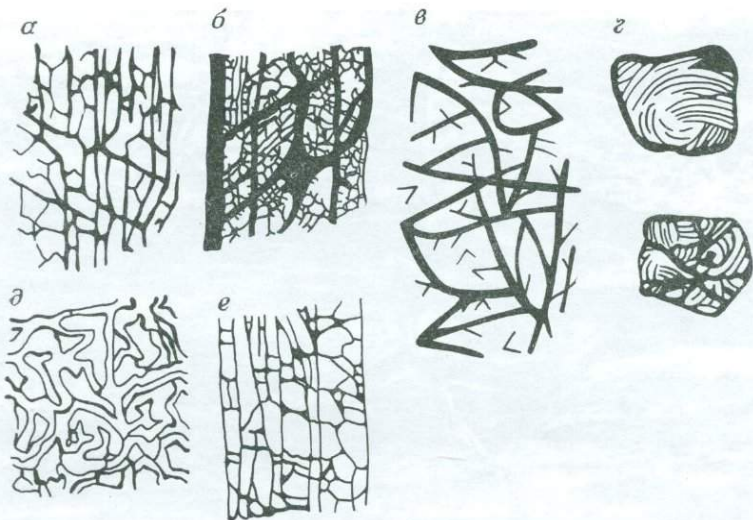


Рис. 154. Минеральные ячеистые текстуры:

а — четырехугольная решетка по халькопириту ($\times 5$); *б* — крупноячеистая сетка по сфалериту ($\times 2$); *в* — криволинейно-треугольная сетка с ячейками, по форме напоминающими глаз, по борниту ($\times 5$); *г* — сетка с разлистованием по молибдениту ($\times 20$); *д* — сетка контурного типа по тетраэдриту ($\times 5$); *е* — прямоугольная сетка по галениту ($\times 3$)

стикой, изучение ячеистых текстур может быть полезным при поисках руд, а исследование железных шляп из лимонита может дать прямые указания на первичный минеральный состав рудного тела. Типичные ячеистые текстуры показаны на рис. 154.

Пещеры, связанные с дифференцированным выветриванием

Многие пещеры в горных породах (помимо известняков) обязаны своим происхождением дифференцированному выветриванию легко разрушающихся горных пород, скрытых под более устойчивыми поверхностными слоями (см. рис. 36). Некоторые из них представлены небольшими нишами, другие достигают несколько сотен метров в длину. Выветрившиеся частицы обычно вымываются водой, но эти пещеры все же не имеют явного эрозионного характера. В ряде случаев слой, в котором образуются пещеры, сложен особо легко растворимыми породами или породами с растворимым цементом.

ОТСЛАИВАНИЕ

Отслаивание — это общий термин, используемый для описания процессов, ведущих к образованию форм рельефа, сложенных более или менее концентрическими скорлупками, чешуйками или плитками на поверхности породы. Отслаивание можно подразделить на ряд разновидностей:

1) отслаивание (flaking) — как следствие расширения под действием внешних сил;

2) сферидальное выветривание — изменение при постоянном объеме.

Отслаивание под действием внешних сил

1. *Действие огня.* Валуны, нагретые на огне, с поверхности теряют скорлупки породы, отслаивающиеся по кривым поверхностям, с острыми краями. Скорлупки в самой широкой части имеют толщину до 10 см. Обычно образуется только одна плоскость трещины, при этом никаких концентрических последовательных трещин или других форм отслаивания не возникает. Валуны, с которых слетают скорлупки при отслаивании, становятся более округлыми.

2. *Влияние солей.* Рост кристаллов соли в слоях или карманах на некоторой глубине от поверхности пористой породы несомненно дает толчок к отслаиванию. Это случается как в строительстве, так и на естественных поверхностях, в особенности пористых пород. Чешуйки породы отторгаются слоем соли мощностью до 2 мм. При этом сами чешуйки имеют довольно-таки однородную толщину, порядка нескольких миллиметров. Такое отслаивание называется высаливанием [576].

3. *Химическое разложение минералов.* Это самый распространенный тип отслаивания, и гидратация, очевидно, является одной из разновидностей химических изменений при отслаивании. Чешуйки имеют довольно постоянную мощность — от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров, они окислены и разрушены.

4. *Отслаивание, вызванное другими механизмами.* Оно иногда вызывается воздействием света, мороза, корней растений или периодических температурных изменений. Отслаивание осуществляется и под воздействием взрыва атомной бомбы [616]. Остается только надеяться, что эта причина выветривания останется чрезвычайно редким явлением.

Платформы выравнивания

Поскольку отслаивание не распространяется ниже поверхности земли, сокращение объема валунов путем отслаивания останавливается на этом уровне. Продолжающееся «отступление» поверхности валуна в дальнейшем приводит к образованию более или менее горизонтальной поверхности, секущей породу. Автор [422] назвал такую поверхность платформой выравнивания.

Пустоты выветривания

Отслаивание может происходить на вогнутых поверхностях, и по мере его развития кривизна вогнутой поверхности увеличивается. Вогнутости, которые вначале имели вид неглубоких депрес-



Рис. 155. Пещера в аркозовом песчанике, образованная при отслаивании, Айрс-Рок (Австралия). Фото Службы информации Австралии

сий, превращаются в глубокие карманы или, если они достаточно крупные, в пещеры (рис. 155). Образование пустот при отслаивании было названо «отрицательным сферондальным отслаиванием» [607], оно широко распространено в Южной Африке. В Айрс-Рок в Австралии было обнаружено [440] отслаивание, совершенно не связанное с экспозицией склона, нахождением в тени или на солнце. Порода (аркозовый песчаник) одинаково отслаивается на любой обнаженной поверхности за исключением сколов, обнажившихся в результате недавних крупных обвалов.

«Ямка выветривания» — общий термин для многих видов пустот, образованных при выветривании. Они появляются на горизонтальных, наклонных или вертикальных поверхностях.

Ямки выветривания можно назвать чашами выветривания, если они находятся на каком-либо уровне над поверхностью (рис. 156). По размерам они изменяются примерно от 0,5 м в поперечнике до крупных углублений диаметром 20 м и глубиной 3 м. Они часто образуются на граните [532], но встречаются и на других породах, например, на песчанике Хоксбури в районе Сиднея [171] и на метаморфических породах Равензори в Уганде (сообщение Х. Осмастона). Описаны также [482] ямки выветривания на гребне и вершинах гнейсовых гор на севере Норвегии.



Рис. 156. Чаши выветривания (гнамма) в песчанике, Манли (Австралия)
Чаши сопровождаются мелкими выходящими из них руслами (так называемые «блутринен» — см. текст)

Их образование связано с морозным микровыветриванием и химическим изменением, вызванным жизнедеятельностью лишайника. Среди многочисленных терминов, используемых для таких пустот, популярностью пользуется термин «гнамма», или «гнамма-хоул». Характеристика этих образований дана в работе К. Твидейла и Е. Корбина [595]. Идеальная пустота типа гнамма-хоул располагается на горизонтальной поверхности. На наклонной поверхности такие чаши носят название «чаши-кресла» — разновидность между гнамма-хоул и углублениями, образованными на вертикальных стенках, которые можно было назвать «тафони».

Если возвратиться к углублениям на горизонтальном уровне земли, то можно найти еще множество терминов, которые можно использовать. Ф. Фриз [201] различает «деллен» (сложные гранитные чаши), «пинген» (гранитные чаши) и «орикангас» (водяные глазки), представляющие собой углубления в порядке уменьшения их размеров. Он считает, что наиболее крупные из них возникли при разложении древесины в мокром лесу, тогда как орикангас характерны для засушливых районов. Дж. Баккер [21] полагает, что все эти углубления образовались одним и тем же способом и, хотя и оставляет термин «орикангас», предлагает термин «коциолки» вместо «деллен».

Принято считать, что растения, особенно лишайники и мхи, способствуют формированию особого типа неглубоких чашеобраз-

ных ям, описанных, например, на гранитах в Центральной Европе. К ним относятся так называемые «опферкессель» (жертвенные ямы) — причудливый термин, применение которого особенно оправдано, когда эти ямы сопровождаются так называемыми «блутринен» (канавками для стока крови), ведущими к краю жертвенного камня. Опферкессель не образуются под покрывкой продуктов выветривания, а развиваются прямо на открытой поверхности породы.

Я. Демек [157] отличает ямки выветривания (глубоко открытые) от ямок росы (с узким входом, расширяющиеся внутри).

Углубления выветривания, очевидно, создаются в результате нескольких процессов. Один тип углублений связан с отслаиванием, другой — с локальной дезинтеграцией зерен, имеющей место под поврежденной коркой цементации. Углубления выветривания, которые от узкого входа расширяются книзу, почти всегда относятся к этому типу. На углублениях выветривания, периодически заполняемых водой, иногда развивается корка цементации, которая может периодически прорываться, придавая сложный профиль углублению. В некоторых углублениях присутствует растительность, и может быть, начало этим углублениям дают органические кислоты, возникающие около корней, при этом они могут быть единственной причиной развития углублений. Периодическое затопление, сопровождающееся выносом продуктов выветривания, видимо, важно для образования углублений.

Некоторые углубления выветривания известны в виде озерков или впадин растворения, однако вряд ли только процесс растворения мог сформировать весь объем выемки. Нерастворимый остаток периодически может вымываться или выдуваться. «Озерки» могут быть широкие и мелкие и возникать на породах, которые отнюдь нельзя считать нормально растворимыми. Подобные образования описаны [472] в кварцитовых грядках штата Каролина (США), где они имеют длину до 60 м и глубину 1 м, их появление связывают с растворением при участии органического вещества. Подобные образования известны в том же самом штате, но развиты они на диоритах [347]. За исключением крупных размеров по всем признакам они сходны с другими видами углублений выветривания.

Гребни и борозды отслаивания

В Айрс-Рок (Австралия) отслаивание приводит к очень интересному эффекту — оттенению текстуры, в результате чего слоистость, которая не сопровождается плоскостями напластования с отдельностью вдоль них, проявляется в виде хорошо выраженных гребней и борозд (см. рис. 176). В других случаях при отслаивании с поверхности вдоль трещин отдельности происходит ослабление породы и формируются борозды.

Другие формы рельефа, связанные с отслаиванием

Выпуклости и вогнутости, образуемые при отслаивании, могут иногда так сочетаться, что развиваются весьма своеобразные формы рельефа. Возникновение пьедесталов, венчающихся крупными глыбами, часто объясняют ветровой эрозией и, действительно, некоторые из них могут появиться таким путем. Другие же покрыты чешуйками, свидетельствующими о большой роли гидратации в их формировании, а ветер в этом случае только удаляет продукты выветривания. На некоторых пьедесталах лежат твердые глыбы, но многие однородны. Пьедесталы штата Вайоминг (США) образованы в структурно и литологически однородных крепких породах [138]. Первоначально монолиты породы между трещинами отдельности были округлены отслаиванием, а затем с помощью ветра была подрезана западная стенка и унесены мелкие кусочки. С восточной стороны пьедесталы подрезаны сильнее. Здесь отслаивание, вызванное гидратацией и замораживанием, было максимальным.

Встреча двух вогнутых поверхностей отслаивания, образование которых началось с противоположных сторон выступов горных пород, ведет к появлению окон и естественных арок.

Сфероидальное выветривание

Хотя обычно считают, что сфероидальное выветривание связано с расширением, автор [425] приводит доводы для использования сфероидального выветривания как термина, означавшего разновидность отслаивания при постоянном объеме. Слои в сфероидально выветрелом блоке образуются в результате химической миграции элементов внутри породы с периодическим отложением минералов типа колец Лизеганга. Было показано [14], что концентрические слои связаны с химическим обогащением и обеднением, включающим как макро-, так и микроэлементы. Гидролиз является главным агентом выветривания, и объем сохраняется вследствие удаления части продуктов выветривания грунтовыми водами. Сфероидальное выветривание обнаружено в породах, обладающих всеми признаками постоянства объема при изменениях, описанных выше. Преобразование, естественно, идет быстрее по краям и в углах блоков, поэтому продвижение отслаивания в первоначально угловатом монолите приводит к уменьшению его с приобретением округлой, часто сфероидальной формы с концентрическими скорлуповидными слоями (рис. 157—158).

Термин «сфероидальное выветривание» используется свободно. Здесь же автором предлагается употреблять его лишь в тех случаях, когда выветривание действительно сфероидальное, воздействует на природу со всех сторон, а не только сверху. Это ограничение приводит нас к выводу, что эта форма выветривания может возникать только под землей. Однако имеются две услож-

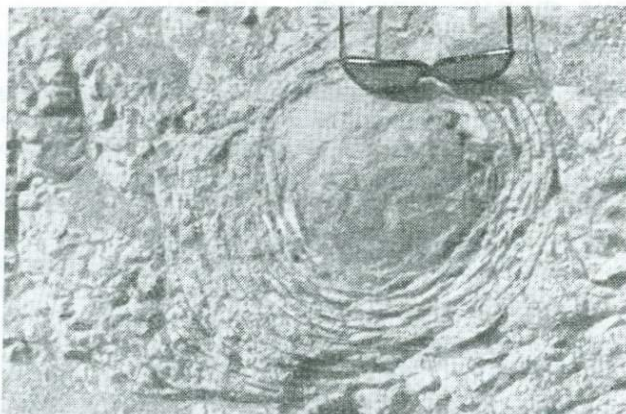


Рис. 157. Сферидальное выветривание базальта близ Кума (Австралия)

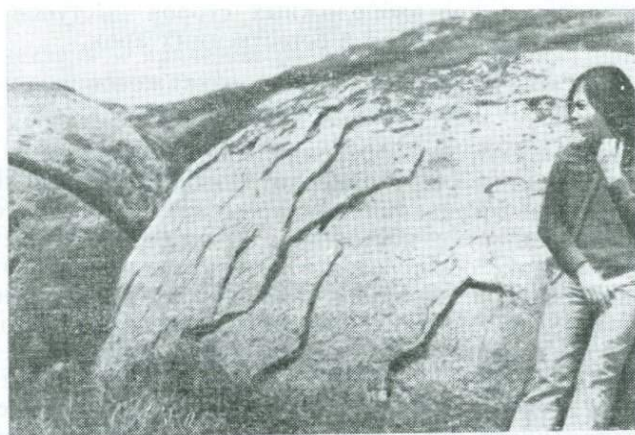


Рис. 158. Сферидальное выветривание гранита близ Кума (Австралия)

ненные формы рельефа, существование которых приводит к их смешиванию со сферидальным выветриванием. К ним относятся:

1) выветривание небольших валунов на поверхности в результате отслаивания; поскольку они малы, воздействие на них идет со всех сторон, напоминая сферидальное выветривание. В действительности чешуйки от таких внешне не ограниченных валунов могут отваливаться в результате увеличения в объеме;

2) валуны сферидального выветривания, образованные на некоторой глубине, могут быть отпрепарированы последующей эрозией и выйти на земную поверхность; и сейчас нет доказа-

тельства формирования сфероидально выветрелых валунов на поверхности; продолжение выветривания вышедших на поверхность валунов может сопровождаться увеличением объема. Некоторые исследователи [371, 305] развивали идею об унаследовании сфероидальным выветриванием первичной текстуры изверженной породы. Л. Купер [130] описал «луковичные» текстуры в относительно свежем кварцевом монцоните. Однако они всегда приурочены к межтрещинным участкам монцонита, а отдельность и луковичная текстура никогда не пересекаются.

СКУЛЬПТУРИРОВАНИЕ

Выветривание может приводить к созданию из отдельных совершенно однородных блоков широкой гаммы форм, почти не поддающихся классификации. Форма, пространственное распределение и ориентировка впадин и выступов в сочетании бесконечно разнообразны. Вместе с тем до сих пор имеются только качественные описания многих форм, и такая ситуация может существовать еще длительное время. Однако даже самое приблизительное описание, вероятно, будет лучше, чем неточное применение хорошо известного термина. Геоморфология во многом страдает от переизбытка терминов, но, с другой стороны, новые термины все же нужны. Формы, которые принимает выветрелый гранит, весьма различны даже в одном и том же районе (рис. 159 и 160). Скульптурирование относится только к поверхностному выветриванию, а не к приповерхностному преобразованию. Следовательно, многие ядра становятся скульптурированными тогда, когда они обнажаются и подвергаются поверхностному выветриванию и эрозии. Дезинтеграция зерен служит преобладающим механизмом скульптурирования, к которому добавляются иногда отслаивание и растворение.

Дифференцированное удаление выветрелой породы может вести к образованию других форм, например, песчаных пальцев [285]. Это относительно небольшие веретенообразные тела, сближенные и ориентированные параллельно. Они расположены на обнаженной поверхности аркозового песчаника и связаны с воздействием подземных вод на цемент с последующим развитием ослабленных зон вдоль окружающих поверхностей косой слоистости и отдельности. В составе пальцев и окружающих их пород отсутствуют видимые различия, может быть за исключением степени цементации гипсом.

Рыхлые песчаники особенно легко поддаются такому воздействию, в результате появляется большое разнообразие шаров, «булочек» и других форм (рис. 161). Дифференцированное удаление выветрившегося материала в крупном масштабе может дать тела с формами, внешне похожими на грибы, пьедесталы, качающиеся камни и другие причудливые формы, для которых В. Торнбури предлагает общее название «худу-рокс», что означает «шаманьи камни». Дифференцированное морозное выветри-



Рис. 159. Формы, образованные при скульптурировании твердого гранита, Чёртовы Мраморы, Австралия



Рис. 160. Скульптурирование на мягком выветрившемся граните, Чертвы Мраморы, Австралия



Рис. 161. «Булочки» из песчаника, образованные при дифференцированном выветривании. Дакота-Рис, штат Юта (США)

вание на пилообразных горных хребтах может в результате выделить в рельефе выступы более крепких пород, называемые «жандармами». В трещиноватых скальных останцах гранита дифференцированное выветривание может привести к образованию зубчатых стен или рядов остроконечных холмиков-башен.

Возвышающиеся каймы

Многие ямки выветривания оторочены каймой, возвышающейся не только выше ямки, но и выше окружающей поверхности породы.

Некоторые из них совершенно отчетливо связаны с цементацией или образованием корки в виде кольца вокруг выветривающейся ямки в процессе общего понижения поверхности. В литературе описаны цементация внутри ямки выветривания [630] и покрытие поверхности ямки вторичным лимонитом [262].

Возникновение возвышающихся каемок вместе с тем не так легко объяснить. Х. Бланк [51] описал так называемые «каменные пирожки» на граните. Это возвышающиеся округлые образования вокруг ямок выветривания с поперечником около 1 м. Некоторые из них имеют даже кольцевую депрессию на внешней стороне возвышения. В этой кайме не проявлены какие-либо следы упрочнения, и Х. Бланк не смог предложить сколько-нибудь удовлетворительного объяснения. Подобные возвышающиеся каймы наблюдаются на совершенно разных породах около депрессий (часто неудачно называемых ямами или котлами) на абразионных террасах. Выступающие каймы часто находят также на поверхности известняка. Другим примером может служить расширяющаяся кайма на поверхностях известняков. Внутри нее имеется ямка с довольно крутыми внутренними стенками. Эти

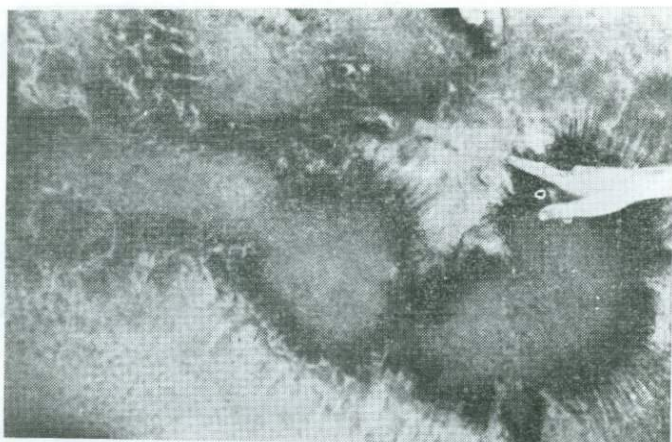


Рис. 162. Расширяющиеся каймы, Каса-Гранде, шт. Аризона (США). Ямки растворения имеют вокруг кайму, возвышающуюся над общей поверхностью известняка, расчлененную радиальными желобками, идущими внутрь ямки и наружу

образования также возвышаются над общей поверхностью известняка. Кайма расчленяется множеством радиальных желобков как изнутри, так и снаружи (рис. 162).

Кавернозное выветривание

Термин «кавернозное выветривание» можно использовать в общем смысле для многих форм рельефа, образованных при выветривании на крутых склонах. Существуют и многие другие термины (травление, фестончатость). Кавернозное выветривание происходит на многих породах в разной климатической обстановке и в разных масштабах. Некоторые ямки, обязанные своим происхождением кавернозному выветриванию, известны под названием «тафони». Г. Дьюри [171] настаивает на том, что этот термин означает «окно» и его следует употреблять, когда пустоты выветривания «пробивают» кровлю вмещающей их глыбы, но это ограничение использования термина принято не повсеместно.

Иногда кавернозное выветривание происходит благодаря отслаиванию, а образовавшиеся ямки представляют собой результат отслаивания скорлупок. Е. Блекуэлдер [48] указывал на такое явление и использовал термин «тафони» для этих пустот. Другие пустоты, которые он описывал, очевидно связаны с дезинтеграцией зерен и названы им пустынными нишами. Сходные по облику формы известны в неаридных обстановках, поэтому определение ниши словом «пустынная» нежелательно, лучше просто говорить «ниша». Иногда используется еще и термин «кальков». Кавернозное выветривание в песчаниках Австралии, по данным исследований [307], не согласуется с гипотезой, объясняющей это

явление выветриванием солей. Предполагается, что главным механизмом является химический процесс, в основном гидратация.

Ниши или полости, созданные либо при отслаивании, либо в процессе дезинтеграции зерен, часто постепенно растут в глубь породы. В случае, когда на поверхности породы есть корка цементации, полость может выйти наружу, образовав с этой сравнительно твердой коркой окно.

Хотя кавернозные полости распространяются в породе вверх и назад, они не растут вниз, их развитие останавливается с выходом полости на поверхность. Таким путем при отступании склона развиваются «платформы выветривания» (рис. 163). Если уровень земли изменяется при слабой эрозии, могут образоваться многоступенчатые платформы.

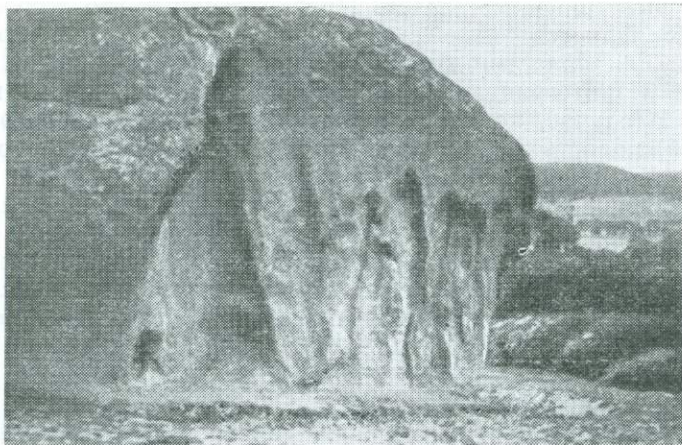
Сотовое выветривание

Самое мелкомасштабное проявление кавернозного выветривания чаще всего называют «сотовым выветриванием». Оно распространено на побережьях (рис. 164), в пустынях и других районах. Г. Мастоу [401] показал, что сотовое выветривание прибрежных обнажений скорее является результатом размельчения минеральных зерен, а не химического разложения. Перегородки, разделяющие пустоты, сохраняются благодаря предохраняющему эффекту органической пленки, генерируемой микроскопическими водорослями, обитающими на поверхности породы. Стенки пустот не укрепляются осаждением компонентов, высвобождаемых при выветривании, как это часто предполагают. Сотовое выветривание развивается быстро, возможно всего за несколько лет.

ПОВЕРХНОСТНЫЕ ЭФФЕКТЫ

Полигональное растрескивание

Существуют валуны с корковой цементацией, в которых наружная оболочка нарушена полигональной системой трещин шириной около 1 см. Предполагается, что часть трещин появляется в результате увеличения объема ядра валуна за счет выветривания, происходящего после образования корки цементации. При этом твердая оболочка растрескивается на фрагменты. Другое объяснение дает К. Твидейл [593]. Он считает, что полигональное растрескивание происходит скорее всего потому, что соли железа и марганца, мигрирующие с грунтовыми водами, осаждаются вблизи фронта выветривания на ядрах, которые пока еще находятся ниже земной поверхности. Продолжающееся осаждение может вызвать вспучивание пород и растрескивание наружных корок на полигональные пластинки. Больше всего полигональному растрескиванию подвержены граниты и аркозы. Можно думать, что присутствие легко выветривающихся минералов, в частности полевых шпатов, является необходимым условием этого процесса.



↑ *Рис. 163.* Пример образования платформы уровня земли путем травления и дезинтеграции, Гранитная скала, штат Виктория (Австралия)



← *Рис. 164.* Пьедестал, побережье Отуэй, штат Виктория (Австралия). Фото Е. Гилл.

Широко развито сотовое выветривание, проявленное на пьедестале из граувакки, и слабое проявление сотового выветривания на карбонатной конкреции

Оболочки выветривания

Защитные оболочки из оксидов железа мощностью от нескольких миллиметров до 10 см присутствуют на поверхности некоторых валунов. В одном случае оболочки развиваются как осадок из просачивающейся вниз воды (например, в условиях гумидного климата), в другом — при капиллярном подъеме растворов к поверх-

ности породы (например, в условиях аридного климата). Первый механизм реализуется тогда, когда глыба находилась на некоторой глубине от земной поверхности, второй же путь характерен для валунов на поверхности. Нелегко отличать оболочки выветривания, возникшие на породах, находящихся на глубине, и затем постепенно вскрытые при эрозии, от оболочек поверхностного происхождения. Вероятно, большинство оболочек образуется на глубине. Оксиды железа составляют самый распространенный материал защитных оболочек, кроме того оболочки могут быть сложены накоплениями кремнезема и, возможно, другими веществами типа марганцевых соединений. В том же смысле, что и оболочки, употребляются иногда термины скорлупа, кора, кожа, одежда и пленка.

Пустынный загар

Отличительной чертой выветривания в аридных регионах является образование пустынного загара — блестящего покрытия на кварцевых гальках, обломках пород и иногда на глыбах. Обычно оно состоит из оксидов железа, оксида двухвалентного марганца и реже кремнезема. Р. Хук с соавторами [277] считает, что сложный загар состоит из внутреннего слоя, богатого SiO_2 и Al_2O_3 и внешней оболочки, обогащенной FeO и MnO . Оболочка обычно настолько тонка, что ее толщину нельзя определить невооруженным глазом, но в некоторых кремнистых разновидностях пустынного загара под внешней пленкой различается зона мощностью около 1 мм, из которой мог быть вынесен кремнезем. В работе Ф. Шеффера и др. [501] показано, что в отдельных случаях колонии синезеленых водорослей мобилизуют железо на поверхности породы и концентрируют оксиды, составляющие пленку пустынного загара. Часто нет оснований считать, что железо извлекается из внутренних частей кварцевых галек с последующим его осаждением на поверхности; пустынный загар может быть поверхностью аккреции. Существуют несколько его разновидностей, обязанных своим происхождением различным механизмам. Для районов Египта [50] и США [283] известен более чем 2000-летний возраст пустынного загара. Данные по химическому составу пустынного загара обобщены в работе К. Энгла и Р. Шарпа [183]. В американских штатах Калифорния, Нью-Мексико и Ариона пустынный загар оказался удивительно однородным, состоящим из 70 % из глины и 30 % из оксидов марганца и железа [10].

Корковая цементация

Оболочка выветривания, образовавшаяся при простом разложении материала с поверхности, не затрагивает ядро глыбы, но она могла стать абразивно устойчивой в случае пропитывания выветрившимся материалом. Если перемещение ионов идет изнутри

глыбы к ее поверхности, то формирование корки цементации осуществляется за счет ослабления внутренних частей глыбы, которые начинают испытывать недостаток цемента и это приводит к дезинтеграции зерен (см. рис. 136). Образование твердых оболочек на более мягком ядре известно под названием корковой цементации.

Патина

Глыбы и гальки на поверхности могут приобрести оболочки, различающиеся по цвету, пористости и другим характеристикам. Кремневые желваки и гальки часто имеют отчетливую патину, связанную с выщелачиванием кремнезема с поверхности. Мощность патины может указать на возраст, а археологи могут использовать ее в качестве приближенного способа датирования. Таким же образом изучались остатки древних изделий из обсидиана.

ОБЩЕЕ ПониЖЕНИЕ ПОВЕРХНОСТИ

Рассматривая эволюцию ландшафта, часто говорят, что выветривание может вызвать общее понижение поверхности. Для большинства ландшафтов это маловероятно. В случае образования мощных профилей выветривания находят, что на глубине приблизительно 1 м от поверхности выветрелой породы сохраняются черты, позволяющие судить о постоянстве ее объема. Если объем сохраняется, то не может быть изменения общего уровня поверхности. Понижение происходит только в результате эрозии, а повышение может быть связано только с увеличением объема нескольких верхних метров почвы и части выветрелых пород, которым можно пренебречь из-за его ничтожности в масштабе ландшафтов в целом. Широко распространенное явление постоянства объема пород в профиле выветривания указывает на то, что в большинстве мест общего понижения поверхности, связанные с выветриванием отсутствуют. Теоретически при выветривании имеется тенденция к образованию минералов меньшей плотности по сравнению с первичными минералами. Из-за этого породы могут приобрести объем больше первоначального. Хорошо известно разбухание минералов коры выветривания.

Рассмотрим выветривание на плоской поверхности свежей породы. Расширение минералов на ней вызовет общий подъем уровня этой поверхности. К увеличению объема минералов добавляется поровое пространство, возникающее по мере распада зерен, поэтому можно считать, что выветривание вызовет общий подъем поверхности, если ему не будет сопутствовать эрозия. Процесс выветривания приведет к понижению рельефа лишь тогда, когда продукты выветривания удаляются эрозией.

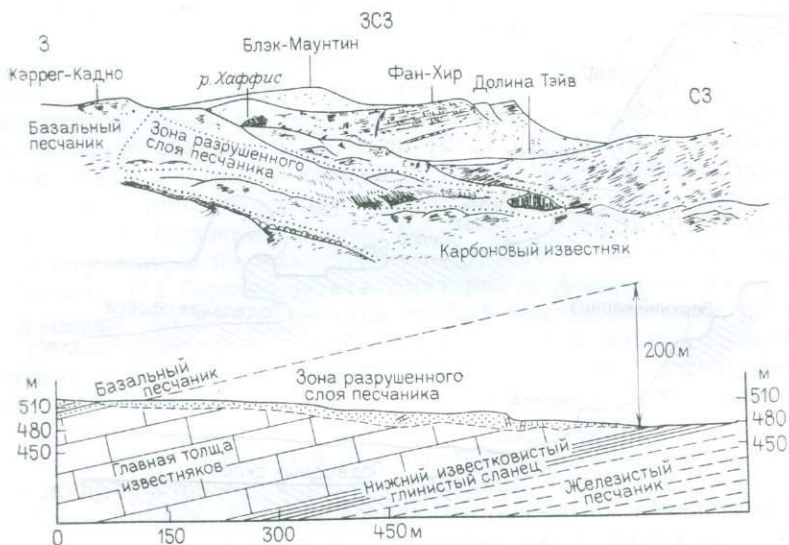


Рис. 165. Панорама и разрез через зону разрушенного базального песчаника, залегающего на известняке в Южном Уэльсе. По Т. Томасу [572]

Известняк

Исключение из правила «общего подъема поверхности» при выветривании составляет ситуация с известняком или другой растворимой породой, когда выщелоченный материал теряется с дренажной водой. Потери в какой-то степени могут быть восполнены накоплением и разбуханием нерастворимого остатка, но в общем понижение поверхности для известняка характерно. Известняковые пьедесталы, описанные на с. 269, едва ли могли сформироваться как-либо иначе, чем путем общего понижения поверхности известнякового субстрата в тех местах, которые не были перекрыты лежащими на нем глыбами.

В Южном Уэльсе на основании изучения отторженцев жернового песчаника, перекрывающего карбоновые известняки, показано [571], что понижение территории за счет растворения известняков привело к вертикальному смещению отторженцев до 180 м (рис. 165).

БЕРЕГОВЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

Несомненно, многие береговые формы рельефа созданы морской эрозией, но существует ряд форм, связанных с различными проявлениями выветривания. О происхождении береговых форм рельефа часто спорят и жаль, что некоторые из них имеют названия, в которые вложено их предполагаемое происхождение, например, «абразионная платформа» или «ниша растворения».

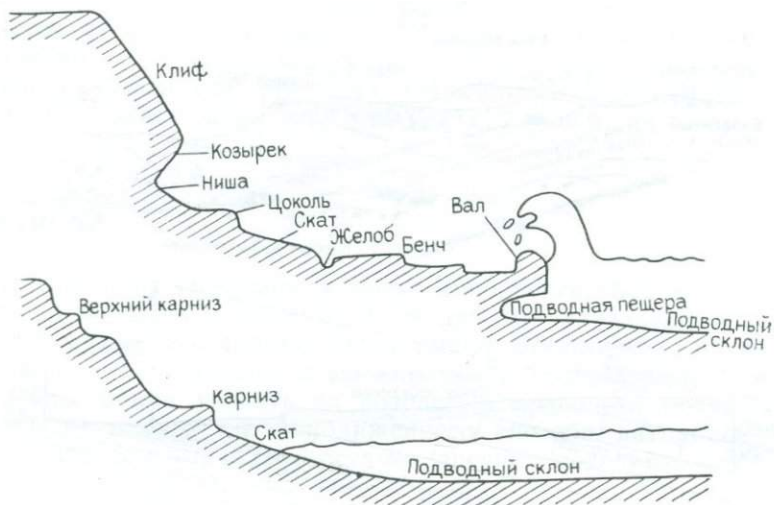


Рис. 166. Схематический береговой профиль с возможной последовательностью береговых форм

Здесь описаны формы рельефа, которые связывают с выветриванием, и приведены данные о способе их происхождения. Другая сторона вопроса — аргументы в поддержку эрозионного происхождения этих или подобных им форм рельефа — не обсуждается, как не производится и оценка относительного значения выветривания и эрозии в береговом морфогенезисе, т. е. последующее изложение в какой-то мере является односторонним.

Береговой профиль

На обрывистых берегах между сушей и морем может образоваться целый ряд форм, изображенных на рис. 166. Вместе все формы не встречаются, обычно наблюдаются только одна или две формы. Ниже приводится описание этих форм.

Клиф (уступ). Морские береговые уступы отличаются от обычных склонов (некоторые из них могут быть размывы морем, как это бывает на затопленных берегах) тем, что их поверхность образуется под действием моря и морских брызг. Воздействие соли, растворение и особенно увлажнение и высыхание — это второстепенные процессы на уступе, которые дают начало каррам, сотовым образованиям, пещерам и другим малым формам.

Козырек. Если в основании уступа врезана волноприбойная ниша, то над ней появляется выступ, называемый козырьком. Козырек — это не только продукт обрушения материала выше волноприбойной ниши, в его образовании большую роль играет растворение. В известняках и известковых дюнных песках поверх-

ность под козырьком отвердевает, и во всех случаях она покрывается хаотично разбросанными мелкими ямками растворения.

Волноприбойная ниша. В основании клифов или столбчатых останцов горных пород, возвышающихся над пляжем, обычно присутствует ниша (волноприбойная или растворения), над которой нависает козырек. Е. Ходкин [272] показал, что ниша развивается очень быстро и, конечно, за счет растворения. Максимум растворения приблизительно соответствует высокому положению уровня моря. Особенно хорошо развиваются ниши на известняковом побережье, а на базальтах или гранитах они не известны.

Цоколь. На берегах штата Виктория в Австралии часто непосредственно под нишей имеется слабый выступ, который Е. Хиллс [266] назвал цоколем. Он обладает выпуклой формой и возвышается над прилегающим пляжем. Цоколь в плане следует изгибам волноприбойной ниши и тоже, вероятно, образован преимущественно растворением.

Склон. Это ровная поверхность породы, падающая под углом от 5 до 8° в сторону моря от основания клифа, волноприбойной ниши или цоколя. Склоны возникают, вероятно, вследствие абразии под ударами волн, а выветривание здесь может быть незначительным. Вместе с тем на известняковых берегах они обычно покрыты сетью округлых с плоским дном пересекающихся ложбинок, особенно у нижнего края. Углубления не распространяются ниже уровня пляжа. Процессы растворения вместе с чередованием увлажнения и высыхания могут здесь иметь существенное значение.

Желоб. Между склоном и пляжем (бенчем) находится желоб, называемый также каналом или рвом, который врезан примерно на 1 м ниже прибрежного края пляжа. В нем встречается песок, галька и мелкие валуны. Образование желоба абразивное.

Пляж. Пляж (бенч) состоит из ряда соприкасающихся плоских поверхностей слегка различающихся по высоте. В основном они горизонтальны, неровности составляют всего около 2,5 см. Разница по высоте между соседними плоскостями несколько больше. Местами они обнажены, но на большей части приливно-отливной зоны покрыты водорослями и колониями моллюсков.

Бенчи образуются на разных породах — на известняке, песчанике и базальте, но они не характерны для гранитов, если только граниты свежие. Там, где в зоне пляжа выходят разные слои горных пород, литологические различия приводят к тому, что высота бенча варьирует и различия достигают от нескольких сантиметров до 1 м, в резких случаях — до 2,5 м [266]. Бенч на песчанике выше, чем на аргиллите.

Полагают, что бенчи образуются близ уреза воды и под действием выветривания, которое, в свою очередь, связано с увлажнением и высыханием. Породы, выступающие выше уровня бенча, уменьшаются в объеме именно за счет этого процесса, но когда они достигают уровня постоянного увлажнения (влажность создают и покрывающие ее водоросли), процесс останавливается.

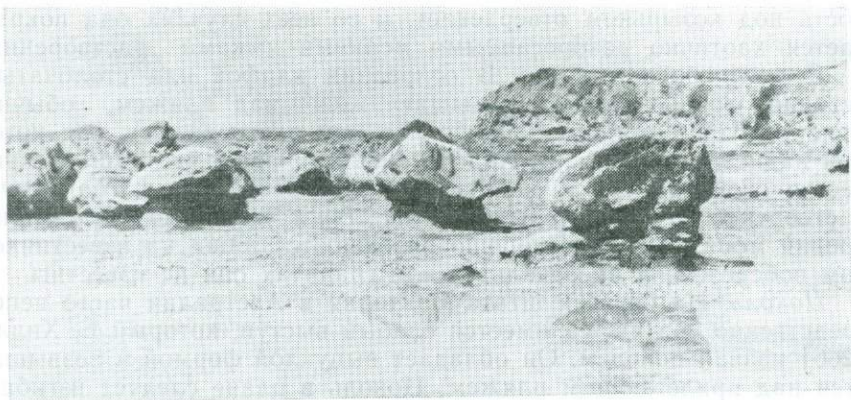


Рис. 167. Блоки аркового песчаника, залегающие на бенче, сложенном аргиллитом, из которого образовались пьедесталы, Кейп-Паттерсон, штат Виктория (Австралия). Фото А. Бейкера

Е. Хиллс [266] описывает глыбу, лежащую на бенче, повсеместно вокруг пониженном на 5—7 см, в результате глыба лежит на пьедестале, который совершенно точно повторяет ее очертания. Глыба предохраняет ниже залегающую породу от воздействия увлажнения и последующего высыхания, а также препятствует развитию под ней организмов. Все перечисленное уменьшает выветривание. Похожие глыбы показаны на рис. 167. Тот же автор описал известковистые конкреции, которые сейчас находятся на пьедесталах выше уровня воды, покрывающей террасу (см. рис. 164).

Е. Хиллс предлагает пересмотреть терминологию с тем, чтобы привести в соответствие использование терминов в северном и южном полушариях. Он предлагает термин «терраса» использовать для существенно горизонтальных поверхностей, составляющих часть бенча («платформы»), а в термине «платформа» объединять все идентифицируемые элементы эрозионной поверхности, окаймляющей клиф и заканчивающейся уступом в зоне низкого отлива. В настоящей работе принята старая терминология, поскольку предложения Е. Хиллса еще не приняты.

Высокие бенчи. Большинство бенчей находится в зоне прилива-отлива, но некоторые из них, возникшие благодаря выветриванию на уровне воды, можно найти на высотах, значительно превышающих нормальный уровень моря. Е. Хиллс [266] описывает бенчи, расположенные на 5 м выше уровня прилива. Он считает, что влияние морской воды распространяется на высоту до 6 м над уровнем прилива. Образованные при этом уступы и останцы подвергаются мощному воздействию волн.

Вал. На внешнем краю бенча иногда присутствует вал — гребень горной породы, возвышающийся на несколько метров. Уступ сохраняется вследствие более продолжительного увлажнения при

воздействии бурунов по сравнению с позади лежащими породами бенча. По мере понижения последнего вал продолжает существовать, если даже он эродирован с внешней стороны. В случае понижения бенча до уровня воды, однажды эродированный вал не может быть регенерирован.

Уступ малой воды. Внешний край бенча представляет собой нижний уступ высотой около 5 м, отделяющий бенч от подводного склона. Уступ образуется благодаря подводной эрозии, и он по своим характеристикам ни в коей мере не похож на береговой клиф с козырьком и нишей.

Подводные пещеры. На берегах, сложенных мягким известняком, уступ малой воды может быть подрезан, в нем возникают пещеры и ходы, проникающие на несколько метров под террасу. Поверхность террасы может быть укреплена вторичным карбонатом так, что лежащий ниже известняк остается неизменным. Подрезание вызвано не столько выветриванием, сколько различной скоростью эрозии.

Подводный склон. Он образуется вследствие морской эрозии. В тех случаях, когда бенч отсутствует, продолжением подводного склона служит скат.

Формы, не включенные в описанный выше профиль

Профиль, охарактеризованный в предыдущем разделе, присущ берегам районов с теплым климатом без существенных литологических осложнений, а также сложных процессов или истории формирования. Там, где есть такие осложнения, могут иметь место другие формы рельефа.

Штранд (обнаженный бенч) представляет собой исключительно широкий бенч на побережье Норвегии (местное название Strandflat). Он варьирует по ширине от первых километров до 60 км. Со стороны суши прямо от штранда резко воздымаются горы (рис. 168). Теперь он частично находится выше уровня моря, вследствие постледникового изостатического подъема территории. Штранд есть также в Гренландии, на Шпицбергене и в других местах с фьордовым побережьем. Ф. Нансен [406] считал, что в его формировании частично участвовала подошва ледяного припая.

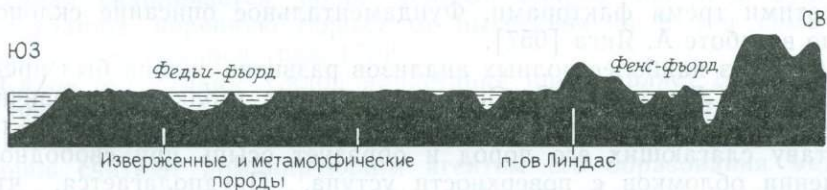


Рис. 168. Разрез через штранд у Бергена (Норвегия). По А. Холмсу [276].
Длина разреза 50 км

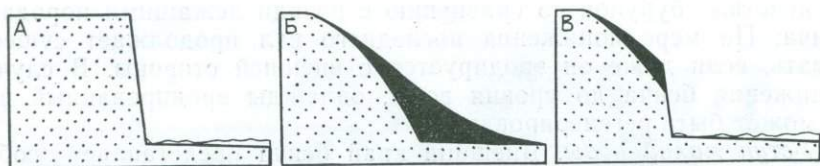


Рис. 169. Эволюция уступа с нависающим склоном. По Е. Берду [41]

Уступы нависающих склонов. В последнюю ледниковую фазу при низком положении уровня моря морские береговые уступы, которые перестали подвергаться действию волн, деградировали с участием морозного выветривания и накопления рыхлого материала растрескавшихся при выветривании обломков. Постледниковая трансгрессия привела к тому, что такие склоны «ожили» и на них вновь возник клиф. Эти уступы представляют собой реликтовую форму морозного выветривания, имеющую характер нависающего склона (рис. 169).

Подводные известняковые пещеры. Бермудские известняковые острова (и, вероятно, многие другие острова) продырявлены пещерами явно фреатического происхождения, которые, несомненно, образовались под действием пресной воды. Сейчас они заполнены соленой водой. Для объяснения Дж. Бретц [68] использовал гипотезу Гибен-Герцбергера. В соответствии с этой гипотезой, острова соответствующего размера могут содержать в своих недрах линзы пресной воды, что невозможно для мелких островов. В период оледенения уровень моря понижался, так что Бермудские острова были значительно больше, чем теперь, и содержали линзы пресной воды, вызывающей фреатическое развитие пещер. В постледниковое время подъем уровня моря нарушил эти условия, и пещеры заполнились морской водой.

СКЛОНЫ

Склоны имеют важное значение в формировании ландшафта. Они соединяют водораздельные участки с тальвегами. Форма склона зависит от процессов эрозии, перемещения материала и выветривания. Часто трудно провести четкие разграничения между этими тремя факторами. Фундаментальное описание склонов дано в работе А. Янга [657].

Один из наиболее полных анализов развития склона был представлен А. Вудом [648]. Он рассматривает эволюцию первично вертикального обрыва, который, предполагается, однороден по составу слагающих его пород и образует осыпь при свободном падении обломков с поверхности уступа. Предполагается, что нагромождения делювия не выветривались и сохраняли объем исходной породы. После возникновения осыпей основание уступа предохраняется от выветривания, но поскольку выше располо-

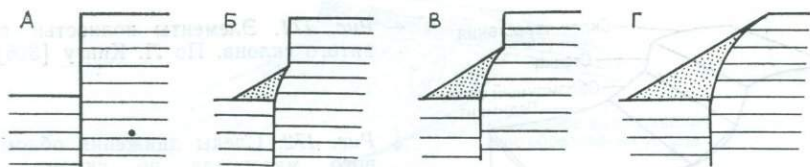


Рис. 170. Эволюция первоначально вертикального уступа. По А. Вуду [648]

женная часть уступа подвергается действию внешних агентов, добавляющих к осыпи материал по мере продвижения уступа, под осыпью образуется кривая поверхность. По отношению к окончательно погребенной поверхности коренных пород поверхность осыпи становится касательной (рис. 170).

Такие склоны в природе встречаются редко, однако полезно описать взаимоотношения между выветриванием и развитием склона.

Элементы склона

А. Вуд предложил номенклатуру различных частей склона, которая затем была надстроена и модифицирована многими авторами. Л. Кинг [326] разделил склон на четыре части, показанные на рис. 171. На отдельных участках склона действуют различные процессы.

— Б. Спаркс [537] указал на некоторые ограничения в представлениях о склонах как двумерных образованиях. Многие склоны в плане либо выпуклые, как например, на окончании отрога, либо вогнутые, как например, в верховье долины. Материал, движущийся вниз по выпуклому в плане склону, будет иметь тенденцию к рассеиванию, и в каждой точке склона концентрация обломков будет меньше, чем на прямолинейном склоне, а профиль должен выполаживаться, чего нет в действительности. Для вогнутого в плане склона соединение материала склона в одной точке должно вызвать повышение выпуклости его профиля. Однако мигрирующий по склону материал может обнажить подстилающие породы и усилить их выветривание, чем может быть компенсировано уменьшение угла наклона. Кроме того, там, где материал скапливается, более мощный покров обломков будет предохранять коренную породу от выветривания и тем самым уменьшит угол склона (рис. 172).

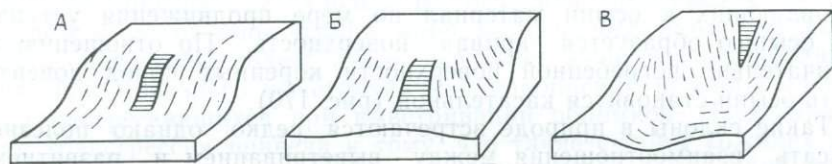
Склон нарастания. Склон нарастания представляет собой выпуклую верхнюю часть холма или откоса. Возможно, это один из наиболее трудно объяснимых элементов склона. Большинство авторов считают доминирующим агентом его образования медленное оползание. Имеются данные [43], что обломки, возникшие на вершине склона, движутся к подножью, где они предохраняют подстилающие породы от дальнейшего выветривания и эрозии. Вместе с тем, постоянно обнажаемая верхняя часть склона под-



← Рис. 171. Элементы полностью развитого склона. По Л. Кингу [326]

↓ Рис. 172. Следы движения обломочного материала по склону. По Б. Спарку [537].

a — прямой склон в плане; *b* — выпуклый склон; *в* — вогнутый склон



вергается дальнейшему выветриванию, и процесс постоянно возобновляющегося обнажения свежих пород является одним из факторов, приводящих к закруглению вершук холмов, поскольку вершины выветриваются быстрее, чем нижерасположенный склон.

Стенка (*обнаженная поверхность*) представляет собой обнажение коренных пород под склоном нарастания. Она служит самым активным элементом при отступающем движении склона в целом. Продукты выветривания отсюда удаляются сразу, что побуждает к дальнейшему выветриванию и т. д. Хотя выветривание идет быстро, продукты выветривания не накапливаются.

Обломочный склон покрывается детритом, поступающим из вышерасположенной стенки. В верхней его части материал часто грубообломочный, он создает здесь угол естественного откоса, но только временно, так как это подвижный склон, и обломки по нему движутся вниз. Обломочный материал часто подвергается дальнейшему выветриванию, в нем увеличивается содержание глинистого компонента, который в свою очередь, уменьшает его проницаемость, давая целый ряд осложнений в дальнейшей эволюции склона. На такого рода склонах обычно наблюдается уменьшение размера частиц с увеличением расстояния вниз по склону.

Когда измельчение материала имеет небольшое значение, например, на осыпающихся склонах, коренной склон может иметь такой угол, что непосредственно переходит в осыпь (при его значении близком к углу естественного откоса). Пополнение осыпи в верхней части этого склона приводит к превышению угла естественного откоса, и осыпь движется вниз. Такого типа склон известен под названием «рихтеровский склон денудации» [480, 502].

Ссылаясь на характерный пример, К. Твидейл [591] описывает склоны в районе Флиндерс-Рейнджес в Австралии: «Там, где

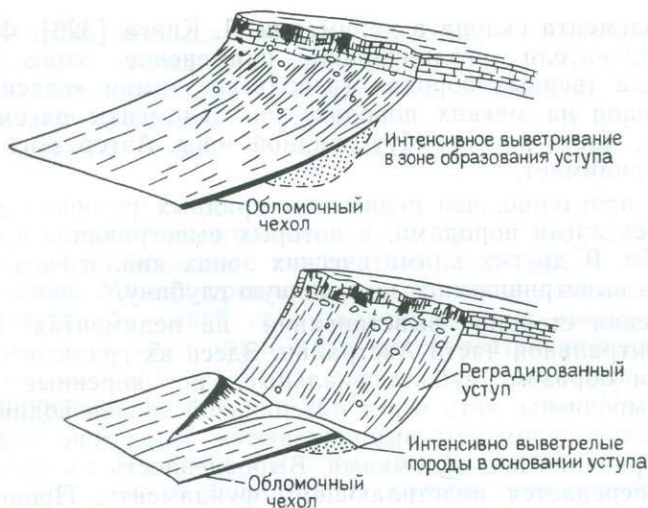


Рис. 173. Влияние выветривания на эволюцию угла пидмонта. По К. Твидейлу [591]

обломочный материал эффективно удаляется и, соответственно, отсутствует значительная аккумуляция, обломочные склоны на любой породе имеют одинаковый уклон. Это именно такой наклон, который может обеспечить движение обломков вниз по склону, он соответствует углу равновесия».

Дж. Баккер и Дж. Ле-Хью [22] для таких склонов формулируют «геоморфологический закон»: «В каждом типе отступления стенок при выветривании и удалении материала будет образован денудационный склон с прямолинейным поперечным профилем и постоянным углом склона, соответствующим природному углу естественного откоса, при условии отсутствия или почти полного отсутствия аккумуляции осыпающегося материала на террасе в основании первоначальной стенки».

Угол педимента. Иногда в аридных районах отмечается отчетливое нарушение угла склона на верхнем окончании педимента, и по поводу возникновения угла педимента мнения противоречивы. К. Твидейл [591] полагает, что важным фактором служит сопровождение выветривания смывом его продуктов. Диаграмма на рис. 173 иллюстрирует его гипотезу. Водные потоки, часто стекающие с обнаженного склона, проникают в горные породы и вызывают интенсивное выветривание. Близповерхностное выветривание обегчает эрозию основания уступа и подрезание его водными потоками, вследствие чего нижняя часть склона рассекается и изолируется, образуется и расширяется новый уровень равнины, а угол педимента заостряется.

Педимент представляет собой очень противоречивую форму рельефа, а здесь этот термин используется для обозначения ба-

зального элемента склона в понимании Л. Кинга [326]. Французские исследователи ограничивают применение этого термина склонами на твердых породах (используя термин «гласис» для таких склонов на мягких породах), но педименты рассматриваются также часто как атрибут аридной зоны. Автор этих ограничений не принимает.

Очень характерно, что педименты аридных регионов сложены твердыми свежими породами, в которых выветривание проявлено очень слабо. В других климатических зонах аналогичные формы могут быть выветрившимися на большую глубину.

Интересная сторона выветривания на педиментах описана [364] в центральной части Австралии. Здесь их гранитные аналоги главным образом субаллювиальные, но коренные породы в общем выровнены, хотя и нет латеральной эрозии водными потоками. Такие педименты выравниваются вследствие подпочвенного выветривания под обломками. Выровненность аллювия таким способом передается подстилающему фундаменту. Процесс считается более активным близ склонов холмов, где часто чередуются накопление аллювиального материала и плоскостной смыв.

Развитие склона

Для объяснения разнообразия форм склонов были предложены многие модели. Эволюцию склона связывали с его отступанием, выполаживанием и другими более сложными причинами.

В качестве примера нематематической модели мы рассмотрим теорию выработки профиля склона Х. Баулинга [33], кратко изложенную К. Коттоном [136]. Переотложенные с верхних частей склона продукты выветривания увеличиваются по мощности, размер их обломков уменьшается по направлению к подножию склона. Продукция наносов увеличивается где уменьшается в зависимости от того, в каком направлении изменяется мощность слоя, покрывающего коренные породы. Физическое выветривание активнее идет, когда этот слой маломощный и состоит из грубозернистого материала, а где он маломощный, там он обычно и грубозернистый. Химическое выветривание эффективнее, когда этот слой имеет большую мощность и сложен более тонким материалом. В таком случае он содержит много воды. Химическое выветривание имеет гораздо меньшее значение на выпуклом склоне, чем на пониженных вогнутых склонах, где вследствие большей тонкости и меньшей проницаемости вода удерживается лучше. Форма склона, таким образом, зависит от различных взаимосвязанных факторов, а скорость, с которой возникает обломочный материал при выветривании, контролируется мощностью слоя, покрывающего и предохраняющего подстилающую породу.

Модель Х. Баулинга может найти применение, но она в основном имеет теоретический характер и не учитывает опыта тщатель-

ного изучения реальных склонов. Некоторые теоретические догадки в действительности не реализуются. Например, в случае педиментов, изученных Дж. Маббутом и описанных выше, чехол обломочного материала совершенно не защищал подстилающую коренную породу и сам вызывал увеличение ее выветривания.

Многие математические модели развития склона созданы с целью исследовать эволюцию склона при особых условиях [348, 502]. К этим моделям необходимо применять определенные ограничения. Можно предполагать, что интенсивность выветривания является функцией угла наклона склона; выветривание идет нормально к склону с одной и той же скоростью во всех точках его поверхности. Справедливость этих ограничений едва ли может быть проверена, но они совершенно не доказаны. Например, увеличение крутизны склона может ускорить выветривание, поскольку удаление обломочного материала идет легче. С другой стороны, плоские участки держат воду дольше, чем крутые склоны, и поэтому характеризуются более мощным химическим выветриванием. Сохраняется ли действительно равновесие на каком-нибудь конкретном склоне? Это можно определить только путем наблюдений формы склона, продуктов выветривания и происходящих процессов, а не выведено из теории.

Исследования выветривания на склонах

До сих пор выветривание и поверхностное переотложение на склонах исследованы очень плохо.

А. Янг [656] изучал склоны и наносы в трех районах Великобритании и получил близкие данные. Наносы остаются относительно однородными как по мощности, так и по степени измельчения вдоль длинных полого падающих выпуклых участков склонов, характеризующихся постепенным выполаживанием. Затем на более крутых участках склона мощность наносов стремится к увеличению, причем всегда самая большая мощность отмечается на самых крутых участках. На вогнутых местах проявляется дальнейшее увеличение мощности в сочетании со значительным усилением выветривания вниз по склону.

В противоположность этому на склонах в Чилтерн-Хиллз в Англии [438] отложения на верхних выпуклых участках склонов становятся все более маломощными вниз по склону, не происходит никакой аккумуляции у обнаженной стенки. Далее мощность смешанного обломочного материала в пониженных участках склона прогрессивно увеличивается (см. рис. 114).

На рис. 174 приведены данные детального изучения [397] склона в тропиках на юго-западе Нигерии. Склон нарастания здесь ассоциирует с реликтовой почвой, выклинивающейся ниже по направлению к стенке. Эта стенка маркируется обнажением феррикрета и узкой полоской эродированной почвы непосредст-

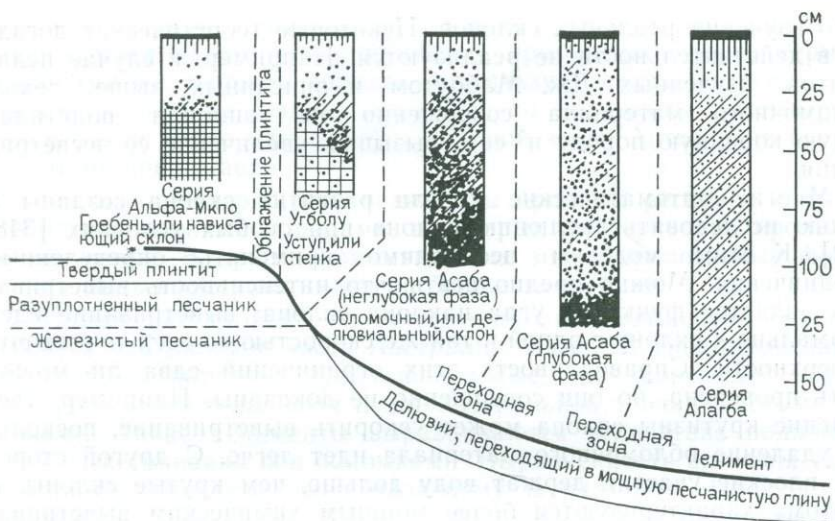


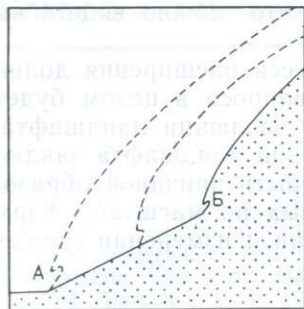
Рис. 174. Положение мелкозема на склоне в юго-западной части Нигерии. По Р. Моссу [397]

венно под ним. Обломочный склон характеризуется почвой, насыщенной обломками феррикрета и увеличивающейся по мощности вниз по склону; постепенно и незаметно он переходит в педимент с широким развитием непятнистого ферралитного материала.

Этот пример не осложнен одновременным проявлением осаждения оксидов железа, но обычно по периферии тропического плато находятся очень мощные обнажения феррикрета, что, может быть, связано с латеральной миграцией и выходами железистой воды на стенке склона. В таких случаях мощность феррикрета быстро уменьшается с удалением от стенки уступа, а на некотором расстоянии от края плато феррикрет может отсутствовать.

Некоторые из обрывов плато Колорадо, как считают, длительное время находились в стабильном состоянии, поскольку у их подножий аккумуляция обломочного материала была незначительной. Однако отмечалось [508], что уступы в действительности активно эродируются, но обломки быстро разрушаются, частью из-за механического растрескивания при падении вниз первичной породы, а частью при морозном воздействии. Обломки разрушаются медленнее, чем они разрушаются выветриванием.

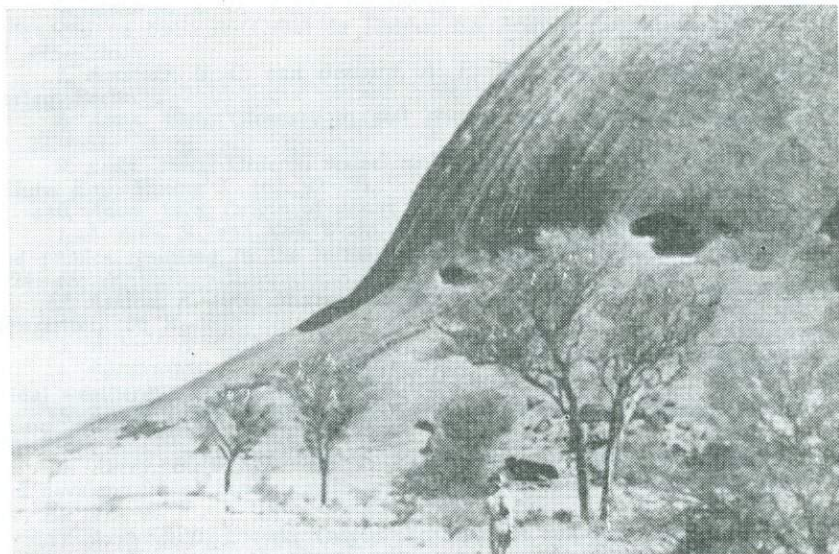
Иногда выветривание и формирование склона дают начало формам рельефа, которые нельзя классифицировать в рамках обычных элементов склона, как это можно видеть на примере одного из районов центральной части Австралии [440]. У подножья Айрс-Рок, где поверхность целиком сложена коренными породами, выветривание (отслаивание) идет по всей поверхности,



← Рис. 175. Эволюция основания склона в районе Айрс-Рок, центральная Австралия

↓ Рис. 176. Вид основания склона Айрс-Рок.

Крутое залегание слоистости проявляется в виде ребер на верхней части склона, которые отсутствуют внизу. Граница между двумя частями склона характеризуется резким изменением угла падения склона и часто маркируется кавернами.



но тем не менее развиваются определенные элементы склона. Отслаивание в неглубоких впадинах усиливает их кривизну и постепенно ведет к образованию пещер. Пещеры растут кверху и затем назад, генерируя новый склон, как это показано на рис. 175. Склон, находящийся над пещерой, может также отступать под действием выветривания изнутри. Выветривание на этой верхней части поверхности склона тоже идет путем отслаивания, но отличающегося по интенсивности отслаивания идущего вниз. В действительности основание склона едва ли каким-либо образом изменялось после своего появления, в то время как верхняя часть склона отступила от точки А к точке В (рис. 175). Различие интенсивностей выветривания заметно также по резко проявленному дифференцированному выветриванию, в результате чего верхняя часть склона покрыта более высокими ребрами, а внизу

поверхность склона сравнительно гладкая, что можно видеть на рис. 176.

Развитие склона составляет часть процесса расширения долин и отступления уступа, рассмотрение этого вопроса в целом будет уже более широким подходом к изучению эволюции ландшафта. Самая важная роль выветривания в эволюции ландшафта заключается не в том, что выветривание может быть причиной образования хотя и отчетливых, но незначительных по масштабу форм рельефа, а в широкомасштабном разрушении и изменении горных пород, что подготавливает их для эрозии.



Список литературы

1. *Ackermann, E.* 1962. Bussensteine-Zeugen vorzeitlicher Grundwasserschwankungen, *Zeit f. Geomorph.*, 6, 148—82.
2. *Adams, F. D.* 1910. An experimental investigation into the action of differential pressure on certain minerals and rocks, *J. Geol.*, 18, 489—524.
3. *Addleson, L.* 1972. Physical and chemical aspects of matter and strength of materials. Vol. 1 of: *Materials for Building* (3 vols). Iliffe Books, London.
4. *Akimtzev, V. V.* 1932. Historical soils of the Kamenetz-Podolsk fortress. *Proc. 2nd. Intern. Congr. Soil Sci.*, 5, 132—40.
5. *Aleksandrov, V. G.*, and *Zak, G. A.* 1950. Bacteria which decompose aluminium silicates (silicate bacteria), *Mikrobiologiya*, 19, 99—104.
6. *Amaral, I. D.* 1969. 'Inselberge' (ou montes-ilhas) a superficies de aplanacão na bacia do Cubal da Hanha, em Angola, *Garcia de Orta (Lisboa)*, 17, 475—526.
7. *Amstutz, G. C.* and *Bernard, A. J.* 1973. *Ores in Sediments*. Springer-Verlag, Berlin.
8. *Anon.* 1965. Glossary of soil science terms, *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 29, 330—51.
9. *Anon.* 1966. 'Ordered water' molecular pressures offer new clues to rock failure, *Eng. Mining J.*, 167, 92—94.
10. *Anon.* 1978. Origin of desert varnish, *California Geology*, 31, 58.
11. *Aomine, S.*, and *Koji Wada.* 1962. Differential weathering of volcanic ash and pumice resulting in the formation of hydrated halloysite, *Am. Mineral.*, 47, 1024—48.
12. *Ashton, K.* 1966. Mixture corrosion: a brief review, *Cave Research Group Newsletter*, 100, 8—11.
13. *Aubert, G.* 1963. La classification des sols. *Cahiers Pedol. ORSTOM*, 3.
14. *Augustithis, S. S.*, and *Ottemann, J.* 1966. On diffusion rings and sphaeroidal weathering, *Chem. Geol.*, 1, 201—9.
15. *Avery, B. W.* 1956. A classification of British soils. *Trans. 6th Int. Cong. Soil Sci.*, 279—85.
16. *Avery, B. W.*, *Stephen, I.*, *Brown, G.*, and *Yallon, D.* 1959. The origin and development of brown earths on clay-with-flints and coombe deposits, *J. Soil Sci.*, 10, 177—95.
17. *Axelrod, D. I.* 1966. Origin of deciduous and evergreen habits in temperate forests, *Evolution*, 20, 1—15.
18. *Baas Becking, L. G. M.* 1959. Geology and microbiology. *N. Z. Dep. Sci. Industr. Res. Inf. Ser.* 22, 48—64.
19. *Bain, G. W.* 1931. Spontaneous rock expansion, *J. Geol.*, 39, 717—35.
20. *Baker, A. A.* 1959. Imprisoned rocks: a process of rock abrasion, *Vict. Nat.*, 76, 206—7.
21. *Bakker, J. P.* 1960. Some observations in connection with recent Dutch investigations about granite weathering and slope development in different climates and climate changes, *Z. Geomorph. Supp.*, 1, 169—92.
22. *Bakker, J. P.*, and *Le Heux, J. W. H.* 1952. A remarkable new geomorphological law, *Proc. Koninkl. Akad. Wetenschap. Amsterdam B*, 55, 399—570.
23. *Balk, R.* 1939. Disintegration of glaciated cliffs, *J. Geomorph.*, 2, 306—13.
24. *Ball, D. F.* 1966. Late—glacial scree in Wales, *Biul. Peryglac.*, 15, 151—63.
25. *Bandat H. F.* von 1962. *Aerogeology*, Gulf Pub. Co., Houston, Texas.
26. *Baren, J. van.* 1931. Properties and constitution of a volcanic soil built in 50 years in the East-Indian Archipelago. *Comm. Geol. Inst. Agr. Univ. Wageningen, Holland*, no. 7, 1—29.

27. Barnes, H. L. 1956. Cavitation as a geological agent, *Am. J. Sci.*, 254, 493—505.
28. Barth, T. F. W. 1948. Oxygen in rocks: a basis for petrographic calculations, *J. Geol.*, 56, 50—61.
29. Barton, D. C. 1916. Notes on the disintegration of granite in Egypt, *J. Geol.* 24, 382—93.
30. Basu, A. 1981. Weathering before the advent of land plants: Evidence from unaltered detrital K-feldspars in Cambrian-Ordovician arenites. *Geology*, 9, 132—3.
31. Bateman, A. M. 1950. *Economic Mineral Deposits*. Wiley, New York.
32. Bauer, F. 1964. Kalkabtragungsmessungen in den Österreichischen Kalkalpen, *Erkunde*, 18, 95—102.
33. Baulig, H. 1940. Le profil d'équilibre des versants. *Ann. Geog.*, 49, 81—97.
34. Baynes, F. J. and Dearman, W. R. 1978. Scanning electron microscope studies of weathered rocks: a review of nomenclature and methods, *Bull. Int. Assoc. Eng. Geol.*, 18, 199—204.
35. Beavis, F. C. 1959. Pleistocene glaciation on the Bogong High Plains, *Aust. J. Sci.*, 21, 192.
36. Berg, N. D. 1964. Loess as a product of weathering and soil formation. Israel Program for Scientific Translations, Jerusalem.
37. Bernard, A. J. 1973. Metallogenic processes of intrakarstic sedimentation in Amstutz, G. C. and Bernard, A. J. *Ores in Sediments*. Springer-Verlag, Berlin.
38. Berner, R. A. 1981. Kinetics of weathering and diagenesis, pp. 111—34 in Lasanga, A. C. and Kirkpatrick, R. J. (eds) *Kinetics of geochemical processes*. Min. Soc. America, *Reviews in Mineralogy*, 8.
39. Berner, R. A., Sjöberg, E. L., Velbel, M. A. and Krom, M. D. 1980. Dissolution of pyroxenes and amphiboles during weathering, *Science*, 207, 1205—6.
40. Bertouille, H., Coutard, J. P., Soleilhavoup, F. and Pellerin, J. 1979. Les galets fissures. Etude de la fissuration des galets Sahariens. Comparaison avec des galets issus de diverses zones climatiques, *Rev. Geom. Dyn.* 28, 33—48.
41. Bird, E. C. F. 1964. *Coastal Landforms*. Australian National University Press, Canberra.
42. Birkeland, P. W. 1964. Pleistocene glaciation of the northern Sierra Nevada, north of Lake Tahoe, California, *J. Geol.*, 72, 810—25.
43. Birot, P. 1949. Essais sur quelques problèmes de morphologie générale. *Centro de Estudos Geographicos*, Lisbon.
44. Birot, P. 1962. Contribution à l'étude de la désagrégation des roches. *Centre de Documentation Universitaire*, Paris.
45. Bischoff, J. L. and Fyfe, W. S. 1968. Catalysis, inhibition and the calcite aragonite problem, *Am. J. Sci.*, 266, 65—79.
46. Blackwelder, E. 1925. Exfoliation as a phase of rock weathering, *J. Geol.*, 33, 793—806.
47. Blackwelder, E. 1926. Fire as an agent in rock weathering, *J. Geol.*, 35, 134—40.
48. Blackwelder, E. 1929. Cavernous rock surfaces of the desert, *Am. J. Sci.*, 17, 393—99.
49. Blackwelder, E. 1933. The insolation hypothesis of rock weathering, *Am. J. Sci.*, 26, 97—113.
50. Blackwelder, E. 1948. Historical significance of desert lacquer/abstract/, *Bull. geol. Soc. Am.*, 59, 1367.
51. Blank, H. R. 1951. 'Rock doughnuts', a product of granite weathering, *Am. J. Sci.*, 249, 822—9.
52. Blatt, H. 1970. Determination of mean sediment thickness in the crust: a sedimentologic method, *Bull. geol. Soc. Am.*, 81, 255—62.
53. Bloom, A. L. 1969. *The Surface of the Earth*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey.
54. Bloomfield, C. 1964. Mobilization and immobilization phenomena in soils. In: A. E. M. Nairn (ed.) *Problems in Palaeoclimatology*. Interscience, New York.
55. Blumenstock, D. I., and Thorntwaite, C. W. 1941. Climate and the world pattern. *Yearbook of Agriculture for 1941*, pp. 79—92.

56. *Bögli, A.* 1960. 'Kalklösung und Karrenbildung', Zeit. f. Geomorph. Supp., 2. Internat. Beiträge zur Karstmorphologie, 4—21.
57. *Bögli, A.* 1961. Karrentische, ein Beitrag zur Karstmorphologie, Z. Geomorph., 5, 185—93.
58. *Bögli, A.* 1964. Mischungskorrosion — ein Beitrag zur Verkarstungsproblem, Erkunde, 18, 83—92.
59. *Bögli, A.* 1980. Karst Hydrology and Physical Speleology (trans. J. C. Schmid). Springer-Verlag, Berlin.
60. *Bolyshev, N. N.* 1952. Origin and evolution of Takyr soils, Pochvovedeniye, 403—17.
61. *Boswell, P. G. H.* 1933. Mineralogy of Sedimentary Rocks. Murby, London.
62. *Bosworth, T. O.* 1922. Geology and Palaeontology of North-West Peru. Macmillan. London.
63. *Boye, M.* and *Fritsch, P.* 1973. Degagement artificiel d'un dome, crystallin au Sud-Cameroun, Travaux et documents de geog. tropical, No. 8, 31—63.
64. *Bradley, W. C.* 1963. Large scale exfoliation in massive sandstones of the Colorado Plateau, Bull. Geol. Soc. Am., 74, 519—28.
65. *Brayley, E. W.* On the probable connection of Rock-basins in from and situation, with an internal structure in the rocks on which they occur: introduced by remarks on the alleged artificial origins of those cavities, Phil. Mag. VIII, 1830, 331—42.
66. *Breed, C. S.* and *Breed, W. J.* 1979. Dunes and other windforms of central Australia. In: F. El-Baz, and D. M. Warner, (eds) Apollo-Soyuz Test Project Summary Science Report V. USNASA Sp. 412.
67. *Bremer, H.* 1965. Ayers Rock. Zeit f. Geomorph., 9, 249—84.
68. *Bretz, J. H.* 1960. Bermuda: a partially drowned, late mature Pleistocene karst, Bull. Geol. Soc. Am. 71, 1729—54.
69. *Brewer, R.* 1950. Mineralogical examination of soils developed on the Prospect Hill intrusion, New South Wales, J. Proc. Roy. Soc. N. S. W. (for 1948), 82, 272—85.
70. *Brewer, R.* 1964. Fabric and Mineral Analysis of Soils. Wiley, New York.
71. *Brewer, R.* and *Sleeman, J. R.* 1960. Soil structure and fabric; their definition and description, J. Soil Sci., II, 172—85.
72. *Brichta, A., Paternoster, K., Scholl, W. U.* and *Turinsky, F.* 1980. Die Gruta do Salitre bei Diamantina, Minas Gerais, Brasilien, keine 'Einsturzloch' Zeit f. Geomorph., 24, 236—42.
73. *Bridges, E. M.* 1961. Aspect and time in soil formation, Agriculture, 68, 358—63.
74. *Brierley, C. A.* 1978. Bacterial leaching. CRC Critical Reviews in Microbiology, 6, 207—62.
75. *Broecker, W. A., Olsen, E. Z.,* and *Orr, P. C.* 1960. Radiocarbon measurements and annual rings in cave formations, Nature, 185, 93—4.
76. *Brooks, J. H.,* and *Wolff, K.* 1959. Government drilling — Golden Gate Area, Croydon. Queensland Govt. Mining J., 60, 263—371.
77. *Brown, C. B.* 1924. On some effects of wind and sun in the desert of Tumbes, Peru, Geol. Mag., 61, 337—9.
78. *Brown, G.* 1961. X-ray identification and crystal structures of clay minerals. Mineral. Soc. London.
79. *Brown, G.* and *Ollier, C. D.* 1956. Collophane from the chalk, Min. Mag. 31, 339—43.
80. *Browne, W. R.* 1928. On some aspects of differential erosion, J. Proc. Roy. Soc. N. S. W., 62, 273—88.
81. *Browne, W. R.* 1964. Grey billy and the age of topography in Monaco. N. S. W., Proc. Linn. Soc. N. S. W., 89, 322—5.
82. *Brunsdén, D.* 1964. The origin of the decomposed granite. In: I. G. Simons (ed.) Dartmoor Essays. Devonshire Association, Torquay.
83. *Brunsdén, D.* 1979. Weathering. In: C. Embleton, and J. Thornes, Process in Geomorphology, pp. 73—129. (Ch. 4). Arnold, London.
84. *Bryan, K.* 1922. Erosion and sedimentation in the Papago country, U. S. G. S. Bull., 730, 19—90.

85. *Bryan, K.* 1925. The Papago Country, Arizona, USGS Water Supply Paper, 499, 90—3.
86. *Buchanan, F.* 1807. A journey from Madras through the countries of Mysore, Canada and Malabar. Vol. 2, pp. 436—60. East India Co., London.
87. *Büdel, J.* 1951. Die Klimazonen des Eiszeitalters. Trans H. W. Wright. In: Intern. Geol. Rev., 1, 72.
88. *Büdel, J.* 1957. Die 'Doppelten Einebnungsfilächen' in den feuchten Tropen, Zeit f. Geomorph., 1, 201—28.
89. *Büdel, J.* 1963. Geomorphology based upon climatic causation, Geog. Rundschau, 15, 269—85.
90. *Büdel, J.* 1977. Klima-Geomorphologie, Borntraeger, Berlin.
91. *Büdel, J.* 1980. Climatic geomorphology, Zeit f. Geomorph. Supp. Bd. 36, 1—8.
92. *Bunting, B. T.* 1961. The role of seepage moisture in soil formation, slope development and stream initiation, Am. J. Sci., 259, 503—18.
93. *Bunting, B. T.* 1965. The geography of soil. Hutchinson, London.
94. *Butler, B. E.* 1959. Periodic phenomena in landscapes as a basis for soil studies. CSIRO Aust. Soil. Publ. No., 14.
95. *Butler, B. E.* 1967. Soil periodicity in relation to landform development in southeastern Australia. In: J. N. Jennings and J. A. Mabbutt (eds) Landform studies from Australia and New Guinea, (Ch. 2). A. N. U., Canberra.
96. *Butt, C. R. M.* and *Smith, R. E.* (eds) 1980. Conceptual models in exploration geochemistry—Australia, J. Geochem. Explor., 12, 1—365.
97. *Button, A.* 1979. Early Proterozoic weathering profile on the 2200-million-year-old Hekpoort basalt. Pretoria Group, South Africa: Preliminary results. University of Witwatersrand Econ. Geol. Res. Unit Information Circular 133.
98. *Button, A.* and *Tyler, N.* 1981. The character and economic significance of Precambrian palaeoweathering and erosion surfaces in southern Africa, Econ. Geol., 30, 676—99.
99. *Butuzova, O. V.* 1962. Role of the root system of trees in the formation of micro-relief, Soviet Soil Sci., 4, 364—72.
100. *Byrne, J.* and *Trenhaile, A. S.* 1977. Soil tongues in the Leamington Moraine, Ontario, Can. Geog., 21, 274—80.
101. *Cailleux, A.* 1960. From Tertiary warmth to Quaternary cold; percentage of quartz pebbles. Biul. Peryglac., 9, 41—6.
102. *Calkin, P.*, and *Cailleux, A.* 1962. A quantitative study of cavernous weathering (tafonis) and its application to glacial chronology in Victoria valley, Antarctica, Zeit f. Geomorph., 6, 317—24.
103. *Calvert, S. E.* 1974. In: K. J. Hsu and H. C. Jenkyns (eds) Deposition and diagenesis of silica in marine sediments. Special publication of the Int. Assoc. Sedimentologists, 1, 273—99.
104. *Carl, J. D.* and *Amstutz, G. C.* 1958. Threedimensional Leisegang rings by diffusion in a colloidal matrix, and their significance for the interpretation of geological phenomena, Bull. Geol. Soc. Am., 69, 1467—8.
105. *Carroll, D.* 1951. Mineralogy of laterites, Aust. J. Sci., 14, 41.
106. *Carroll, D.* 1953. Weatherability of zircon. J. Sed. Pet. 23, 106—16.
107. *Carter, G. F.* and *Pendleton, R. L.* 1956. The humid soil: process and time, Geog. Rev., 46, 488—507.
108. *Catt, J. A.* and *Weir, A. H.* 1981. Soils. In: L. R. M. Cocks, (ed.) The evolving earth, (Ch. 5), pp.63—85. Cambridge University Press, Cambridge.
109. *Cernohouz, J.*, and *Solc, I.* 1966. Use of sandstone wanes and weathered basaltic crust in absolute chronology, Nature, 213, 806—7.
110. *Chandler, R. J.* 1969. The effect of weathering on the shear strength properties of Keuper Marl, Géotechnique, 19, 321—34.
111. *Chapman, R. W.*, and *Greenfield, M. A.* 1949. Spheroidal weathering of igneous rocks, Am. J. Sci., 247, 407—29.
112. *Chapman, C. A.*, and *Rioux, R. L.* 1958. Statistical study of topography, sheeting, and jointing in granite, Acadia National Park, Maine, Am. J. Sci., 256, 111—27.
113. *Chenery, E. M.* 1951. Some aspects of the aluminium cycle, J. Soil Sci., 2, 97—109.

114. *Chenery, E. M.* 1960. Soils of Uganda. Uganda Dept. Agric. Mem. Res. Div. Ser., 1, No. 1.
115. *Chesworth, W.* 1973. The residual system of chemical weathering: a model for the chemical breakdown of silicate rocks at the surface of the earth, *J. Soil Soc.* 24, 69—81.
116. *Chesworth, W.* 1977. Weathering stages of the common igneous rocks, index minerals and mineral assemblages at the surface of the earth, *J. Soil Sci.*, 28, 490—7.
117. *Chételat, E. de.* 1947. La genèse et évolution des gisements de Nickel de la Nouvelle Calédonie, *Bull. Soc. Géol.*, 17, 105—60.
118. *Churchward, H. M.* 1963. Soil studies at Swan Hill, Victoria. IV. Ground-surface history and its expression in the array of soils, *Aust. J. Soil Res.*, 1, 242—55.
119. *Cigna, A. A., Cigna, L. and Vido, L.* 1963. Quelques considérations sur l'effet sel dans la solubilité des calcaires, *Ann. Spéléol.*, 18, 185—91.
120. *Claridge, G. G. C. and Campbell, I. B.* 1977. The salts in Antarctic soils, their distribution and relationship to soil processes, *Soil Science*, 123, 377—84.
121. *Clayton, R. W.* 1956. Linear depressions (Bergflutsniederungen) in savanna landscapes. *Geographical Studies*, 3, 102—26.
122. *Cleaves, E. T., Godfrey, A. E. and Bricker, O. P.* 1970. Geochemical balance of a small watershed and its geomorphic implications, *Bull. geol. Soc. Am.*, 81, 3015—32.
123. *Cloud, P. E.* 1965. Significance of the Gunflint (Precambrian) microflora, *Science*, 148, 27—35.
124. *Cloud, P. E.* 1982. The pre-biotic earth, the beginnings of life, and the evolution of biological complexity, *Search*, 13, 65—6.
125. *Coleman, J. M., Gagliano, S. M., and Smith, W. G.* 1966. Chemical and physical weathering on saline high tidal flats, northern Queensland, Australia, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 77, 205—6.
126. *Collini, B., and Wallner, O.* 1961. Ein Beispiel schneller Bausteinerzstörung in Uppsala, Schweden Uppsala Univ. Geol. Inst. B, 40, 211—19.
127. *Cooke, R. U.* 1981. Salt weathering in deserts, *Proc. Geol. Assoc.*, 92, 1—16.
128. *Cooke, R. U. and Smalley, T. J.* 1968. Salt weathering in deserts, *Nature*, 220, 1226—7.
129. *Cooper, A. W.* 1960. An example of the role of microclimate in soil genesis, *Soil Sci.*, 90, 109—20.
130. *Cooper, L. C.* 1973. Onions again, *Geotimes*, 18, 8.
131. *Corbel, J.* 1959. Erosion en terrains calcaires, *Ann. Geogr.*, 68, 97—120.
132. *Costa, J. E. and Baker, V. R.* 1981. Surficial geology. Wiley, New York.
133. *Costin, A. B., Hallsworth, E. G., and Woof, M.* 1962. Studies in pedogenesis in New South Wales. III. The alpine humus soils. *J. Soil Sci.*, 3, 190—218.
134. *Cotton, C. A.* 1942. Geomorphology. Whitcombe and Tombs, Christchurch, New Zealand.
135. *Cotton, C. A.* 1952a. Volcanoes as landscape forms. Whitcombe and Tombs, Christchurch, New Zealand.
136. *Cotton, C. A.* 1952b. The erosional grading of convex and concave slopes, *Geog. J.*, 118, 197—204.
137. *Cotton, C. A.* 1963. Levels of planation of marine beaches. *Zeit f. Geomorph.*, 7, 97—111.
138. *Cramer, L. W.* 1963. Pedestal rocks in the Laramie Range, Albany County. Wyoming Univ. Dept. Geol. Contr. Geol., 2, 55—7.
139. *Cressman, E. R.* 1962. Nondetrital siliceous sediments. In: M. Fleischer (ed.) Data of geochemistry (6th edn) U. S. geol. Surv. prof. Paper 440T, (Ch. T. 23), 1—22.
140. *Cunningham, F.* 1964. A detail of process on scarp edges of Millstone Grit, *East Midland Geog.*, 3, 322—6.
141. *Curl, R. L.* 1962. The aragonite-calcite problem, *Bull. Nat. spel. Soc.*, 24, 57—73.
142. *Currey, D. T.* 1968. Bellfield Dam, Victoria, Part I: Site geology, *Inst. Engrs Aust. Ann. Conf. Papers*, 1968, 33—6.

143. *Currey, D. T.* 1969. Weathering in joint troughs. *Rock Mech. Symp.*, 1969. Aust. Inst. Min. Met., Melbourne, Australia.
144. *Curtis, C. D.* 1976a. Stability of minerals in surface weathering reactions: a general thermo-chemical approach, *Earth Surface Processes*, 1, 63—70.
145. *Curtis, C. D.* 1976b. Chemistry of Rock Weathering Fundamental Reactions and Controls. In E. Derbyshire (ed.) *Geomorphology and Climate* (Ch. 2), pp. 25—57. Wiley, London.
146. *Czeppe, Z.* 1964. Exfoliation in a periglacial climate. *Geog. Polonica*, 2, 5—10.
147. *Dahl, R.* 1966. Block fields, weathering pits and torlike forms in the Narvik mountains, Nordland, Norway, *Geogr. Annaler*, 48, Ser. A, 2. Stockholm.
148. *Dale, T. N.* 1923. The commercial granites of New England, *U. S. Geol. Surv. Bull.* 738.
149. *Davidson, C. F.* 1964. Uniformitarianism and ore genesis, *Mining Mag.*, 109, 176—85, 244—53.
150. *Davis, S. N.* 1964. Silica in streams and groundwater, *Am. J. Sci.*, 262, 870—91.
151. *Davis, S. N.* 1966. Initiation of groundwater flow in jointed limestone. *Bull. Nat. Spel. Soc.*, 18, 111—18.
152. *Davis, W. M.* 1930. Origin of limestone caverns, *Bull. geol. Soc. Am.*, 41, 457—628.
153. *Davis, W. M.* 1938. Sheetfloods and streamfloods. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 49, 1337—416.
154. *Dearman, W. R.* and *Baynes, F. J.* 1979. Etch-pit weathering of feldspars, *Proc. Ussher Society*, 4, 390—401.
155. *Deike, G. H.* 1960. Origin and geologic relations of Breathing Cave, Virginia, *Bull. Nat. Spel. Soc.*, 22, 30—42.
156. *Delvigne, J.*, *Bisdom, E. B. A.*, *Sleeman, J.* and *Soops, G.* 1979. Olivines, their pseudomorphs and secondary products, *Pedologie*, 29, 247—309.
157. *Demek, J.* 1965. Slope development in granite areas in Bohemian massif (Czechoslovakia). *Zeit f. Geomorph. Suppl.*, 5, 82—106.
158. *De Swart, A. M.* 1964. Lateritization and landscape development in parts of equatorial Africa, *Zeit f. Geomorph.*, 8, 313—33.
159. *De Villiers, J. M.* 1965. Present soil-forming factors and processes in tropical and subtropical regions, *Soil Sci.*, 99, 50—7.
160. *Dijk, D. C. van.* 1959. Soil features in relation to erosional history in the vicinity of Canberra. *CSIRO Aust. Soil Publ. No.* 13.
161. *Dodge, I. A.* 1947. An example of exfoliation caused by chemical weathering, *J. Geol.*, 55, 38—42.
162. *Donn, W. L.*, *Donn, D. D.*, and *Valentine, W. G.* 1965. On the early history of the earth, *Bull. geol. Soc. Am.*, 76, 287—306.
163. *Dorf, E.* 1964. The use of fossil plants in palaeoclimatic interpretation. In: A. E. M. Nairn (ed.) *Problems of palaeoclimatology*, (Ch. 2) Interscience, New York.
164. *Dorn, R. I.* and *Oberlander, T. M.* 1981. Microbial origin of desert varnish, *Science*, 213, 1245—7.
165. *Dow, W. G.* 1946. The effect of salinity on the formation of mudcracks, *Compass*, 41, 162—6.
166. *Dreybrodt, W.* 1981. Mixing corrosion in $\text{CaCO}_3\text{—CO}_2\text{—H}_2\text{O}$ systems and its role in the karstification of limestone areas, *Chem. Geol.*, 32, 221—36.
167. *Duchaufour, P.* 1960. *Principles de pédologie*. Masson, Paris.
168. *Duncan, N.* 1969. *Engineering geology and rock mechanics*. Leonard Hill, London.
169. *Dunn, J. R.* and *Hudec, P. P.* 1966. Water, clay and rock soundness, *Ohio J. Sci.*, 66, 153—68.
170. *Dupuis, J.*, *Dutreuil, J. P.*, and *Jambi, P.* 1965. Historical rendzinas developed on the shell mounds of Saint-Michel-en l'Herm (Vendée). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 260, 940—3.
171. *Dury, G. H.* 1966. Aspects of the contents of geography in the fifth and sixth forms. University of Sydney.

172. *Dury, G. H.* 1968. An introduction to the geomorphology of Australia. In: *Dury, G. H. and Logan, M. I.* (eds) *Studies in Australian geography*. Heinemann, Melbourne, 1—36.
173. *Dury, G. H.* 1969. Rational descriptive classification of duricrust, *Earth Sci. J.* 3, 77—86.
174. *Dury, G. H. and Habermann, G. M.* 1980. Australian silcretes and northern-hemisphere correlatives. In: *Langford-Smith, 1980*, op. cit., pp. 223—60.
175. *Edelman, C. H.* 1931. Diagenetische Umwandlungserscheinungen an detritischen Pyroxenen und Amphibolen, *Fortschr. Min. Kryst. Pet.*, 16, 323—4.
176. *Ellis, J. H.* 1938. The soils of Manitoba. Manitoba Econ. Survey Board, Winnipeg.
177. *Ellis, S.* 1980. Physical and chemical characteristics of a podzolic soil formed in neoglacial till, Östindan, northern Norway, *Arctic and Alpine Research*, 12, 66—72.
178. *Emery, K. O.* 1941. Rate of surface retreat of sea cliffs based on dated inscriptions, *Science*, 93, 617—8.
179. *Emery, K. O.* 1944. Brush fires and rock exfoliation, *Am. J. Sci.*, 242, 506—8.
180. *Emery, K. O.* 1946. Marine solution basins, *J. Geol.*, 54, 209—28.
181. *Emery, K. O.* 1960. Weathering of the Great Pyramid, *J. Sed. Pet.*, 30, 140—3.
182. *Emmons, W. H.* 1940. *Principles of economic geology*. McGraw-Hill, New York.
183. *Engle, C. G. and Sharp, R. P.* 1958. Chemical data on desert varnish, *Bull. geol. Soc. Am.*, 69, 487—518.
184. *Enslin, J. F.* 1961. Secondary aquifers in South Africa and the scientific selection of boring sites in them. Inter-African Conference on Hydrology. CCTA Publ. No. 66, 379—89. Nairobi.
185. *Eswaran, H. and Wong, C. B.* 1978. A study of a deep weathering profile on granite in peninsular Malaysia, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 42, 154—8.
186. *Eswaran, H. and Stoops, G.* 1979. Surface textures of quartz in tropical soils, *Soil Sci. Soc. Am. J.* 43, 420—4.
187. *Eswaran, H., Wambeke, A. van and Beinroth, F. H.* 1979. A study of some highly weathered soils of Puerto Rico: micromorphological properties, *Pedologie*, 29, 139—62.
188. *Ettershank, G., Elkins, N. Z., Santos, P. F., Whitford, W. G. and Aldon, E. F.* 1978. The use of termites and other soil fauna to develop soils on trip mine spoils. U. S. Dept. Ag. Forest Service, Research Note, RM 361.
189. *Evans, I. S.* 1969. Salt crystallization and rock weathering. *Rev. Geomorph. Dyn.*, 19, 153—77.
190. *Everett, K. R.* 1966. In: *J. Wilimovsky and N. Wolfe* (eds), *Environment of the Cape Thompson region, Alaska*, pp. 175—220. United States Atomic Energy Commission (Div. Technical Information).
191. *Exley, C. S.* 1958. Magmatic differentiation and alteration in the St Austell granite, *Q. J. Geol. Soc. Lond.*, 114, 197—227.
192. *Eyles, V. A.* 1952. The composition and origin of the Antrim laterites and bauxites. *Mem. Geol. Surv. Northern Ireland*.
193. *Falconer, J. D.* 1911. *The geography and geology of northern Nigeria*. Macmillan, London.
194. *FAO*, 1968. Definition of soil units for the soil map of the world. *World Soil Resources Reports 33*. FAO, Rome.
195. *FAO*, 1970. Key to soil units for the soil map of the world. FAO, Rome.
196. *FAO*, 1974. *Soil map of the world 1 : 5 000 000*. (10 vols). Paris, UNESCO. (Vol. 1: Legend, contains the soil classification.)
197. *Farmin, R.* 1937. Hypogene exfoliation in rock masses, *J. Geol.*, 45, 625—35.
198. *Feder, G. L.* 1964. Cause of hatchured weathering patterns produced on dolomite, *J. Sed. Pet.*, 34, 197—8.
199. *Finch, L.* 1955. The durability of building stones of Victoria. Unpublished Ph. D. thesis. Melbourne University.

200. *Finkl, C. W.* 1979. Stripped (etched) landsurfaces in southern Western Australia. *Aust. Geogr. Studies*, 17, 35—52.
201. *Finkl, C. W.* 1980. Stratigraphic principles and practice as related to soil, *Catena*, 7, 169—94.
202. *Finlayson, B.* 1981. Underground streams on acid igneous rocks in Victoria. *Helictite*, 19, 5—14.
203. *Fischer, A. G.* 1969. Geological time-distance rates: the Bubnoff unit, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 80, 549—52.
204. *Fisher, N. H.* 1970. Rock weathering, anatexis and ore deposits, *Search*, 1, 111—19.
205. *Fitzpatrick, E. A.* 1963. Deeply weathered rock in Scotland, its occurrence, age and contribution to soils, *J. Soil Sci.*, 14, 33—43.
206. *Fitzpatrick, E. A.* 1971. *Pedology. A systematic approach to soil science.* Oliver and Boyd, Edinburgh.
207. *Fitzpatrick, E. A.* 1980. *Soils. Their formation, classification and distribution.* Longman, London.
208. *Folk, P. L. and Patton, E. B.* 1982. Buttressed expansion of granite and development of grus in central Texas, *Zeit f. Geomorph.*, 26, 17—32.
209. *Fox, C. S.* 1935. *Engineering geology.* Technical press, London.
210. *Freise, F. W.* 1931. Untersuchung von Mineralen auf Abnutzbarkeit bei Verfrachtung im Wasser. *Tschermaks Min. Petr. Mit.*, 41, 1—7.
211. *Freise, F. W.* 1938. Inselberge und Inselbergländschaften in Granit und Gneissgebieten Brasiliens, *Zeit f. Geomorph.*, 10, 137—68.
212. *Friedman, I. and Trembour, F. W.* 1978. Obsidian: the dating stone, *Am. Scientist*, 66, 44—51.
213. *Gage, M.* 1966. Franz Josef Glacier, *Ice*, 20, 26—27.
214. *Garrels, R. M.* 1960. *Mineral equilibria.* Harper and Row, New York.
215. *Garrels, R. M. and Christ, C. L.* 1965. *Solutions, minerals and equilibria.* Harper and Row, New York.
216. *Garrels, R. M., Mackenzie, F. T. and Hunt, C.* 1975. *Chemical cycles and the global environment.* Kaufmann, Los Altos.
217. *Gay, A. L. and Grandstaff, D. E.* 1980. Chemistry and mineralogy of Precambrian paleosols at Elliot Lake, Ontario, Canada, *Precambrian Res.* 12, 349—73.
218. *Geiger, R.* 1965. *The climate near the ground.* Harvard University Press, Cambridge, Mass.
219. *Geikie, A.* 1880. Rockweathering, as illustrated in Edinburgh churchyards, *Proc. Roy. Soc. Edin.*, 10, 518—32.
220. *Genser, H. and Mahl, J.* 1977. Einsturzlocher in silikatischen Gesteinen Venezuelas und Brasiliens, *Zeit f. Geomorph.*, 21, 431—44.
221. *Gèze, B.* 1965. *La spéléologie scientifique.* Editions du Seuil, Paris.
222. *Gilbert, G. K.* 1904. Domes and dome structure of the High Sierra, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 15, 29—36.
223. *Gilkes, R. J. and Suddhiprakarn, A.* (1979) Biotite alteration in deeply weathered granite, *Clays and Clay Minerals*, 27, 349—60.
224. *Gilkes, R. J., Suddhiprakarn, A. and Armitage, T. M.* 1980. Scanning electron microscope morphology of deeply weathered granite, *Clays and Clay Minerals*, 28, 29—34.
225. *Glaessner, M. F.* 1966. Precambrian palaeontology. *Earth Sc. Reviews*, 1, 29—50.
226. *Glazovskaya, M. A.* 1950. The weathering of mountain rock in the snow zone of central Tyan-Shan, *Trudy. Pchv. Inst. Dokuchaeva.*, 34, 28—48.
227. *Goldich, S. S.* 1938. A study in rock weathering, *J. Geol.*, 46, 17—58.
228. *Goodchild, J. G.* 1890. Notes on some observed rates of weathering of limestone, *Geol. Mag.*, 27, 463—6.
229. *Goudie, A.* 1973. *Duricrusts in tropical and subtropical landscapes.* Clarendon Press, Oxford.
230. *Goudie, A., Cooke, R. U. and Evans, I. S.* 1970. Experimental investigation of rock weathering by salts, *Area*, 42—8.
231. *Grant, W. H.* 1969. Abrasion pH, an index of chemical weathering, *Clays and Clay Minerals*, 17, 151—5.

232. *Gravenor, C. P.* 1954. Mineralogical and size analysis of weathering zones on Illinoian till in Indiana, *Am. J. Sci.*, 252, 259—71.
233. *Gray, W. M.* 1965. Surface spalling by thermal stresses in rocks. *Proc. Rock Mechanics Symposium, Toronto*, 85—106. Dept. Mines and Tech. Surveys, Ottawa.
234. *Green, K. D., and Maver, J. L.* 1959. The Tarago river aqueduct, *J. Inst. Engs. Australia*, 31, 1—19.
235. *Greenland, D. J. and Hayes, M. H. G.* 1981. *The chemistry of soil processes*. Wiley, New York.
236. *Griggs, D. T.* 1936. The factor of fatigue in rock exfoliation, *J. Geol.*, 44, 781—96.
237. *Grim, R. E.* 1968. *Clay mineralogy*. McGraw-Hill, New York.
238. *Groom, G. E., and Williams, H.* 1965. The solution of limestone in South Wales, *Geog. J.*, 131, 37—41.
239. *Grote, W., Butierrez, N., Lim, C., Low, K., Madgwick, J., Peddie, F. and Rajoka, M. I.* 1981. The effect of interrupted irrigation on copper release and bacterial activity during leaching of chalcopyrite ore, *Proc. Austr. Inst. Min. Metal.*, 278, 39—42.
240. *Guilcher, A.* 1958. Coastal and submarine morphology (Trans. B. W. Sparks and R. H. W. Kneese). Methuen, London.
241. *Gunn, R. H. and Richardson, D. P.* 1979. The nature and possible origins of soluble salts in deeply weathered landscapes of eastern Australia. *Aust. J. Soil Res.*, 17, 197—215.
242. *Hack, J. T.* 1966. Circular patterns and exfoliation in crystalline terrane, Grandfather Mountain area, North Carolina, *Bull. geol. Soc. Am.*, 77, 975—86.
243. *Hadley, R. F.* 1965. Erosion rates and process, *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper* 525—A, 177.
244. *Hallam, A. and Selwood, B. W.* 1968. Origin of fuller's earth in the Mesozoic of southern England. *Nature*, 220, 1193—5.
245. *Hallsworth, E. G., and Crawford, D. V.* 1965. *Experimental pedology*. Butterworth, London.
246. *Handley, J. R. F.* 1952. The geomorphology of the Nzega area of Tanganyika with special reference to the formation of granite tors, *Cong. Geol. Int. Algiers C. R.*, 21, 201—10.
247. *Hanes, J.* 1981. Mining induced cleavage, cleats and instantaneous outbursts in the Gemini Seam at Leichhardt Colliery, Blackwater, Queensland, *Proc. Austr. Inst. Min. Metall.*, 277, 17—26.
248. *Harder, E. S.* 1949. Stratigraphy and origin of bauxite deposits, *Bull. geol. Soc. Am.*, 60, 887—908.
249. *Harland, W. B.* 1957. Exfoliation joints and ice action, *J. Glaciol.*, 3, 8—12.
250. *Harms, J. E., and Morgan, B. D.* 1964. Pisolithic limonite deposits in northwest Australia, *Proc. Aust. Inst. Min. Metal.*, 212, 91—124.
251. *Harpum, J. R.* 1963. Evolution of granite scenery in Tanganyika, *Rec. Geol. Surv. Tanganyika*, 10, 39—46.
252. *Harrison, J. B.* 1934. The katamorphism of igneous rocks under humid tropical conditions. *Imp. Bur. Soil Sci., Harpenden*.
253. *Harrison, V. F., Gow, W. A., and Ivarson, K. C.* 1966. Leaching of uranium from Eliot Lake ore in the presence of bacteria, *Can. Min. J.*, 87, 64—7.
254. *Harrison, R. S., and Steiner, R. P.* 1978. Subaerial crusts, caliche profiles, and breccia horizons: comparisons of some Holocene and Mississippian exposure surfaces, Barbados and Kentucky, *Bull. geol. Soc. Am.*, 89, 385—96.
255. *Hay, R. L.* 1960. Rate of clay formation and mineral alteration in a 40 000-year-old volcanic ash soil on St Vincent, *BWI. Am. J. Sci.*, 258, 354, 68.
256. *Hay, R. L.* 1963. Zeolite weathering in Olduvai Gorge, Tanganyika, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 74, 1281—6.
257. *Hays, J.* 1967. Land surfaces and laterites in the north of the Northern Territory. In: J. N. Jennings and J. A. Mabbutt (eds) *Landform studies from Australia and New Guinea*, (Ch. 9). ANU, Canberra.
258. *Haywood, B. H. J.* 1961. Studies in frost-heave cycles at Schefferville, *McGill Sub-Arctic Res.*, No. 11, 6—10.

259. *Heald, M. T., Hollingsworth, T. J. and Smith, R. M.* 1979. Alteration of sandstone as revealed by spheroidal weathering, *J. Sed. Pet.*, 49, 901—9.
260. *Hey, R. W.* 1963. Pleistocene screes in Cyrenaica (Libya), *Eiszeitalter und Gegenwart*, 14, 77—84.
261. *Hilger, A.* 1897. Über Verwitterungsvorgänge bei Krystallinischen und Sedimentärgesteinen. *Landw. Fahrh.*, 8, 1—11.
262. *Hills, E. S.* 1949. Shore platforms, *Geol. Mag.*, 86, 137—52.
263. *Hills, E. S.* 1963. *Outlines of structural geology.* Methuen, London.
264. *Hills, E. S.* 1967. *The physiography of Victoria.* Whitcombe and Tombs, Melbourne.
265. *Hills, E. S.* 1970. Fitting, fretting and imprisoned boulders, *Nature*, 226, 345—7.
266. *Hills, E. S.* 1971. A study of cliffy coastal profiles based on examples in Victoria, Australia, *Zeit f. Geomorph.*, 15, 137—80.
267. *Hills, E. S.* 1972. Shore platforms and wave ramps, *Geol. Mag.*, 109, 81—8.
268. *Hilton, T. E.* 1963. The geomorphology of northeastern Ghana, *Zeit f. Geomorph.*, 7, 308—25.
269. *Hirschwald, J.* 1908. *Die Prüfung der Natürlichen Bausteine auf ihre Wetterbeständigkeit.* Berlin.
270. *Hissink, D. J.* 1938. The reclamation of the Dutch saline soils and their further weathering under humid climatic conditions of Holland, *Soil Sci.*, 45, 83—94.
271. *Hjulström, F.* 1935. Studies of the morphological activities of rivers as illustrated by the River Fyris, *Uppsala Univ. Geol. Inst. Bull.*, 25, 21—527.
272. *Hodgkin, E. P.* 1964. Rate of erosion of intertidal limestone, *Zeit f. Geomorph.*, 8, 385—92.
273. *Holland, H. D., Kirsupu, T. V., Huebner, J. S. H. and Oxburgh, U. M.* 1964. On some aspects of the chemical evolution of cave water, *J. Geol.*, 72, 36—67.
274. *Holmes, A.* 1923. *Petrographic methods.* Murby, London.
275. *Holmes, A.* 1947. The construction of a geological time-scale, *Trans. geol. Soc. Glasgow*, 21, 117—52.
276. *Holmes, A.* 1965. *Principles of physical geology.* Nelson, London.
277. *Hooke, R. Le B., Houg-Yi Chang and Weiblen, P. W.* 1969. Desert varnish: an electron probe study, *J. Geol.* 77, 275—88.
278. *Hovermann, J.* 1949. *Morphologische Untersuchungen im Mittelharz, Göttingen Geogr. Abh.* 2.
279. *Hubert, J. F.* 1977. Paleosol caliche in the New Haven Arkose, Connecticut: record of semiaridity in Late Triassic-Early Jurassic time, *Geology*, 5, 302—4.
280. *Huddleston, J. H. and Riecken, F. F.* 1973. Local soil-landscape relationships in western Iowa. I: Distribution of selected chemical and physical properties. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 37, 264—70.
281. *Hudson, J. D.* 1964. Sedimentation rates in relation to the Phanerozoic time-scale. *Quart. J. Geol. Soc. Lond.*, 120s, 37—42.
282. *Hume, W. F.* 1925. *Geology of Egypt (Vol. I).* Govt Press, Cairo.
283. *Hunt, C. B.* 1961. Stratigraphy of desert varnish, *U. S. Geol. Surv., Prof. Paper* 424-B, 195—6.
284. *Hurst, V. J.* 1977. Visual estimation of iron in saprolite, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 88, 174—6.
285. *Hussey, K. M., and Tator, B. A.* 1950. Sandstone spindles, *Am. J. Sci.*, 248, 734—40.
286. *Hutcheson, T. B., and Bailey, H. H.* 1965. Effect of underlying residua on chemical and mineralogical properties of soils developed in a uniform loess overlay, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 29, 427—32.
287. *Hutchison, R.* 1981. The origin of the earth. Ch. 1, pp. 5—16 in *Cocks, L. R. M.* 1981. *The Evolving Earth.* Cambridge University Press.
288. *Hutton, J. T.* 1974. Chemical characterization and weathering changes in Holocene volcanic ash in soils near Mt Gambier, South Australia, *Trans R. Soc. S. Aust.*, 98, 179—84.

289. *Idnurm, M., Dijk, D. C. van and Senior, B. R.* 1980. Chemical weathering in SE Queensland and the Tertiary climatic decline. In: E. M. Truswell and R. S. Abell (eds) *The Cainozoic evolution of continental southeast Australia*. Bur. Miner. Resour. Geol. Geophys. Rec. 1980/67, 43.
290. *Idnurm, M., and Senior, B. R.* 1978. Palaeomagnetic ages of late Cretaceous and Tertiary weathered profiles in the Eromanga Basin, Queensland, Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 24, 263—77.
291. *Imbrie, J. and Imbrie, K. P.* 1979. *Ice Ages*. Macmillan, London.
292. *Irani, R. S., and Clayton, F. C.* 1963. Particle size: measurement, interpretation and application. Wiley, New York.
293. *Irjan, T. Y. and Dearman, W. R.* 1978. The engineering petrography of a weathered granite in Cornwall, England, Quart. J. Eng. Geol., 11, 233—44.
294. *Iroving, E.* 1958. Rock magnetism: a new approach to the problems of polar wandering and continental drift. In: *Continental Drift*. University of Tasmania, Hobart.
295. *Jacks, G. V.* 1953. Organic weathering, *Soils and Fertilizers*, 16, 165.
296. *Jackson, M. L., Tyler, S. A., Willis, A. L., Bourbeau, G. N. and Pennington, R. P.* 1948. Weathering sequence of clay size minerals in soils and sediments, *J. Phys. Coll. Chem.*, 52, 1237—60.
297. *Jadna, R. J.* 1971. An evaluation of procedures used in computing chemical denudation rates, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 82, 67—80.
298. *Jaeger, J. C.* 1962. *Elasticity, fracture and flow*. Methuen, London.
299. *Jahns, R. H.* 1943. Sheet structure in granites: its origin and use as a measure of glacial erosion in New England, *J. Geol.*, 51, 71—93.
300. *Jennings, J. N.* 1964. Geomorphology of Punchbowl and signature caves, Wee Jasper, New South Wales, *Helicitite*, 2, 57—71.
301. *Jennings, J. N. and Birk, M. J.* 1962. Karst morphology in Australian New Guinea, *Nature*, 194, 1036—8.
302. *Jennings, J. N. and Twidale, C. R.* 1971. Origin and implications of the A—tent, a minor granite landform, *Aust. Geog. Studies*, 9, 41—53.
303. *Jenny, H.* 1941. *Factors of soil formation*. McGraw-Hill, New York.
304. *Jensen, M. L. and Bateman, A. M.* 1979. *Economic mineral deposits*. Wiley, New York.
305. *Jocelyn, J.* 1972. Stress pattern and spheroidal weathering, *Nature Phys. Sci.*, 240, 39—40.
306. *Johnson, A. M.* 1970. *Physical processes in geology*. Freeman, Cooper and Co., San Francisco.
307. *Johnson, A. R. M.* 1974. Cavernous weathering at Berowra, NSW Aust. *Geographer*, 12, 531—5.
308. *Johnson, N. M., Reynolds, R. C. and Likens, G. E.* 1972. Atmospheric sulphur: its effect on the chemical weathering of New England, *Science*, 177, 514—16.
309. *Johnson, R. J.* 1927. Polygonal weathering in igneous and sedimentary rocks, *Am. J. Sci.*, 13, 440—4.
310. *Joly, J.* 1901. Experiences sur la denudation par dissolution dans l'eau douce et dans l'eau de mer, VIII Congr. Geol. Intern., 2, 774—84.
311. *Jones, R. J.* 1965. Aspects of the biological weathering of limestone pavement, *Proc. Geol. Assn.*, 76, 421—34.
312. *Judd, J. W.* 1886. Report on a series of specimens of the deposits of the Nile delta, *Proc. Roy. Soc.*, 213—27.
313. *Jutson, J. T.* 1934. The physiography of Western Australia, *Geol. Surv. W. Aust. Bull.* 95.
314. *Kaye, C. A.* 1957. The effects of solvent motion on limestone solutions, *J. Geol.*, 65, 34—47.
315. *Kaye, C. A.* 1959. Shoreline features and Quaternary shoreline changes, Puerto Rico, *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper* 317—B, 49—140.
316. *Keller, W. D.* 1957. *The principles of chemical weathering*. Lucas, Columbia, Missouri.
317. *Keller, W. D.* 1978. Kaolinization of feldspar as displayed in scanning electron micrographs. *Geology*, 6, 184—8.

318. *Keller, W. D.* 1982. Kaolin—A most diverse rock in genesis, texture, physical properties and uses, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 943, 27—36.
319. *Kelly, D. P., Norris, P. R. and Brierley, C. A.* 1979. Microbiological methods for the extraction and recovery of metals. In: A. T. Bull, D. C. Ellwood and D. Ratledge (eds) *Microbial technology: current state, future prospects*, pp. 263—308. Society for General Microbiology, New York.
320. *Kennard, M. F., Knill, J. L. and Vaughan, P. R.* 1967. The geotechnical properties and behaviour of Carboniferous shale at the Balderhead dam, *J. Engng. Geol.*, 1, 3—24.
321. *Kiersch, G. A.*, 1964. Vaiont reservoir disaster, *Civil Engineering*, 34, 32—9.
322. *Kieslinger, A.* 1932. *Zerstörungen an Steinbauten*, pp. 346ff. Deuticke, Wien.
323. *Kieslinger, A.* 1967. Residual Stress. *Proc. Congr. Int. Soc. Rock. Mech.*, 1st, 354—7.
324. *King, C. A. M.* 1966. *Techniques in geomorphology*. Arnold, London.
325. *King, L. C.* 1948. A theory of bornhardts, *Geog., J.*, 112, 83—6.
326. *King, L. C.* 1957. The uniformitarian nature of hillslopes, *Trans. Edin. Geol. Soc.*, 17, 81—102.
327. *King, L. C.* 1962. *The morphology of the earth*. Oliver and Boyd, Edinburgh.
328. *Kittleman, L. R.* 1964. Application of Rosin's distribution in size-frequency analysis of clastic rocks, *J. Sed. Pet.*, 34, 483—502.
329. *Klinge, H.* 1965. Podzol soils in the Amazon basin, *J. Soil Sci.*, 16, 95—103.
330. *Konta, J.* 1969. Comparison of the proofs of hydrothermal and supergene kaolinization in two areas of Europe, *Proc. Int. Clay Conf. Tokyo*, 1, 281—90.
331. *Krauskopf, K. B.* 1967. *Introduction to geochemistry*. McGraw-Hill.
332. *Krumbein, W. E.* (ed.) 1978. *Environmental biogeochemistry and geomicrobiology*. (Vol. 2): The terrestrial environment. *Proc. of an international symposium*. Ann Arbor Science, distributed by John Wiley.
333. *Kubierna, W. L.* 1953. *The soils of Europe*. Murby, London.
334. *Kuenen, P. H.* 1960. Experimental abrasion 4: aeolian action, *J. Geol.*, 68, 427—49.
335. *Kukla, G. J.* 1975. Loess stratigraphy of central Europe. In: K. Butzer and G. L. Isaac (eds) *After the Australopithecines*, pp. 99—188. Mouton, The Hague.
336. *Kukla, G. J.* 1977. Pleistocene land-sea correlations. *Earth-Sci. Rev.*, 13, 307—47.
337. *Kuznetsov, S. I., Ivanov, M. V., and Lyalikova, N. N.* 1963. *Introduction to geological microbiology*. McGraw-Hill, New York.
338. *Labasse, H.* 1965. Ground stress in longwall and room-and-pillar mining. *Proc. Rock Mechanics Symposium*, Toronto, pp. 47—64. Dept. Mines and Tech. Surveys, Ottawa.
339. *Lafon, G. M. and Mackenzie, F. T.* 1974. Early evolution of the oceans. A weathering model. In: W. W. Hay (ed.) *Studies in paleo-oceanography*, pp. 205—18. Society Econ. Palaeo. Tulsa.
340. *Lakin, H. W., Curtin, G. C. and Hubert, A. E.* 1974. Geochemistry of gold in the weathering cycle, *U. S. Geol. Surv. Bull.*, 1330.
341. *Lamplugh, G. W.* 1902. Calcrete, *Geol. Mag.*, 9, 575.
342. *Lancho, J. G., Camazano, M. S., Alonso, J. S. and Sanchez, Y. A. G.* 1976. Influencia de la materia organica en la genesis de gibsita y caolinita en suelos graniticos del centra-oeste de España, *Clay Minerals*, 11, 241—50.
343. *Langford-Smith, T.* 1980. (ed.) *Silcrete in Australia*. Department of Geography, University of New England (Armidale, Australia), pp. 304.
344. *Langford-Smith, T., Dury, G. H., and McDougall, I.* 1966. Dating in duricrust in southern Queensland, *Aust. J. Sci.*, 29, 79—80.
345. *Larsen, E. S.* 1948. Batholith and associated rocks of Corona, Elsinore and San Luis Rey quadrangles, Southern California, *Geol. Soc. Am. Mem.*, 29, 114—19.

346. *Leeper, G. W.* 1964. Introduction to soil science. Melbourne University Press, Melbourne.
347. *Legrand, H. E.* 1952. Solution depressions in diorite in North Carolina, *Am. J. Sci.*, 250, 566—85.
348. *Lehmann, O.* 1933. Morphologische Theorie der Verwitterung von Stein-schlagwänden. *Viertelj. schr. Natf. Ges. Zürich*, 78, 83—126.
349. *Leneuf, N.* and *Aubert, G.* 1960. Attempt to measure the rate of ferrallitization, *Trans 7th Int. Cong. Soil Science*, 4, 225—8.
350. *Leonard, R. J.* 1929. Polygonal cracking in granite, *Am. J. Sci.*, 227, 487—92.
351. *Leopold, L. B., Wolman, M. G., and Miller, J. P.* 1964. Fluvial processes in geomorphology. Freeman, San Francisco.
352. *Lewis, C. C., and Ensminger, W. S.* 1948. Relationship of plant development to the capacity to utilize potassium in orthoclase feldspar, *Soil Sci.*, 65, 495—500.
353. *Lewis, W. V.* 1954. Pressure release and glacial erosion, *J. Glaciol.* 2, 417—22.
354. *Lindgren, W.*, 1933. Mineral deposits. McGraw-Hill, New York.
355. *Linton, D. L.* 1955. The problem of tors, *Geog. J.*, 121, 470—86.
356. *Livingstone, D. A.* 1963. Chemical composition of rivers and lakes, *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper* 440—G.
357. *Loughnan, F. C.* 1962. Some considerations in the weathering of the silicate minerals, *J. Sed. Pet.*, 32, 284—90.
358. *Loughnan, F. C., Grim, R. E. and Vernet, J.* 1962. Weathering of some Triassic shales in the Sydney area, *J. Geol. Soc. Aust.*, 8, 245—57.
359. *Loughnan, F. C.* 1971. Chemical weathering of the silicate minerals. Elsevier, Amsterdam.
360. *Lumb, P.* 1962. The properties of decomposed granite, *Géotechnique*, 12, 226—43.
361. *Mabbutt, J. A.* 1952. A study of granite relief from southwest Africa, *Geol. Mag.*, 89, 87—96.
362. *Mabbutt, J. A.* 1961a. A stripped landsurface in Western Australia, *Trans. Inst. Brit. Geogr.*, 29, 101—14.
363. *Mabbutt, J. A.* 1961b. 'Basal surface' or 'weathering front', *Proc. Geol. Assn.*, 72, 357—8.
364. *Mabbutt, J. A.* 1966. Mantle-controlled planation of pediments, *Am. J. Sci.*, 264, 78—91.
365. *Mackenzie, F. T., and Garrels, R. M.* 1966. Chemical mass balance between rivers and oceans, *Am. J. Sci.*, 264, 507—25.
366. *Mackie, W.* 1899. The feldspars present in sedimentary rocks as indicators of the conditions of contemporaneous climates, *Trans Edin. geol. Soc.* 7, 443—68.
367. *Mackney, D.* 1961. A podzol development sequence in oakwoods and heath in central England, *J. Soil Sci.*, 12, 13—40.
368. *Macleod, D. A.* 1980. The origin of the red Mediterranean soils in Epirus, Greece, *J. Soil Sci.*, 31, 125—36.
369. *Maignien, R.* 1959. Soil cuirasses in tropical West Africa, *Sols Afr.*, 4, 4—41.
370. *Maignien, R.* 1966. Review of research on laterites. UNESCO, Paris.
371. *Mallet, R.* 1875. On the production of the prismatic structure of basalt, *Phil. Mag.*, 50, 201—26.
372. *Marbut, C.* 1928. A scheme for soil classification, *Proc. 1st. Int. Cong. Soil Sci.*, 4, 1—31.
373. *Marshall, C. E.* 1964. The physical chemistry and mineralogy of soils. Vol. 1: Soil materials. Wiley, New York.
374. *Mason, B.* 1966. Principles of geochemistry (3rd edn). Wiley, New York.
375. *Mats, V. D.* 1971. Precambrian weathered crust of the Siberian and Russian platforms, *Doklady Akad. Nauk SSR*, 200, 682—5.
376. *Matthes, F. E.* 1930. Geological history of the Yosemite valley, *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 160.

377. *Matsumoto, S.* 1964. Landforms of accumulated boulders in the Abukuma and Kitikami mountainlands, Science Reports, Tohoku Univ. 7 Ser. (Geog.), 13, 101—14.
378. *McCraw, J. D.* 1965. Landscapes of central Otago, N. Z. Geog. Soc. Misc. Ser. No. 5, 30—45.
379. *McFarlane, M. J.* 1976. Laterite and landscape. Academic Press, London.
380. *McGreevy, J. P.* 1981. Some perspectives on frost shattering, Porg. in Phys. Geogr., 5, 56—75.
381. *McGregor, D. R., Pendery, E. C. and McGregor, D. L.* et al. 1963. Solution caves in gypsum, north central Texas. J. Geol., 71, 108—15.
382. *Melton, M. A.* 1965. Debris-covered hillslopes of the southern Arizona desert—consideration of their stability and sediment contribution, J. Geol., 73, 715—29.
383. *Merrill, G. P.* 1900. Sandstone desintegration through the formation of interstitial gypsum, Science, 11, 850—1.
384. *Merwe, van der, C. R., and Weber, H. W.* 1963. The clay minerals of South African soils developed from granite under different climatic conditions, S. Afr. J. Agric. Sci., 6, 411—54.
385. *Middleton, G. V.* 1965. Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation. Soc. Econ. Pal. Mineral. Special Publ. No. 12.
386. *Millar, C. E., Turk, L. M., and Foth, H. D.* 1966. Fundamentals of soil Science. Wiley, New York.
387. *Millot, G.* 1970. Geology of clays. Chapman and Hall, London.
388. *Milne, G. M.* 1935. Some suggested units of classifications and mapping particularly for east African soils, Soil Res., 4, 183—98.
389. *Milner, H. B.* 1962. Sedimentary petrography. Allen and Unwin, London.
390. *Mitchell, B. A.* 1959. The ecology of tin mine spoil heaps, Malay Forester, 22, 111—32.
391. *Mohr, E. C., and Baren, van F. A.* 1954. Tropical soils. Interscience, New York.
392. *Monroe, W. H.* 1970. A glossary of karst terminology. U. S. Geol. Surv. Water-Supply Paper 1899—K.
393. *Moore, G. W.* 1960. Geology of Carlsbad Caverns, New Mexico. Guide book to Carlsbad Caverns National Park. Nat. Spel. Soc. Guide Book Series, No. 1.
394. *Moore, G. W., and Nicholas, G.* 1964. Speleology: the study of caves. D. C. Heath, Boston.
395. *Moss, A. J.* 1966. Origin, shaping and significance of quartz sand grains, J. Geol. Soc. Aust., 13, 97—136.
396. *Moss, A. J.* 1972. Initial fluvialite fragmentation of granitic quartz. J. Sed. Pet., 42, 905—16.
397. *Moss, R. P.* 1965. Slope development and soil morphology in a part of south-west Nigeria, J. Soil Sci., 16, 192—209.
398. *Mulcahy, M. J.* 1967. Landscapes, laterites and soils in southwestern Australia. In: J. N. Jennings and J. A. Mabbutt (eds) Landform studies from Australia and New Guinea (Ch. 10). ANU Caberra.
399. *Mulcahy, M. J., and Hingston, F. J.* 1961. The development and distribution of the soils of the York-Quairading area, Western Australia, in relation to landscape evolution. CSIRO Soil Publ. 17.
400. *Muller, S. W.* 1945. Permafrost or permanently frozen ground and related engineering problems. Spec. Rept. Strategic Engineering Study 62, Office of Chief of Engineers, US Army.
401. *Mustoe, G. E.* 1982. The origin of honeycomb weathering, Bull. Geol. Soc. Am., 93, 108—15.
402. *Nahon, D., Janot, C., Karpoff, A. M., Paquet, H. and Tardy, Y.* 1977. Mineralogy, petrography and structures of iron crusts (ferricretes) developed on sandstones in the western part of Senegal, Geoderma, 19, 263—78.
403. *Nahon, D. and Lappartient, J. R.* 1977. Time factor and geochemistry in iron crusts genesis, Catena, 4, 249—54.
404. *Nahon, D. and Millot, G.* 1977. Géochemie de la surface et formes du relief, Sciences Géol. Bull., 30, 275—82.

405. Nahon, D. and Trompette, R. 1982. Origin of siltstones: glacial grinning versus weathering. *Sedimentology*, 29, 25—35.
406. Nansen, F. 1922. The strandflat and isostasy. *Skrifter utgit av Videnskapselskapet Kritisiania*, 1, Math. Naturvidensk., 28—32.
407. Neiheisel, J. 1963. Heavy mineral investigation of Recent and Pleistocene sands of lower coastal plain of Georgia. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 73, 365—74.
408. Nepper-Christensen, P. 1965. Shrinkage and swelling of rocks due to moisture movement. *Medd. Dansk Geol. Forening*, 15, 548—55.
409. Neumann, A. C. 1966. Observations on coastal erosion in Bermuda and measurements of the boring rate of the sponge *Cliona lampa*. *Limnology and Oceanography*, 11, 92—108.
410. Ng, S. K. and Bloomfield, C. 1961. The solution of some minor element oxides by decomposing plant material. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 24, 206—25.
411. Nikiforoff, C. C. 1942. Fundamental formula of soil formation. *Am. J. Sci.*, 240, 847—66.
412. Nikitin, K. K. 1965. Principles of mapping ore deposits in the weathering crust on ultrabasic rocks. The weathering crust on serpentine massifs. In: *The Weathering Crust*, Book 9. U. S. S. R. Academy of Science, Moscow.
413. Nishioka, S., and Harada, T. 1958. Elongation of stones due to absorption of water. *Japan Cement Engineering Association. Review of 12th meeting.* Tokyo.
414. Nockolds, S. R., Knox, R. W. O'B. and Chinner, G. A. 1978. *Petrology for students.* Cambridge University Press, Cambridge.
415. Northcote, K. H. 1971. A factual key for the recognition of Australian soils (3rd edn). Rellim. Glenside.
416. Norton, E. A., and Smith, R. S. 1930. The influence of topography on soil profile character. *J. Am. Soc. Agron.*, 22, 251—62.
417. Oen, I. S. 1965. Sheeting and exfoliation in the granites of Sermersooq, South Greenland. *Medd. om Gron.*, Bd. 179. No. 6, 1—40.
418. Ogelman, Y. G. and Kapur, S. 1982. Thermoluminescence reveals weathering stages in basaltic rocks. *Nature*, 296, 321—2.
419. Ollier, C. D. 1959. A two cycle theory of tropical pedology. *J. Soil. Sci.*, 10, 137—48.
420. Ollier, C. D. 1960. The inselbergs of Uganda. *Zeit f. Geomorph.*, 4, 43—52.
421. Ollier, C. D. 1963. Insolation weathering: examples from Central Australia. *Am. J. Sci.*, 261, 376—87.
422. Ollier, C. D. 1965. Some features of granite weathering in Australia. *Zeit f. Geomorph.*, 9, 285—304.
423. Ollier, C. D. 1966. Desert gilgai. *Nature*, 212, 581—3.
424. Ollier, C. D. 1967. Spheroidal weathering, exfoliation and constant volume alteration. *Zeit f. Geomorph.*, 11, 103—8.
425. Ollier, C. D. 1971. Causes of spheroidal weathering. *Earth Sic. Rev.*, 7, 127—41.
426. Ollier, C. D. 1975. Coral island geomorphology—the Trobriand Islands. *Zeit f. Geomorph.*, 19, 164—90.
427. Ollier, C. D. 1976. Catenas in different climates. In: E. Derbyshire (ed.) *Geomorphology and climate*, (Ch. 5), 137—69. Wiley, London.
428. Ollier, C. D. 1978a. Induced fracture and granite landforms. *Zeit f. Geomorph.*, 22, 249—57.
429. Ollier, C. D. 1978b. Inselbergs of the Namib desert: processes and history. *Zeit f. Geomorph.*, N. F. Suppl. Bd. 31, 161—76.
430. Ollier, C. D. 1980. Silcrete and weathering. In: Langford—Smith 1980 (op cit.), 13—18.
431. Ollier, C. D. 1981. *Tectonics and landforms.* Longman, London.
432. Ollier, C. D. 1982. Weathering indices. In: C. Finkl (ed.) *Encyclopedia of Soil Science*, Vol. 2. Hutchinson Ross, Stroudsburg.
433. Ollier, C. D. and Ash, J. E. 1983. Fire and rock breakdown. *Zeit f. Geomorph.*, 27, 363—74, (in press).
434. Ollier, C. D., and Harrop, J. F. 1958. The caves of Mount Elgon, Uganda J., 22, 158—63.

435. *Ollier, C. D., and Harrop, J. F.* 1964. The caves of Mont Hoyo, Eastern Congo Republic, *Bull. Nat. Spel. Soc.*, 25, 73—8.
436. *Ollier, C. D. and Pain, C. F.* 1981. Active gneiss domes in Papua New Guinea. *Zeit f. Geomorph.*, 25, 133—45.
437. *Ollier, C. D. and Seely, M. K.* 1978. Patterned ground near Gobabeb, central Namib desert, *Madoqua*, 10, 213—4.
438. *Ollier, C. D. and Thomasson, A. J.* 1957. Asymmetrical valleys of the Chiltern hills, *Geog. J.*, 123, 71—80.
439. *Ollier, C. D., and Tratman, E. K.* 1956. The geomorphology of the caves of northwest County Clare, Ireland. *Proc. Univ. Bristol Spel. Soc.*, 7, 138—57.
440. *Ollier, C. D., and Tuddenham, W. G.* 1962. Inselbergs of central Australia, *Zeit f. Geomorph.*, 5, 257—76.
441. *Olsen, J. M.* 1970. The evolution of photosynthesis, *Science*, 168, 438—46.
442. *Outcalt, S., and Benedict, J.* 1965. Photo interpretation of two types of rock-glacier in the Colorado Front Range, USA, *J. Glaciol.*, 5, 849—56.
443. *Owens, L. B. and Watson, J. P.* 1979. Landscape reduction by weathering in small Rhodesian watersheds, *Geology*, 7, 281—4.
444. *Pain, C. F. and Ollier, C. D.* 1981. Geomorphology of a Pliocene granite in Papua New Guinea. *Zeit f. Geomorph.*, 25, 249—56.
445. *Parfenova, E. I. and Yarilova, E. A.* 1965. Mineralogical investigations in soil science. Israel Program for Scientific Translations. Jerusalem.
446. *Paterson, M. S.* 1963. Secondary changes of length with pressure in experimentally deformed rocks. *Proc. Roy. Soc. A.*, 271, 57—87.
447. *Paton, T. R., Mitchell, P. B., Adamson, D., Buchanan, R. A., Fox, M. D. and Bowman, G.* 1976. Speed of podzolization, *Nature*, 260, 601—2.
448. *Peel, R. F.* 1974. Insolation weathering: some measurements of diurnal temperature changes in exposed rocks in the Tibesti region, central Sahara, *Zeit f. Geomorph.*, Suppl. 21, 19—28.
449. *Peltier, L.* 1950. The geographic cycle in periglacial regions as it is related to climatic geomorphology, *Ann. Assoc. Am. Geog.*, 40, 214—36.
450. *Persons, B. S.* 1970. Laterite genesis location use. Plenum, New York.
451. *Peterson, J. A.* 1975. An A-tent from plateau Labrador, *Aust. Geog. Studies*, 13, 195—9.
452. *Pettijohn, F. J.* 1941. Persistence of heavy minerals and geologic age, *J. Geol.*, 49, 610—25.
453. *Pettijohn, F. J.* 1957. Sedimentary rocks. Harper and Row, New York.
454. *Pettijohn, F. J., and Potter, P. E.* 1964. Atlas and glossary of primary sedimentary structures. Springer—Verlag, Berlin.
455. *Picknett, R. G.* 1964. A study of calcite solutions at 10 °C. *Trans. Cave Research Group Great Britain*, 7, 39—62.
456. *Picknett, R. G.* 1972. The pH of calcite solutions with and without magnesium carbonate present and the implications concerning rejuvenated aggressiveness. *Trans. Cave Research Group Great Britain*, 14, 141—50.
457. *Picknett, R. G.* 1976. The chemistry of cave waters. In: T. D. Ford and C. H. D. Cullingford (eds) *The Science of Speleology*, pp. 231—48. Academic Press, London.
458. *Pillans, B. J.* 1977. An early Tertiary age for deep weathering at Bredbo, Southern NSW, *Search*, 8, 81—3.
459. *Polynov, B. B.* 1937. Cycle of weathering (*Trans. A. Muir*). Murby, London.
460. *Pomar, L., Esteran, M., Llimona, X. and Fontarnau, R.* 1975. Action of lichens, algae and fungi in the telodiagenesis of carbonate rocks in the Catalan littoral and prelittoral zones, *Instituto de Investigaciones Geológicas Universidad de Barcelona*, 30, 83—117.
461. *Pons, L. J., and Zonneveld, I. S.* 1965. Soil ripening and soil classification. *Int. Inst. Land Reclamation and Improvement*. Publ. No. 13. Wageningen.
462. *Powers, T. C.* 1955. Basic considerations pertaining to freezing and thawing tests, *Am. Soc. Test. Mater. Proc.*, 55, 1132—55.
463. *Radwanski, S. A. and Ollier, C. D.* 1959. A study of an East African catena, *J. Soil Sci.*, 10, 149—68.

464. *Raeside, J. D.* 1949. The origin of schist tors in central Otago, N. Z. Geographer, 5, 72—6.
465. *Raggatt, H. G., Owen, H. B., and Hills, E. S.* 1945. The bauxite deposits of the Boolara-Mirboo North area, South Gippsland, Victoria, Comm. Aust. Dist. Supply Shipping, Min. Res. Bull., 14.
466. *Raistrick, A., and Gilbert, O. L.* 1963. Malhan Tarn House: its building materials, their weathering and colonization by plants, Field Studies, 1, 89—115.
467. *Rapp, A.* 1960. Recent development of mountain slopes in Kärkevegge and surroundings. North Scandinavia, Geogr. Ann., 42, 65—200.
468. *Rassol, S. I. and McGovern, W. E.* 1966. Primitive atmosphere of the earth, Nature, 212, 1225—6.
469. *Rayner, J. H.* 1966. Classification of soils by numerical methods, J. Soil Sci., 17, 79—92.
470. *Razumosa, V. N., and Kheraskov, N. P.* 1963. Geologic types of weathering crusts, Doklady Akad. Nauk. SSSR., 148, 87—9.
471. *Redden, J. A.* 1963. Exfoliation cave in pegmatites, Min. Indust. J., 10, 4—5.
472. *Reed, J. C.* 1963. Origin of some intermittent ponds on quartzite ridges in western North Carolina, Bull. Geol. Soc. Am., 74, 1183—7.
473. *Reed, R. D.* 1930. Recent sands of California. J. Geol., 38, 223—45.
474. *Reiche, P.* 1943. Graphic representation of chemical weathering, J. Sed. Pet., 13, 58—68.
475. *Reiche, P.* 1950. A survey of weathering processes and products, Geology, 3, New Mexico University Publ.
476. *Renault, P.* 1960. The role of erosion and corrosion in the deepening of a drainage system, Rev. Geomorph. Dynamique, 11, 1—4.
477. *Renwick, K.* 1962. The age of caves by solution, Cave Science, 4, 338—50.
478. *Reuter, G.* 1957. Contribution to the nomenclature of soil horizons, Wiss. Z. Univ. Rostock, 6, 107—12.
479. *Rich, C. I., and Kunze, G. W.* 1964. Soil clay mineralogy. Chapel Hill.
480. *Richter, E.* 1901. Geomorphologische Untersuchungen in den Hochalpen, Petermann's Geog. Mitt. 24, 1.
481. *Robbin, D. M. and Stipp, J. H.* 1979. Depositional rate of laminated soil-stone crusts: Florida Keys, J. Sed. Pet., 49, 175—80.
482. *Roberts, D.* 1968. Occurrences of weathering pits from Soroy, Northern Norway, Geogr. Annaler, 50, 60—3.
483. *Robinson, G. D.* 1980. Possible quartz synthesis during weathering of quartz-free micritic rock, Jasper County, Georgia, J. Sed. Pet. 50, 193—203.
484. *Rogers, J. J. W., Krueger, W. C., and Krog, M. J.* 1963. Sizes of naturally abraded materials, J. Sed. Pet., 33, 628—32.
485. *Roth, E. S.* 1965. Temperature and water content as factors in desert weathering, J. Geol., 73, 454—68.
486. *Rubey, W. W.* 1933. The size distribution of heavy minerals within a water laid sandstone, J. Sed. Pet., 3, 3—29.
487. *Rubey, W. W.* 1951. Geological history of sea water, Bull. Geol. Soc. Am. 62, 1111—48.
488. *Ruckmick, J. C.* 1963. The iron ores of Cerro Bolivar, Venezuela. Econ. Geol. 58, 218—36.
489. *Rudberg, S.* 1963. Geomorphological processes in a cold semi-arid region. Axel Heiberg Island Research Reports (McGill University), 139—50.
490. *Ruhe, R. V.* 1965. Relation of fluctuations of sea-level to soil genesis in the Quaternary, Soil Sci., 99, 23—9.
491. *Runnells, D. D.* 1969. Diagenesis due to mixing of natural waters: a hypothesis, Nature, 24, 361—3.
492. *Ruxton, B. P.* 1966. The measurement of denudation rates, Inst. Aust. Geog. 5th meeting. Sydney.
493. *Ruxton, B. P.* 1968. Measures of the degree of chemical weathering of rocks, J. Geol., 76, 518—27.
494. *Ruxton, B. P., and Berry, L.* 1957. The weathering of granite and associated erosional features in Hong Kong, Bull. Geol. Soc. Am., 68, 1263—92.

495. *Ruxton, B. P., and Berry, L.*, 1961a. Notes on faceted slopes, rock fans and domes on granite in east central Sudan, *Am. J. Sci.*, 259, 194—205.
496. *Ruxton, B. P., and Berry, L.*, 1961b. Weathering profiles and geomorphic position on granite in two tropical regions, *Rev. Geomorph. Dynamique*, 12, 16—31.
497. *St Arnaud, R. J., and Whiteside, E. P.* 1963. Physical breakdown in relation to soil development, *J. Soil Sci.*, 14, 167—81.
498. *Salisbury, E. J.* 1925. Note on the edaphic succession in some dune soils with special reference to the time factor, *J. Ecol.*, 13, 322—8.
499. *Salomons, W., Goudie, A. and Mook, W. G.* 1978. Isotopic composition of calcrete deposits from Europe, Africa and India, *Earth Surf. Proc.*, 3, 43—58.
500. *Saxena, S. K.* 1966. Evolution of zircons in sedimentary and metamorphic rock, *Sedimentology*, 6, 1—33.
501. *Schejffer, F., Meyer, B., and Kalk, E.* 1963. Biologische Ursachen der Wüstenlackbildung, *Zeit f. Geomorph.*, 7, 12—9.
502. *Scheidegger, A. E.* 1961. Theoretical geomorphology. Prentice-Hall, New Jersey.
503. *Schmidt, P. W., Currey, D. T. and Ollier, C. D.* 1976. Sub-basaltic weathering, dampsites, palaeomagnetism and the age of lateritization, *J. Geol. Soc. Aust.*, 23, 367—70.
504. *Schmidt, P. W., and Embleton, B. J.* 1976. Palaeomagnetic results from sediments of the Perth basin, Western Australia, and their bearing on the timing of regional lateritization, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 19, 257—73.
505. *Schnaltner, I.* 1961. Weathering phenomena in the crystalline of the Sinai in the light of current notions, *Bull. Res. Council Israel*, 10, G. 147—66.
506. *Schreckenthal-Schimitschek, G.* 1935. Der Einfluss des Bodens auf die Vegetation im Moränengelände des Mittelbergferners (Pitzal, Tirol), *Z. Gletscherkunde*, 23, 57—66.
507. *Schultz, C. B. and Frye, J. C.* 1968. Loess and related eolian deposits of the world, *Proc. VII INQUA Congress*. 12. Lincoln.
508. *Schumm, S. A., and Chorley, R. J.* 1966. Talus weathering and scarp recession in the Colorado plateaus, *Zeit f. Geomorph.*, 10, 11—36.
509. *Schwarzbach, M.* 1963. *Climates of the past: an introduction to palaeoclimatology.* Van Nostrand. Reinhold London.
510. *Schwarzbach, M.* 1966. Bemerkenswerte Konglomerat—Verwitterung, *Zeit f. Geomorph.*, 10, 169—82.
511. *Selby, M. J.* 1977. On the origin of sheeting and laminae in granitic rocks: evidence from Antarctica, the Namib desert and the central Sahara, *Madoqua*, 10, 171—9.
512. *Selby, M. J.* 1980. A rock mass strength classification for geomorphic purposes: with tests from Antarctica and New Zealand, *Zeit f. Geomorph.*, 24, 31—51.
513. *Senior, B. R.* 1970. Barrolka, Qld.—1:250,000 Geological Series, Bur. Miner. Resour. Aust., Explan. Notes, SG/54—1.
514. *Senior, B. R. and Mabbutt, J. A.* 1979. A proposed method of defining deeply weathered rock units based on regional geological mapping in southwest Queensland. *J. Geol. Soc. Aust.*, 26, 237—54.
515. *Sharp, K. R., Boucaut, W. R. P., and Svenson, D.* 1963. Report on the geology of the Khancoban project and associated works. Snowy Mountains Hydro-Electric Authority.
516. *Shaw, C. F.* 1928. Profile development and the relationship of soils in California, *Proc. 1st. Int. Cong. Soil Sci.*, 4, 291—317.
517. *Sheppard, S. M. F.* 1977. The Cornubian batholith, SW England: D/H and ¹⁸O/¹⁶O studies of kaolinite and other alteration minerals, *Quart. J. Geol. Soc. Lond.*, 133, 573—92.
518. *Siever, R. and Woodford, N.*, 1979. Dissolution kinetics and the weathering of mafic minerals, *Geochemica et Cosmochimica Acta*. 43, 717—724.
519. *Sillen, L. G.*, The ocean as a chemical system, *Science*, 156, 1189—97.
520. *Simonett, D.* 1959. The role of rainfall in soil formation on the basalts of north Queensland, *Ann. Assoc. Am. Geog.*, 49, 211.

521. *Simonson, R. W.* 1957. What soils are, Yearbook of Agriculture, 1957, 17—31—U. S. Dept. Agric.
522. *Simpson, D. R.* 1964. Exfoliation of the Upper Pocohontas sandstone Mercer County, West Virginia, Am. J. Sci., 242, 545—51.
523. *Sivaraajasingham, S., Alexander, L. T., Cady, J. G., and Cline, M. G.* 1962. Laterite. Advances in Agronomy. Academic Press, New York.
524. *Smale, D.* 1980. Silcretes and associated sillica diagenesis in southern Africa and Australia. In: Langford—Smith, 1980 (op cit.), 261—80.
525. *Smalley, I. J.* 1966. Formation of quartz sand. Nature, 211, 476—9.
526. *Smalley, I. J.* 1971. 'In-situ theories of loess formation and the significance of the calcium-carbonate content of loess, Earth-Sci. Rev., 7, 67—85.
527. *Smalley, I. J.* 1978. Dokuchaev and the Russian approach to the study of loess, Proc. Leeds Phil. Lit. Soc., 10, 231—42.
528. *Smith, B. J.* 1977. Rock temperature measurements from the northwest Sahara and their implications for rock weathering. Catena, 4, 41—63.
529. *Smith, D. I.*, 1965. Some aspects of limestone solution in the Bristol region, Geog. J., 131, 44—9.
530. *Smith, L. L.* 1941. Weather pits in granite of the southern piedmont, J. Geomorph., 4, 117—27.
531. *Smithson, F.* 1953. The micro-mineralogy of North Wales soils, J. Soil Sci., 4, 194—210.
532. *Smyth, C. H.* 1913. The relative solubilities of the chemical constituents of rocks, J. Geol., 21, 105—20.
533. *Sneath, P. H., and Sokal, R. R.* 1963. Principles of numerical taxonomy. Freeman, San Francisco.
534. *Soil Survey Staff*, 1951. Soil Survey Manual. U. S. D. A. Handbook 18, Washington, D. C. Government Printing Office.
535. *Soil Survey Staff*, 1975. Soil taxonomy. A basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys. U. S. D. A. Handbook 436, Washington, D. C. Government Printing Office.
536. *Sorensen, C. P.* 1973. The weathering of city buildings. Experimental Building Stn. Tech. Study 47. Canberra.
537. *Sparks, B. W.* 1960. Geomorphology. Longman, London.
538. *Starkey, R. L.* 1966. Oxidation and reduction of sulfur compounds, Soil Sci., 101, 297—306.
539. *Staufjer, K. W.* 1969. Devonian laterite in Chitral state, west Pakistan, Econ. Geol., 64, 452—54.
540. *Stepanov, I. N.* 1965. Weathering processes in glacialtype lithogenesis, Int. Geol. Rev., 7, 2182—3.
341. *Stephen, I.* 1962. A study of rock weathering with reference to the soils of the Malvern hills, J. Soil Sci., 3, 20—33, 219—37.
542. *Stephen, I.* 1953. A petrographic study of a tropical black earth and a grey earth from the Gold Coast, J. Soil Sci., 4, 211—9.
543. *Stephens, C. G.* 1961. Laterite at the type locality, Angadipuram, Kerala, India, J. Soil Sci. 12, 214—17.
544. *Stephens, C. G.* 1966. Origin of silcretes of central Australia, Nature, 209, 496.
545. *Stephens, C. G.* 1971. Laterite and silcrete in Australia, Geoderma, 5, 5—52.
546. *Stevens, R. E. and Carron, M. K.* 1948. Simple field test for distinguishing minerals by abrasion pH, Am. Mineralogist, 33, 31—49.
547. *Stewart, A. J.* 1966. The petrography, structure, and mode of emplacement of the Cobaw granite, Victoria, Proc. Roy. Soc. Victoria, 79, 275—317.
548. *Sticher, H., and Bach, R.* 1966. Fundamentals in the chemical weathering of silicates, Soils and Fertilizers, 29, 321—5.
549. *Stoddart, D. R.* 1969. Climatic geomorphology: review and reassessment. Progress in Geography I. Edward Arnold, London.
550. *Stoops, G., Altemuller, H. J., Bisdom, E. B. A., Delvigne, J., Dobrovolsky, V. V., Fitzpatrick, E. A., Paneque, G. and Sleeman, J.* 1979. Guidelines for

the description of mineral alterations in soil micromorphology, *Pedologie*, 29, 121—35.

551. *Strakhov, N. M.* 1967. Principles of lithogenesis. Vol. 1, (Trans. J. P. Fitzimmons). Oliver and Boyd, Edinburgh.

552. *Sweeting, M. M.* 1950. Erosion cycles and limestone caverns in the Ingleborough district. *Geog. J.*, 115, 63—78.

553. *Sweeting, M. M.* 1960. The caves of the Buchan area, Victoria. *Zeit f. Geomorph. Suppl.*, 2, 81—91.

554. *Sweeting, M. M.* 1966. The weathering of limestones. In: G. H. Dury (ed.) *Essays in Geomorphology*, 177—210. Heinemann, London.

555. *Taber, S.* 1930. The mechanics of frost heaving, *J. Geol.*, 38, 303—17.

556. *Talsma, T.* 1963. The control of saline groundwater, *Medd. Land. Wage-ningen*, 63, 1—68.

557. *Tamm, O.* 1920. Bodenstudien in der Nordschwedischen Nadelwaldregion. *Medd. Statens Skogsforsoksandstalt*, 17, 49—300.

558. *Tamm, O.* 1932. Der braune Waldboden in Schweden, *Proc. 2nd Int. Cong. Soil Sci.*, 5, 178—89.

559. *Tanner, W. F.* 1958. The zig-zag nature of type I and type IV curves, *J. Sed. Pet.*, 28, 372—5.

560. *Tarr, R. S.* 1915. A study of some heating tests, and the light they throw on the cause of disaggregation of granite, *Econ. Geol.*, 10, 348—67.

561. *Tedrow, J. C. F.* and *Walton, G. F.* 1977. Rendzina formation on Bathurst Island, *J. Soil Sci.*, 28, 519—25.

562. *Teodorovich, G. I.* 1961. Authigenic minerals in sedimentary rocks. Consultants Bureau, New York.

563. *Terjesen, S. G.*, *Erga, O.*, *Thorsen, G.*, and *Ve, A.* 1961. On effects of trace elements in limestone solution, *Chem. Eng. Sci.*, 14, 227.

564. *Ternan, J. L.* and *Williams, A. G.* 1979. Hydrological pathways and granite weathering on Dartmoor. In: A. F. Pitty (ed.) *Geographical approaches to fluvial processes*. Geo—Abstracts, Norwich.

565. *Thiel, G. A.* 1940. The relative resistance to abrasion of mineral grains of sand size, *J. Sed. Pet.*, 10, 103—24.

566. *Thomas, H. H.* 1909. Detrital andalusite in Tertiary and Post. Tertiary sands, *Mineral Mag.*, 15, 241—4.

567. *Thomas, M. F.* 1965. Some aspects of the geomorphology of tors and domes in Nigeria, *Zeit f. Geomorph.*, 9, 63—81.

568. *Thomas, M. F.* 1966. Some geomorphological implications of deep weathering patterns in crystalline rocks in Nigeria, *Trans. Inst. Brit. Geog.*, 40, 173—93.

569. *Thomas, M. F.* 1976. Criteria for the recognition of climatically induced variations in granite landforms. In: E. Derbyshire (ed.) *Geomorphology and climate*. (Ch. 14), 411—15. Wiley, London.

570. *Thomas, M. F.* 1978. The study of inselbergs, *Zeit f. Geomorph.*, 31, 1—41.

571. *Thomas, T. M.* 1954. Solutional subsidence outliers of millstone grit on the Carboniferous limestone of the north crop of the South Wales coalfield. *Geol. Mag.*, 91, 220—6.

572. *Thomas, T. M.* 1963. Solution subsidence in southeast Carmarthenshire and southwest Breconshire. *Trans. Inst. Brit. Geog.*, 33, 45—60.

573. *Thomasson, A. J.* 1965. Review of books by Berg and Bespalov, *Geog. J.*, 131, 414—15.

574. *Thomasson, A. J.* and *Avery, B. W.* 1963. The soils of Hertfordshire, *Trans. Herts Nat. Hist. Soc.*, 25, 247—63.

575. *Thompson, J. G.* 1957. Granite soils in southern Rhodesia, *Rhod. Agric. J.*, 54, 121—8.

576. *Thornbury, W. D.* 1954. Principles of geomorphology. Wiley, New York.

577. *Thornthwaite, C. W.* 1931. The climates of North America, *Geog. Rev.*, 21, 633—54.

578. *Thorp, J.* 1931. The effects of vegetation and climate upon soil profiles in northern and northwestern Wyoming, *Soil Sci.*, 32, 283—301.

579. *Thorp, M. B.* 1967. Closed basins in younger granite massifs, northern Nigeria, *Zeit f. Geomorph.*, 11, 459—80.

580. *Thoulet, J.* 1913. Notes de lithologie sous-marine, Ann. Inst. Océanogr., 5, 9.
581. *Thrailkill, J.* 1968. Chemical and hydrological factors in the excavation of limestone caves, Bull. Geol. Soc. Am., 79, 19—46.
582. *Tiller, K. G.* 1963. Weathering and soil formation on dolerite in Tasmania, Aust. J. Soil Sci., 1, 74—90.
583. *Towe, K. M.* 1978. Early Precambrian oxygen: a case against photosynthesis, Nature, 274, 657—61.
584. *Trendall, A. F.* 1962. The formation of 'apparent peneplains' by a process of combined lateritization and surface wash, Zeit f. Geomorph., 6, 183—97.
585. *Tricart, J.* 1960. Experiences de désagregation de roches granitiques par la cristallisation due sel marin. Zeit f. Geomorph. Suppl., 1, 239—40.
586. *Tricart, J.* and *Cailleux, A.* 1962. Le modèle glaciaire et nival. Centre de Documentation Universitaire, Paris.
587. *Trombe, F.* 1952. Traité de Spéléologie. Paris, Payot.
588. *Turner, G.* 1981. The development of the atmosphere. In: L. R. M. Cocks. The evolving earth, (Ch. 18) Cambridge University Press.
589. *Twidale, C. R.* 1962. Steepened margins of inselbergs from northwestern Eyre peninsula, South Australia. Zeit f. Geomorph., 6, 52—69.
590. *Twidale, C. R.* 1964. A contribution to the study of domed inselbergs, Trans. Inst. Brit. Geog., 34, 91—113.
591. *Twidale, C. R.* 1967. Hillslopes and pediments in the Flinders Ranges, South Australia, In: J. N. Jennings and J. A. Mabbutt (eds) Landform studies from Australia and New Guinea, (Ch. 6), 95—117. ANU, Canberra.
592. *Twidale, C. R.* 1971. Structural landforms. ANU, Canberra.
593. *Twidale, C. R.* 1980. The origin of bornhardts, J. Geol. Soc. Aust., 27, 195—208.
594. *Twidale, C. R.* 1980. The Devil's Marbles, central Australia, Trans. R. Soc. S. Aust., 104, 41—9.
595. *Twidale, C. R.*, and *Corbin, E. M.* 1963. Gnammas, Rev. Geomorph. Dynamique, 14, 1—20.
596. *Twidale, C. R.*, and *Harris, R. K.* 1977. The age of Ayers Rock and the Olgas, central Australia, Trans. R. Soc. S. Aust., 101, 45—50.
597. *Twidale, C. R.* and *Wopfner, H.* 1981. Aeolian landforms of central Australia: a discussion, Zeit f. Geomorph., 25, 353—8.
598. *Tyrrel, G. W.* 1926. The principles of petrology. Methuen, London.
599. *US Dept Agriculture* 1960. Soil classification: a comprehensive system. 7th approximation.
600. *Uzielli, G.* 1875. Sopra la zircone della costa Terrena, Atti r. Accad. Lincei., 3, 862—77.
601. *Vageler, P.* 1930. Grundriss der tropischen und subtropischen Bodenkunde, Verlag. f. Ackerbau., Berlin.
602. *Valeton, I.*, 1972. Bauxites. Developments in soil science, 1. Elsevier, New York.
603. *Verstappen, H. T.* 1960. Some observations on karst development in the Malay archipelago, J. Tropical Geog., 14, 1—10.
604. *Visher, S. S.* 1945. Climatic maps of geological interest, Bull. Geol. Soc. Am., 56, 713—36.
605. *Voight, B.* 1967. Residual stresses in rocks. Proc. Congr. Int. Soc. Rock. Mech., 1st, 45—50.
606. *Voute, C.* 1963. Some geological aspects of the conservation project for the Philae temples in the Aswan area: Geol. Rundschau., 52, 665—75.
607. *Wagner, P. A.* 1913. Negative spheroidal weathering and jointing in a granite of southern Rhodesia, Trans. Geol. Soc. S. Africa, 15, 155—64.
608. *Wahlstrom, E. E.* 1948. Pre-fountain and recent weathering on Flagstaff mountain, near Boulder, Colorado, Bull. Geol. Soc. Am., 59, 1173—90.
609. *Walker, E. H.* 1963. Relative rates of erosion under grass and forest in a valley of western Wyoming, Northwest Sci., 37, 104—11.
610. *Walker, J. G. C.* 1977. Evolution of the atmosphere. Macmillan. New York.
611. *Walker, R. D.*, *Pence, H. J.*, *Hazlett, W. H.* and *Ong, W. J.* 1969. One-

cycle slow-freeze test for evaluation of aggregate performance in frozen concrete, Natl. Coop. Highw. Res. Prog. Rep. No. 65.

612. *Walther, J.* 1915. Laterit in Westaustralien. *Z. dt. Geol. Ges.* 67B, 113—40.

613. *Walther, J.* 1916. Das geologische Alter und die Bildung des Laterits. *Petermanns Geogr. Mitt.*, 62, 1—7, 46—53.

614. *Ward, W. T.* 1952. The tors of central Otago, N. Z. *J. Sci. Tech.*, B33, 191—200.

615. *Warth, H.* 1895. The quarrying of granite in India, *Nature*, 51, 272.

616. *Watanabe, T., Yamasaki, M., Kojima, G., Nagaoka, S., and Hirayama, K.* 1954. Geological study of damages caused by atomic bombs in Hiroshima and Nagasaki, *Japanese J. Geol. Geog.*, 24, 161—70.

617. *Watson, E.* 1966. Two nivation cirques near Aberystwyth, Wales, *Biul. Peryglac.*, 15, 79—101.

618. *Watson, E., and Watson, S.* 1967. The periglacial origin of the drifts at Morfa-Bychan, near Aberystwyth, *J. Geol.*, 5, 419—40.

619. *Watson, J. P.* 1965. A soil catena on granite, *J. Soil Sci.*, 15, 238—57; 16, 158—70.

620. *Watts, S. H.* 1979. Some observations on rock weathering, Cumberland Peninsula, Baffin Island, *Can. J. Earth Sci.*, 16, 977—83.

621. *Wayland, E. J.* 1934. Peneplains and some other erosional platforms. *Ann. Rep. Bull. Uganda Geol. Surv. Dept.*, 1933, 77—9.

622. *Weaver, C. E. and Pollard, L. D.* 1973. The chemistry of clay minerals. Elsevier, Amsterdam.

623. *Webley, D. A. M., Henderson, M. E. K., and Taylor, I. F.* 1963. The microbiology of rocks and weathered stones, *J. Soil Sci.*, 14, 102—12.

624. *Webster, R.* 1960. Soil genesis and classification in central Africa, *Soils and Fertilizers*, 23, 77—9.

625. *Webster, R.* 1965. A catena of soils on the Northern Rhodesia plateau, *J. Soil Sci.*, 16, 31—43.

626. *Weinert, H. H.* 1961. Climate and weathered Karroo dolerites, *Nature*, 191, 325—9.

627. *Weinert, H. H.* 1965. Climatic factors affecting the weathering of igneous rocks, *Agric. Meteorol.*, 2, 26—42.

628. *Wellman, H. W., and Wilson, A. T.* 1965. Salt weathering, a neglected erosive agent in coastal and arid environments, *Nature*, 204, 1097—8.

629. *Wells, N.* 1959. Soil sequences from basalt and greywacke, *DSIR (NZ) Soil Bur. Pub.*, 197.

630. *Wentworth, C. K.* 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments, *J. Geol.*, 30, 377—82.

631. *Wentworth, C. K.* 1938. Marine bench-forming processes: water level weathering, *J. Geomorph.*, 1, 6—32.

632. *Weyl, P. K.* 1958. The solution kinetics of calcite, *J. Geol.*, 66, 163—76.

633. *Whalley, W. B.* 1976. Properties of materials and geomorphological explanation. Oxford University Press, London.

634. *Whitaker, C. R.* 1974. Split boulder. *Aust. Geographer*, 12, 562—3.

635. *Wiecek, C. S. and Messinger, A. S.* 1971. Calcite contributions by earthworms to forest soils in northern Illinois, *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 36, 478—80.

636. *Wilford, C. E.* 1966. 'Bell holes' in Sarawak caves, *Bull. Nat. Spel. Soc.*, 28, 179—82.

637. *Wilhelmy, H.* 1958. Klimamorphologie der Massengesteine. Westermann, Braunschweig.

638. *Willden, R., and Mabey, D. R.* 1961. Giant desiccation features on the Black Rock and Smoke Creek deserts, Nevada, *Science*, 133, 1359—60.

639. *Williams, G. E.* 1968. Torridonian weathering and its bearing on Torridonian palaeoclimate and source, *Scot. J. Geol.*, 4, 164—84.

640. *Williams, G. E.* 1975. Late Precambrian glacial climate and the earth's obliquity, *Geol. Mag.*, 112, 441—544.

641. *Williams, G. E. (ed.)* 1981. Megacycles: long-term episodicity in earth and planetary history. *Benchmark Papers in Geology*, 57. Hutchinson Ross, Stroudsburg.

642. *Williams, H., Turner, F. J., and Gilbert, C. M.* 1954. *Petrography*, Freeman, San Francisco.
643. *Willis, B.* 1936. East African plateaus and rift valleys. *Carnegie Inst. Wash. Publ.*, 470.
644. *Wilson, L.* 1968. Morphogenetic classification. In: R. W. Fairbridge (ed.) *Encyclopedia of geomorphology*, Vol. 3, 717—29. Van Nostrand Rheinhold, New York.
645. *Winkler, E. M.* 1970. The importance of air pollution in the corrosion of stone and metals. *Eng. Geol.*, 4, 327—34.
646. *Winkler, E. M.* 1973. Stone: properties, durability in man's environment. Springer-Verlag, New York.
647. *Winkler, E. M. and Wilhelm, E. J.* 1970. Saltburst by hydration pressures in architectural stone in urban atmosphere, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 81, 567—72.
648. *Wood, A.* 1942. The development of hillside slopes, *Proc. Geol. Assoc. London.*, 53, 128—39.
649. *Woolnough, W. G.* 1927. The duricrust of Australia, *J. Proc. Roy. Soc. NSW*, 61, 25—53.
650. *Weight, R. L.* 1963. Deep weathering and erosion surfaces in the Daly river basin, Northern Territory, *J. Geol. Soc. Aust.*, 10, 151—64.
651. *Yaalon, D. H.* 1970. Parallel stone cracking, a weathering process on desert surfaces, *Geol. Inst. Tech. Econ. Bull. Bucharest, Ser. C*, 18, 107—11.
652. *Yaalon, D. H., and Ganor, E.* 1968. Chemical composition of dew and dry fallout in Jerusalem, Israel, *Nature*, 217, 1139—40.
653. *Yardley, D. H.* 1951. Frost-thrusting in the Northwest Territories, *J. Geol.*, 59, 65—9.
654. *Yarilova, E. A.* 1950. The transformation of the minerals of syenite in the first stages of soil formation, *Trudy. Pochv. Inst. Dokuchaeva*, 34, 110—42.
655. *Yehle, L. A.* 1954. Soil tongues and their confusion with certain indicators of periglacial climate, *Am. J. Sci.*, 252, 532—46.
656. *Young, A.* 1963. Some field observations of slope form and regolith and their relation to slope development, *Trans. Inst. Brit. Geog.*, 32, 1—29.
657. *Young, A.* 1972. *Slopes*. Oliver and Boyd, Edinburgh.
658. *Young, A.* 1976. *Tropical soils and soil survey*, Cambridge University Press, Cambridge.
659. *Yuan-Hui Li*, 1972. Geochemical mass balance among lithosphere, hydrosphere, and atmosphere, *Am. J. Sci.*, 272, 119—37.
660. *Zakaria, A. S.* 1977. Controls upon the mineral outputs from three small catchments in New England. Unpublished Ph. D. thesis, University of New England, Australia.
661. *Zussman, J.* (ed.) 1977. *Physical methods in determinative mineralogy*. Academic Press, London.

Оглавление

Предисловие редактора перевода	5
Предисловие	9
Глава 1. Введение	11
Глава 2. Физическое выветривание	14
Глава 3. Химическое выветривание	46
Глава 4. Биогенное выветривание	76
Глава 5. Выветривание минералов	86
Глава 6. Глинистые минералы	99
Глава 7. Выветривание горных пород	107
Глава 8. Методы изучения	123
Глава 9. Гидрология и выветривание	145
Глава 10. Климат и выветривание	164
Глава 11. Продукты выветривания	180
Глава 12. Почвы	194
Глава 13. Глубокое выветривание и плоскостная эрозия	231
Глава 14. Скорость выветривания	262
Глава 15. Выветривание в геологической истории	276
Глава 16. Выветривание, формы рельефа и эволюция ландшафта	290
Список литературы	325

НАУЧНОЕ ИЗДАНИЕ

Клифф Оллиер

ВЫВЕТРИВАНИЕ

Редактор издательства *А. П. Хуповка*
Переплет художника *А. С. Андреева*
Художественный редактор *Г. Н. Юрчевская*
Технический редактор *Е. С. Сычева*
Корректор *В. Т. Юдович*

ИБ № 6923

Сдано в набор 09.04.87. Подписано в печать 14.07.87. Формат 60×90^{1/16}.
Бумага типограф. № 1. Гарнитура Литературная. Печать высокая. Усл. печ. л. 21,75.
Усл. кр.-отт. 21,75. Уч.-изд. л. 25,70. Тираж 2100 экз. Заказ 184/1097—2. Цена 4 р. 30 к.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра», 125047, Москва,
пл. Белорусского вокзала, 3
Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ

4862