

Геология

В учебнике раскрываются основные темы двух фундаментальных разделов геологии: геологии общей и геологии исторической. Характеризуются внутреннее строение и состав Земли и земной коры, а также наиболее распространенные пороодо- и рудообразующие минералы и горные породы: их диагностические признаки, происхождение, состав, хозяйственное использование. Раскрываются факторы и закономерности протекания важнейших процессов внешней и внутренней геодинамики и их географическая приуроченность. Анализируются основные тектонические структуры литосферы и земной коры. Приводится современная шкала геологического времени. Рассматривается история развития крупнейших тектонических структур и органического мира Земли по зонам, эрам и периодам. Учебник предназначен для студентов географических специальностей ВУЗов.

Геология



Юрий Кухарчик

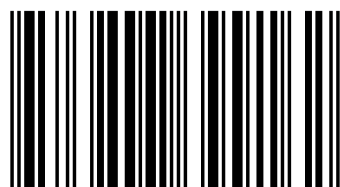
Геология

Геологические процессы, история Земли



Юрий Кухарчик

Старший преподаватель кафедры почвоведения и земельных информационных систем географического факультета Белорусского государственного университета. Работает на кафедре с 1983 года. Читает курсы «Геология», «Геология четвертичных отложений» и «География». Автор свыше 20 учебных и учебно-методических пособий.



978-3-8473-9916-2

Кухарчик


Palmarium
academic publishing

Юрий Кухарчик

Геология

Юрий Кухарчик

Геология

Геологические процессы, история Земли

Palmarium Academic Publishing

Impressum / Выходные данные

Bibliografische Information der Deutschen Nationalbibliothek: Die Deutsche Nationalbibliothek verzeichnet diese Publikation in der Deutschen Nationalbibliografie; detaillierte bibliografische Daten sind im Internet über <http://dnb.d-nb.de> abrufbar.

Alle in diesem Buch genannten Marken und Produktnamen unterliegen warenzeichen-, marken- oder patentrechtlichem Schutz bzw. sind Warenzeichen oder eingetragene Warenzeichen der jeweiligen Inhaber. Die Wiedergabe von Marken, Produktnamen, Gebrauchsnamen, Handelsnamen, Warenbezeichnungen u.s.w. in diesem Werk berechtigt auch ohne besondere Kennzeichnung nicht zu der Annahme, dass solche Namen im Sinne der Warenzeichen- und Markenschutzgesetzgebung als frei zu betrachten wären und daher von jedermann benutzt werden dürften.

Библиографическая информация, изданная Немецкой Национальной Библиотекой. Немецкая Национальная Библиотека включает данную публикацию в Немецкий Книжный Каталог; с подробными библиографическими данными можно ознакомиться в Интернете по адресу <http://dnb.d-nb.de>.

Любые названия марок и брендов, упомянутые в этой книге, принадлежат торговой марке, бренду или запатентованы и являются брендами соответствующих правообладателей. Использование названий брендов, названий товаров, торговых марок, описаний товаров, общих имён, и т.д. даже без точного упоминания в этой работе не является основанием того, что данные названия можно считать незарегистрированными под каким-либо брендом и не защищены законом о брендах и их можно использовать всем без ограничений.

Coverbild / Изображение на обложке предоставлено: www.ingimage.com

Verlag / Издатель:

Palmarium Academic Publishing

ist ein Imprint der / является торговой маркой

AV Akademikerverlag GmbH & Co. KG

Heinrich-Böcking-Str. 6-8, 66121 Saarbrücken, Deutschland / Германия

Email / электронная почта: info@palmarium-publishing.ru

Herstellung: siehe letzte Seite /

Напечатано: см. последнюю страницу

ISBN: 978-3-8473-9916-2

Copyright / АВТОРСКОЕ ПРАВО © 2012 AV Akademikerverlag GmbH & Co. KG

Alle Rechte vorbehalten. / Все права защищены. Saarbrücken 2012

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	4
1. ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ И ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ЗЕМЛИ	7
2. МИНЕРАЛЫ	13
Строение и происхождение минералов	13
Химические классы минералов	20
3. ГОРНЫЕ ПОРОДЫ	25
Магматические горные породы	25
Осадочные горные породы	36
Метаморфические горные породы	50
4. ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ И ФАЦИИ ОТЛОЖЕНИЙ	57
5. ВЫВЕТРИВАНИЕ	61
6. ГРАВИТАЦИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ	69
7. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ВЕТРА	77
8. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ РЕК	83
9. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ВРЕМЕННЫХ ВОДНЫХ ПОТОКОВ	91
10. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ПОДЗЕМНЫХ ВОД	97
11. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ЛЕДНИКОВ	103
Формирование и динамика ледников	103
Геологическая работа ледников	109
12. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ КРИОЛИТОЗОНЫ	119
13. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ВОД МИРОВОГО ОКЕАНА	123
14. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ОЗЕР	133
15. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ БОЛОТ	137
16. ПРОЦЕССЫ ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННОГО ПРЕОБ- РАЗОВАНИЯ ОСАДКОВ	145
17. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ	149
Медленные тектонические движения	149

Быстрые тектонические движения и дислокации	152
Землетрясения	157
18. ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ	163
Процессы дифференциации магмы	164
Типы интрузивных тел	165
19. ЭФФУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ	169
Продукты вулканических извержений	170
Типы вулканических извержений	171
Поствулканическая стадия	176
Географическое распространение вулканизма	179
20. МЕТАМОРФИЗМ	181
Факторы и следствия метаморфизма	181
Локальный метаморфизм	183
Региональный метаморфизм	186
21. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ГИПОТЕЗЫ	189
22. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ ЛИТОСФЕРЫ И ЗЕМНОЙ КОРЫ	193
23. ШКАЛА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ВРЕМЕНИ	199
24. РАЗВИТИЕ ЛИТОСФЕРЫ	205
Этапы тектонического развития платформ	205
Структурно-тектонические и палеогеографические следствия процессов конвергенции и дивергенции	207
25. ДОКЕМБРИЙСКИЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ	209
Догеологический этап (лунная эра)	209
Ранний архей – рифей	209
Венд	211
26. ПАЛЕОЗОЙСКИЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ	215
Кембрийский период	215
Ордовикский период	218
Силурийский период	220
Девонский период	222

Каменноугольный период	224
Пермский период	226
27. МЕЗОЗОЙСКИЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ	229
Триасовый период	229
Юрский период	231
Меловой период	234
28. КАЙНОЗОЙСКИЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ	239
Палеогеновый период	239
Неогеновый период	241
Четвертичный период (квартер)	243
ЛИТЕРАТУРА	247

ВВЕДЕНИЕ

Геология – это комплексная наука, изучающая состав, строение и историю развития Земли, земной коры и литосферы. Истоки геологии лежат в глубокой древности и связаны с изготовлением каменных орудий труда. Впервые термин «геология» ввел норвежский ученый М. П. Эшольт (1657). В качестве самостоятельной области естествознания геология обособилась в конце XVIII – начале XIX века. У истоков науки стояли виднейшие ученые: У. Смит, А. Г. Вернер, Дж. Геттон, Ч. Лайель, М. В. Ломоносов, В. М. Севергин. Благодаря внедрению математических, физических и химических методов исследований, на рубеже XIX–XX века геология превращается в комплекс наук. В настоящее время геология включает такие науки, как минералогия, петрографию, литологию, тектонику, геофизику, геохимию, стратиграфию, инженерную геологию, гидрогеологию и др.

Объектами, которые изучает геология, являются земная кора и литосфера. *Задачи*, стоящие перед геологией, разнообразны:

- изучение внутреннего строения Земли;
- изучение вещественного состава внутренних оболочек Земли;
- изучение закономерностей развития литосферы и земной коры;
- изучение геологических процессов и своевременное предупреждение о возможных геологических катастрофах;
- изучение истории развития жизни на Земле;
- изучение закономерностей формирования и распространения месторождений полезных ископаемых;
- изучение геологического строения территорий для выявления возможности строительства инженерных сооружений и др.

Соответственно задачам, в составе геологии выделяют три основных раздела: геологию общую, геологию историческую и региональную геологию. *Общая геология* изучает вещество, слагающее земную кору, и

геологические процессы. Исследование вещественного состава литосферы опирается на комплекс наук о минералах – минералогию, и комплекс наук о горных породах – петрологию. Изучению геологических процессов посвящена динамическая геология. *Историческая геология* воссоставляет историю развития Земли и земной коры. Решением этих задач заняты стратиграфия – наука о последовательности залегания слоев горных пород, палеонтология – наука об ископаемых организмах, палеогеография – наука об исторической смене физико-географических условий. *Региональная геология* исследует геологическое строение и историю развития отдельных регионов земной коры.

Решение всех задач так или иначе опирается на изучение важнейшей составляющей земной коры – каменного материала, т. е. минералов и горных пород.

Методы геологии включают как собственно геологические, так и методы смежных (почвоведения, археологии, гляциологии, геоморфологии и проч.) и других естественных и технических наук. В числе главных методов можно назвать следующие.

1. Методы полевой геологической съемки заключаются в непосредственном изучении горных пород и минералов, а также протекающих на поверхности геологических процессов. В полевых условиях изучаются геологические обнажения: слои горных пород в карьерах, шурфах и шахтах, извлеченный при бурении скважин керн и проч.

2. Минералогические и петрографические методы, с помощью которых изучаются минералы и горные породы, используются при поиске полезных ископаемых, изучении геологических процессов и восстановлении истории развития Земли.

3. Геофизические методы используются для изучения глубинного строения Земли и литосферы. *Сейсмические* методы, основанные на изучении скорости распространения продольных и поперечных волн, позволили выделить внутренние оболочки Земли. *Гравиметрические* методы используют при изучении вариаций силы тяжести на поверхности Земли.

Они позволяют обнаружить отклонения от средней величины силы тяжести – положительные и отрицательные гравитационные аномалии и, следовательно, предполагать наличие определенных видов полезных ископаемых. *Магнитометрические* методы основаны на исследовании современной намагниченности горных пород. Магниторазведка играет важную роль в поиске месторождений полезных ископаемых, в первую очередь – металлорудных. *Палеомагнитный* метод опирается на изучение ориентировки намагниченных кристаллов в слоях горных пород. Осаждающиеся в водной и воздушной среде или в магматическом расплаве кристаллы ферромагнитных минералов ориентируются своей длинной осью в соответствии с направлениями силовых линий магнитного поля и знаками намагниченности полюсов Земли. Метод основан на непостоянстве (инверсии) знака полярности магнитных полюсов. Современные знаки намагниченности полюсов (эпоха Брюнес) Земля приобрела 780 тыс. лет назад. Предыдущая эпоха обратной намагниченности называется Матуяма.

4. *Астрономические и космические методы* основаны на изучении метеоритов, приливно-отливных движений литосферы, исследовании других планет и Земли из космоса. Позволяют глубже понять суть происходящих на Земле и в космосе процессов.

5. *Методы моделирования* позволяют в лабораторных условиях воспроизводить и изучать геологические процессы, предсказывать их возможные последствия.

6. *Метод актуализма* основывается на том, что протекающие ныне в определенных условиях геологические процессы ведут к образованию определенных комплексов горных пород. Следовательно, наличие в древних слоях таких же пород свидетельствует об идентичных современным процессам, происходивших в прошлом. Метод актуализма является основополагающим при палеогеографических реконструкциях: восстановлении физико-географических условий и геологических процессов отдаленных во времени геологических этапов.

1. ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ И ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ЗЕМЛИ

Внутреннее строение Земли установлено благодаря геофизическим исследованиям – по характеру прохождения сейсмических волн. *Сейсмические волны* – это упругие колебания, распространяющиеся в Земле от очага землетрясения, взрыва или иных источников. По характеру распространения выделяют волны продольные и поперечные. *Продольные волны* возникают при изменении объема среды, распространяются в твердых, жидких и газообразных средах с высокой скоростью – от 5 до 13,8 км/с. *Поперечные волны* обусловлены изменением формы тел и потому проходят только через твердые тела. Их скорость движения меньше: от 3,2 до 7,3 км/с.

Выделяют три главных внутренних оболочек Земли:

- земная кора – наибольшая мощность до 70 км;
- мантия Земли – от нижней границы земной коры до глубины 2900 км;
- ядро Земли – от нижней границы мантии до центра Земли (6371 км).

Граница между земной корой и мантией называется *границей Мохоровичича (Мохо)*, между мантией и ядром – *границей Гутенберга*.

Земная кора подразделяется на два главных типа (континентальный и океанический) и два переходных типа (субконтинентальный и субокеанический). Типы земной коры отличаются распространением, строением, составом и мощностью.

Кора континентального (материкового) типа распространена в пределах материков и зоны шельфа, ее мощность 30–40 км в платформенных областях и до 70 км в горных областях. Нижний ее слой – *базальтовый* (мафический – обогащен магнием и железом), состоит из тяжелых горных пород, его толщина от 15 до 40 км. Выше лежит *гранитоидный* слой (сиалический – обогащен кремнием и алюминием),

состоящий из более легких горных пород, толщиной от 10 до 30 км. Сверху эти слои могут перекрываться *осадочным* слоем мощностью от 0 до 15 км. Граница между базальтовым и гранитогнейсовым слоями (граница Конрада), выделенная по сейсмическим данным, не всегда четко прослеживается.

Кора океанического типа, мощностью до 6–8 км, также имеет трехслойное строение. Нижний слой – тяжелый базальтовый, мощностью до 4–6 км. Средний слой, мощностью около 1 км, сложен переслаивающимися пластами плотных осадочных пород и базальтовых лав. Верхний слой состоит из рыхлых осадочных пород, мощностью до 0,7 км.

Кора субконтинентального (субматерикового) типа имеет строение, близкое коре материковой. Она представлена на периферии окраинных и внутренних морей (в зонах континентального склона и подножья) и под островными дугами. Характеризуется резко сокращенной мощностью (до 0 м) осадочного слоя. Причина этого – большой уклон поверхности, способствующий соскальзыванию накапливающихся осадков. Мощность этого типа коры до 25 км, в том числе базальтового слоя – до 15 км, гранитогнейсового – до 10 км; граница Конрада выражена плохо.

Кора субокеанического типа близка по строению к океанической. Она развита в пределах глубоководных частей внутренних и окраинных морей и в глубоководных океанических желобах. Отличается резким увеличением мощности осадочного слоя и отсутствием гранитогнейсового слоя. Чрезвычайная мощность осадочного слоя обусловлена очень низким гипсометрическим уровнем поверхности – под действием гравитации здесь накапливаются гигантские толщи осадочных пород. Общая мощность субокеанической коры достигает 25 км, в том числе базальтового слоя – до 10 км и осадочного – до 15 км. При этом мощность слоя плотных осадочных и базальтовых пород может составлять 5 км.

Мантия Земли разделяется на две части: верхнюю и нижнюю.

Верхняя мантия состоит из трех слоев, распространяется до глубины 800–900 км. Верхний слой, мощностью до 50 км, состоит из твердого

и хрупкого кристаллического вещества (скорость продольных волн до 8,5 км/с и более), предположительно сложен оливинами, пироксенами и гранатами. Вместе с земной корой верхний слой мантии образует *литосферу* – каменную оболочку Земли. Средний слой – *астеносфера* (податливая оболочка, от греч. *asthenes* – слабый) – характеризуется резким падением скорости распространения сейсмических волн. Возможно, это обусловлено плавлением и частичным (на 1–10 %) переходом вещества астеносферы в пластичное состояние. Астеносфера отличается непостоянством выраженности, мощности (в среднем около 100 км) и глубины залегания. Астеносфера наиболее ярко выражена и приподнята под экстремально подвижными участками земной коры и, наоборот, слабо выражена и погружена на большую глубину под спокойными участками земной коры. Под срединно-океаническими хребтами астеносфера лежит на глубине нескольких километров. На окраинах океанов, где мощность земной коры возрастает, астеносфера погружается до 60–80 км. Под континентами она лежит на глубинах в среднем около 80–120 км, но достигает предельной глубины (200–250 км) под щитами древних платформ, а под континентальными рифтами вновь приподнимается до глубины 10–25 км. Нижний слой верхней мантии (*слой Голицина*) иногда выделяют как переходный слой или как самостоятельную часть – среднюю мантию. Опускается он до глубины 800–900 км, вещество здесь кристаллическое твердое (скорость продольных волн до 9 км/с).

Нижняя мантия простирается до 2 900 км, сложена твердым кристаллическим веществом высокой плотности. В основании нижней мантии скорость продольных волн возрастает до 13,5 км/с, а плотность вещества достигает 5,8 г/см³.

Земное ядро делится на внешнее и внутреннее.

Внешнее ядро расположено на глубине от 2 900 км до 5 120 км; предположительно сложено веществом жидким, поскольку поперечные волны в него не проникают, а скорость продольных падает до 8 км/с.

Внутреннее ядро расположено на глубине от 5 120 до 6 371 км; вещество здесь находится в твердом состоянии – об этом свидетельствует рост скорости продольных волн до 11 км/с и более. По преобладающему мнению, ядро состоит из железоникелевого расплава с примесью кремния и серы. Плотность вещества Земли в ядре достигает максимума – до 13 г/см³.

Плотность и давление Земли возрастают с глубиной. Средняя плотность вещества Земли составляет 5,52 г/см³. Средняя плотность горных пород земной коры – 2,8 г/см³ (варьирует от 2,4 до 3,0 г/см³). Плотность вещества верхней мантии ниже границы Мохо приближается к 3,4 г/см³, на глубине 2 900 км она достигает 5,8 г/см³, а во внутреннем ядре – до 13 г/см³. *Давление* на глубине 40 км равно 10³ МПа, на границе Гутенберга – 137 · 10³ МПа, в центре Земли – 361 · 10³ МПа. Ускорение силы тяжести на поверхности планеты составляет 982 см/с², достигает максимума в 1 037 см/с² на глубине 2 900 км и минимально (нуль) в центре Земли.

Магнитное поле Земли предположительно обусловлено возникающими при суточном вращении планеты конвективными движениями жидкого вещества внешнего ядра. Изучение магнитных аномалий (вариаций напряженности магнитного поля) широко используется при поиске железорудных месторождений.

Тепловые свойства Земли формируются солнечной радиацией и тепловым потоком недр планеты. Влияние солнечного тепла на суше не распространяется глубже 30 м – в этих пределах лежит пояс постоянной температуры, равной среднегодовой температуре воздуха данной местности. Глубже этого пояса температура постепенно возрастает под действием теплового потока самой Земли. Интенсивность теплового потока зависит от строения земной коры и от активности эндогенных процессов. Среднепланетарная величина теплового потока равна 1,5 мккал/см² · с, на шитах она понижается до 0,6–1,0 мккал/см² · с, в горах возрастает до 4,0 мккал/см² · с, и достигает наибольших значений в срединно-

океанических рифтах – до $8,0 \text{ мккал/см}^2 \cdot \text{с}$. В числе источников, формирующих внутреннее тепло Земли, предполагаются следующие: энергия распада радиоактивных элементов, химические превращения вещества, гравитационное перераспределение вещества в мантии и ядре. При исследовании тепловых свойств Земли пользуются понятиями геотермического градиента и геотермической ступени.

Геотермический градиент – величина нарастания температуры на единицу глубины.

Геотермическая ступень – величина глубины, за которую температура возрастает на $1 \text{ }^\circ\text{C}$. Эти показатели сильно отличаются в разных местах планеты. Максимальные величины градиента наблюдаются в подвижных зонах литосферы, а минимальные – на древних континентальных массивах. В среднем геотермический градиент верхней части земной коры составляет около $30 \text{ }^\circ\text{C}$ на 1 км, а геотермическая ступень – около 33 м. Предполагается, что с ростом глубины геотермический градиент уменьшается, а геотермическая ступень увеличивается. На основании гипотезы о преобладании в составе ядра железа рассчитаны температуры его плавления на разных глубинах (с учетом закономерного роста давления): $3\ 700 \text{ }^\circ\text{C}$ – на границе мантии и ядра, $4\ 300 \text{ }^\circ\text{C}$ – на границе внутреннего и внешнего ядра.

Химический состав Земли считается сходным со средним химическим составом изученных метеоритов.

Метеориты по составу делят на три основных группы: железные, железокремнистые и каменные:

- *железные* метеориты образованы никелистым железом с примесью кобальта и фосфора, составляют $5,6 \%$ от найденных;

- *железосиликатные* метеориты (*сидеролиты*) сложены смесью железа и силикатов, встречаются реже всего – составляют лишь $1,3 \%$ от известных;

• *каменные метеориты (аэролиты)* обладают силикатным составом, обогащенным магнием и никелистым железом, являются самыми распространенными – 92,7 %.

Таким образом, в химическом составе Земли в целом преобладают четыре элемента. Кислорода и железа содержится примерно по 30 %, магния и кремния – по 15 %. На долю серы приходится около 2–4 %; никеля, кальция и алюминия – по 2 %. В составе земной коры господствуют три элемента: кислород (более 45 %), кремний (более 25 %) и алюминий (около 7,5 %).

2. МИНЕРАЛЫ

Строение и происхождение минералов

Минерал – природное вещество, состоящее из одного элемента или из закономерного сочетания элементов, образующееся в результате природных процессов, протекающих в недрах Земли или на поверхности. Каждый минерал имеет определенное строение, обладает конкретными физическими и химическими характеристиками. Известно более 2500 минералов (не считая разновидностей). Наука, изучающая минералы, называется *минералогией*.

По агрегатному состоянию минералы делят на твердые (кварц), жидкие (ртуть), газообразные (метан). Наиболее распространены твердые минералы, среди которых преобладают *кристаллические* (атомы в них расположены упорядоченно), и гораздо реже встречаются *аморфные* (с хаотичным расположением атомов). Наука о строении кристаллических минералов называется *кристаллографией*.

В зависимости от пространственного расположения элементарных частиц, составляющих кристаллическую решетку, все многообразие форм кристаллов можно свести к нескольким группам симметрий, или *сингоний*. Выделяют семь сингоний: моноклинную, триклинную, ромбическую, тригональную, тетрагональную, гексагональную, кубическую. Огромное влияние на структуру кристаллической решетки оказывают физико-химические условия минералообразования: кристаллы одного и того же минерала, возникшие в разных условиях, будут отличаться сингонией. Более того, из одного элемента возможно формирование разных минералов: например, графита и алмаза, состоящих из углерода. Способность одинаковых по составу твердых веществ кристаллизоваться в разных модификациях называется полиморфизмом.

От внутреннего строения напрямую зависят физические свойства минералов. Так, обладающие кубической сингонией октаэдрические кристаллы алмаза – модификации углерода – характеризуются наивыс-

шей твердостью. Другая модификация углерода – графит – кристаллизуется в гексагональной сингонии и отличается минимальной твердостью. Кристаллическим минералам свойственна анизотропность – физические свойства отличаются по разным направлениям в кристалле. Аморфным минералам характерна изотропность – сохранение физических параметров независимо от направления. К важнейшим физическим свойствам, позволяющим макроскопически определять минералы, относят твердость, блеск, цвет в куске, цвет в порошке (цвет черты), спайность, излом, прозрачность, удельный вес.

Твердость минерала – способность сопротивляться механическому воздействию со стороны другого тела. Твердость минерала зависит от его внутреннего строения и химического состава. Так, гидратированные соединения всегда мягче безводных (боксит и корунд). Твердость многих минералов непостоянна. Простейший способ определения твердости – царапанье одного минерала другим. Для такой оценки принята шкала Мооса, представленная десятью минералами-эталоном – в ней каждый последующий минерал царапает все предыдущие (чем выше номер минерала, тем он тверже).

Тальк – 1	Кальцит – 3	Апатит – 5	Кварц – 7	Корунд – 9
Гипс – 2	Флюорит – 4	Ортоклаз – 6	Топаз – 8	Алмаз – 10

Используют и подручные предметы: твердость мягкого карандаша – 1; ногтя – 2; стекла – 5–5,5; стальной иглы и ножа – 6–7.

Блеск – это способность поверхности минерала отражать падающий свет. Блеск минерала может быть разным на гранях кристалла и на сколе. У кварца на гранях блеск стеклянный, а на сколе жирный. Различают металлический, неметаллический, матовый и другие виды блеска. Металлический блеск присущ многим сульфидам, окислам металлов, самородным металлам. Блеск полуметаллический тусклее (графит). Стеклянный блеск выражен на гранях и плоскостях спайности прозрачных

или полупрозрачных минералов (кальцит, полевые шпаты).

Жирный блеск подобен тому, что проявляется на смазанной маслом поверхности (излом кварца, нефелина). Перламутровый напоминает блеск внутренней поверхности раковины (слюды, тальк). Шелковистый подобен блеску ткани и свойственен волокнистым минералам (селенит, асбест). Восковой подобен блеску поверхности свечи, им обладают некоторые скрытокристаллические агрегаты (кремень). Матовый означает именно отсутствие блеска – свет отражается равномерно и тускло. Матовый блеск присущ землистым разностям с мелкопористой поверхностью (каолин, боксит).

Спайность – способность кристаллических минералов раскалываться по плоскостям. При наличии спайности видны блестящие пластинки, наслаивающиеся друг на друга и образующие своеобразную лестницу. В слюдах спайность прослеживается в одном направлении. Спайность многих минералов выражена в нескольких взаимно пересекающихся направлениях. У галита и сильвинита – в трех направлениях, перпендикулярных друг другу (спайность по кубу). У сфалерита – шесть направлений спайности.

Выделяют спайность весьма совершенную, совершенную, среднюю и несовершенную. Весьма совершенная спайность – минерал очень легко (ногтем) расщепляется на тонкие пластинки с гладкой блестящей поверхностью (слюды, тальк). Совершенная спайность – легким ударом молотка минерал колется по ровным плоскостям (кальцит, полевой шпат). Средняя спайность выражена слабо и вскрывается сильным ударом (оливин). Несовершенная спайность не различима (апатит, берилл).

Излом – конфигурация поверхности, возникающая при расколе минерала. Выделяют следующие виды изломов:

- зернистый – сросшиеся зерна, сферы (оолитовый лимонит, боксит);
- землистый – шероховатый, матовый (каолинит);
- раковистый – вогнутый, концентрически-волнистый (кремень);
- занозистый – однонаправленные иглы (роговая обманка);

ступенчатый – уступы между плоскостями спайности (галит);
неровный – хаотично изломанная блестящая поверхность твердых минералов, лишенных спайности (нефелин).

Цвет зависит от химического состава минерала и примесей. Некоторые минералы меняют цвет в зависимости от угла освещения, иногда приобретая радужную окраску (лабрадор). Такое свойство называется иризацией. Иногда поверхностный слой минерала имеет дополнительную окраску, и образец переливается синими, красными, розово-фиолетовыми тонами (халькопирит, борнит). Это явление называется побежалостью. Побежалость объясняется интерференцией света в тонких пленках, образующихся на поверхности минерала в результате различных реакций. Окраска многих минералов не постоянна (кварц, галит, нефелин) – для них цвет не является диагностическим признаком.

Черта – это цвет порошка минерала. Черта может отличаться от цвета в куске: пирит в куске соломенно-желтый, а в порошке почти черный. Определяя черту, минерал растирают по фарфоровой неглазурованной пластине (при условии, что минерал мягче фарфора). Если образец слишком тверд, его истирают более твердым минералом. Как правило, для твердых минералов указывают, что черта отсутствует.

Прочие свойства объединяют другие, нередко индивидуальные признаки минералов. Прочие свойства часто играют важнейшую роль в диагностике, особенно у родственных минералов (галит и сильвин).

Удельный вес (г/см^3) зависит от химического состава и структуры минерала. Выделяют три группы минералов: легкие – менее 2,5 (гипс); средние – от 2,5 до 5 (апатит); тяжелые – больше 5 (галенит).

Прозрачность – существуют минералы непрозрачные, которые не пропускают свет даже в очень тонких пластинках (окислы металлов); просвечивающие только в тонкой пластинке (кремь); полупрозрачные подобно матовому стеклу (халцедон); прозрачные как обычное стекло (горный хрусталь).

Некоторым минералам характерны специфические свойства. Например, способность минералов класса карбонатов вступать в реакцию с соляной кислотой (вскипать). Ряд минералов характеризуется магнитностью (магнетит, пирротин) – они отклоняют магнитную стрелку. Диагностически значима растворимость минералов в воде (галит и сильвин). Эти же минералы обладают вкусом – соленым у галита, горько-соленым у сильвина. Иногда минералы имеют запах. Так, пирит при ударе издает запах сернистого газа; фосфорит при трении – запах жженой кости. Некоторые минералы жирные на ощупь (тальк), другие легко пачкают руки (графит, пиролюзит). Двойным лучепреломлением обладает исландский шпат. Флюоресценция характерна флюориту. Гигроскопичностью обладают каолин, сильвин.

По *занимаемому в составе горных пород объему* минералы делят на породообразующие и акцессорные.

Породообразующие (их около 50) – минералы, играющие первостепенную роль в составе горных пород. Состав породообразующих минералов служит одним из критериев, по которым определяют название горной породы. *Акцессорные* минералы встречаются в виде незначительных примесей (не более 5 % от объема породы) и их наличие не влияет на название породы.

Кроме того, выделяют обширную группу *рудобразующих минералов*, являющихся промышленным сырьем.

По *происхождению* минералы делят на типы, которые объединяют в две группы: *эндогенные* – возникают в недрах Земли благодаря процессам магматизма и метаморфизма, *экзогенные* – образуются в верхней части земной коры путем выветривания и осаждения из водных растворов. Последовательность формирования минералов от эндогенных до экзогенных и вновь к эндогенным можно представить следующим образом.

1. Магматический тип минералообразования имеет место в пределах магматического очага, возникающего в недрах Земли. По мере гравитационного разделения и остывания магмы из нее последовательно кри-

сталлизируются вначале тугоплавкие, а затем все более легкоплавкие минералы. Тугоплавким минералам характерна черная, темно-зеленая окраска и большой удельный вес (они обогащены сравнительно тяжелым железом). Наоборот, легкоплавким минералам свойственна более светлая окраска и меньший удельный вес (они содержат сравнительно легкие элементы – натрий, калий, кальций). Соответственно первыми возникают тугоплавкие с большим удельным весом зелено-черные минералы: оливин, авгит, лабрадор. Затем кристаллизуются более легкоплавкие с меньшим удельным весом и светлоокрашенные минералы: роговая обманка, слюды, ортоклазы. Последним кристаллизуется кварц – самый легкоплавкий и обладающий наименьшим удельным весом среди магматогенных минералов. Данную последовательность называют *реакционным рядом Боуэна* (в честь установившего ее канадского минералога и петрографа).

2. Пегматитовый тип минералообразования протекает в трещинах, по которым расплав поднимается от магматического очага. Он проявляется на последних стадиях остывания магмы, при температурах 500–700 °С, когда в расплавленном виде остаются самые легкие фракции магмы, обогащенные кислотами, щелочами и газами. В этих условиях формируются своеобразные горные породы – пегматиты, сложенные крупными и гигантскими кристаллами кварца, ортоклаза, слюд. На данной стадии минералообразования возникают многие драгоценные камни, рудные и радиоактивные минералы.

3. Пневматолитовый тип минералообразования, или пневматолитиз, также протекает в трещинах, расходящихся от магматического очага, но на большем от него расстоянии – как правило, за пределами пегматитовой зоны, при температурах ниже 500 °С. Газы, выделившиеся из магматического расплава, содержат значительное количество металлов и металлоидов, кристаллизация которых ведет к формированию руд висмута, вольфрама, молибдена, мышьяка и др.

4. Гидротермальный тип минералообразования протекает на значительном удалении от магматического очага и связан с кристаллизацией минералов из магматических паров. Гидротермальные процессы начинаются при температурах ниже 500 °С и сопровождают пневматолитовый тип, что ведет к накоплению рудообразующих минералов: галенита, сфалерита, киновари, халькопирита, пирита, золота и др. При охлаждении газов и растворов ниже 375 °С гидротермальное минералообразование протекает самостоятельно и возникают как самородные минералы (сера), так и соединения хлоридные (галит, сильвин), карбонатные (кальцит) и другие. Гидротермальный тип завершает минералообразование, связанное с формированием и охлаждением магматического вещества.

5. Гипергенный тип минералообразования (от греч. *hyper* – над, сверх и *genesis* – происхождение) заключается в совокупности процессов химического и физического преобразования минеральных веществ на земной поверхности (в воздушной или водной среде или на небольших глубинах в земной коре). Неустойчивые к внешним воздействиям минералы разрушаются и переходят в устойчивые соединения. Основополагающее значение принадлежит процессам выветривания, осаждения веществ из водных растворов, деятельности подземных вод. Характерными минералами являются каолин, монтмориллонит, галит, сильвин, малахит, лимонит, боксит, халцедон и др.

6. Метаморфический тип минералообразования (от греч. *metamorphosis* – превращение) заключается в распаде первоначальных минералов, последующей молекулярной перегруппировке и образовании новых, более устойчивых минералов. Метаморфизм протекает почти исключительно в недрах Земли. Он обусловлен воздействием на горные породы высоких температур, давления, а также магматических флюидов (газов и растворов). Метаморфизму подвергаются ранее возникшие породы любого генезиса: магматические, осадочные и метаморфические. При этом возникает обширный перечень минералов, среди которых необходимо назвать хлориты, гранаты, тальк, графит, магнетит и др.

При изменении физико-химических условий эндогенные и экзогенные процессы минералообразования могут сопровождаться *метасоматозом* (от греч. *meta* – после и *soma* – тело) – замещением одних твердых минералов другими с существенным изменением химического состава, но с сохранением исходного объема. Таким образом, при метасоматозе происходит миграция химических элементов. Например, кальцит (CaCO_3) под действием выделившихся из магмы растворов может перейти в доломит ($\text{CaMg}[\text{CO}_3]_2$). Кроме того, возможно образование одного и того же минерала в разных условиях и при разных процессах – классическим примером служит кварц, разновидности которого являются продуктами всех известных типов минералообразования. Наконец, каждому типу минералообразования характерны строго закономерные сочетания минералов, что ведет к образованию минералов-спутников. Такое явление получило название *парагенезиса* (от греч. *para* – возле и *genesis* – происхождение) – совместного нахождения в земной коре минералов, связанных общими условиями образования. Практическое значение парагенезиса заключается в том, что на основании обнаружения одного минерала можно предполагать наличие другого. Так, наличие пегматитового кварца свидетельствует о возможности обнаружения золота.

Химические классы минералов

По *химическому составу* минералы объединяют в *классы*, подразделяемые на *подклассы* и, далее, *группы*. В земной коре наиболее распространены восемь классов минералов.

1. *Самородные минералы* состоят из одного химического элемента. Объединяют около 45 минералов различного происхождения, составляющих менее 0,1 % массы земной коры. Большинство имеет огромное хозяйственное значение (алмаз, графит, сера, золото, медь и др.).

2. *Сульфиды* в химическом отношении являются солями сероводородной кислоты (H_2S). Класс насчитывает около 250 минералов, составляющих около 0,15 % массы земной коры. Образование сульфидов идет

без доступа кислорода, большинство из них имеет гидротермальное происхождение, хотя возможно и гипергенное. При окислении сульфиды легко переходят в окислы, карбонаты или сульфаты. Сульфиды являются рудами цветных и черных металлов, зачастую им сопутствует золото. Наиболее распространены пирит (железный колчедан) FeS_2 , халькопирит (медный колчедан) CuFeS_2 , галенит (свинцовый блеск) PbS , сфалерит (цинковая обманка) ZnS , киноварь HgS и др. Подавляющему большинству сульфидов характерны металлический блеск, темная окраска, низкая и средняя твердость, высокая плотность.

3. *Галогениды (галоидные соединения)* – соли галоидно-водородных кислот (HCl , HF и редко HBr , HI). Насчитывается около 100 минералов, как правило, гипергенного и гидротермального происхождения. Чаще встречаются соединения хлористые и фтористые, такие как применяемые в химической промышленности галит NaCl (каменная соль), сильвин KCl (калийная соль). В оптике используется флюорит CaF_2 . Галогениды отличаются стеклянным блеском, светлой окраской, невысокими твердостью и плотностью, часто легкой растворимостью в воде.

4. *Фосфаты* образованы солями фосфорной кислоты (H_3PO_4). Класс насчитывает примерно 200 минералов разного происхождения, составляющих около 0,7 % массы земной коры. Фосфатам характерны неметаллические разновидности блеска, невысокие и средние показатели твердости и плотности, окраска возможна любая. Представителями являются преимущественно магматического или метаморфического происхождения апатит $\text{Ca}_5(\text{F}, \text{Cl})[\text{PO}_4]_3$, а также гипергенного происхождения бирюза $\text{CuAl}_6[(\text{OH})_2\text{PO}_4]_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ и вивианит $\text{Fe}_3[\text{PO}_4] \cdot 8\text{H}_2\text{O}$. Чаще всего минералы данного класса применяются для производства фосфорных удобрений, а также извлечения фосфора. Важнейшим минералом для этих целей выступает апатит.

5. *Сульфаты* – соли серной кислоты (H_2SO_4), накапливающиеся, как правило, в солесыщенной водной среде при повышенном содержании кислорода и сравнительно низких температурах (т. е. вблизи земной по-

верхности). Сульфатам принадлежит существенное породообразующее значение, они слагают около 0,1 % массы земной коры. Минералам свойственны низкая твердость, неметаллические разновидности блеска, светлая окраска. В земной коре широко распространены гипс $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, ангидрит CaSO_4 , мирабилит (глауберова соль) $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$.

6. *Карбонаты* – соли угольной кислоты (H_2CO_3), насчитывают около 80 представителей. Имеют огромное породообразующее значение в составе осадочных и метаморфических пород, слагают до 2 % массы земной коры. Отличительная особенность карбонатов – активное взаимодействие с соляной кислотой, сопровождающееся бурным выделением углекислого газа. Блеск большинства карбонатов стеклянный, твердость невысокая. Наиболее распространены такие представители, как кальцит CaCO_3 , магнезит MgCO_3 , доломит $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, сидерит FeCO_3 .

7. *Оксиды и гидрооксиды* составляют до 17 % массы земной коры. Объединяют минералы разного происхождения и разделяются на два подкласса: оксидов, отличающихся высокой и средней твердостью, и гидрооксидов, обладающих низкой твердостью. С другой стороны, названный класс можно разделить на оксиды и гидрооксиды кремния и оксиды и гидрооксиды металлов.

Оксиды и гидрооксиды кремния соответственно характеризуются стеклянным или матовым блеском. Их породообразующее значение невозможно переоценить: только на долю кварца SiO_2 приходится до 12 % массы земной коры. Скрытокристаллические модификации кварца представлены разноокрашенными халцедонами. Среди водных оксидов кремния необходимо назвать опал $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$.

Оксиды и гидрооксиды металлов отличаются соответственно металлическим или матовым блеском. Они относятся к важнейшим рудообразующим минералам. Наибольшее практическое значение принадлежит таким минералам, как магнетит Fe_3O_4 , гематит Fe_2O_3 , лимонит $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, корунд Al_2O_3 , боксит $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$.

8. *Силикаты и алюмосиликаты* объединяют около 800 минералов, многие из которых играют важнейшую породообразующую роль, ведь представители этого класса составляют до 80 % массы земной коры. Если же к числу силикатов отнести и кварц (типичный силикат по строению кристаллической решетки, но не по химическому составу), то доля превысит 90 %. Основу кристаллической решетки в силикатах и алюмосиликатах составляет кремний-кислородный тетраэдр $[\text{SiO}_4]^{4-}$. В зависимости от сочетаний этих тетраэдров все силикаты разделяются на большое количество групп. Происхождение минералов данного класса разное.

- Островные силикаты сложены изолированными тетраэдрами. Самым распространенным их представителем, имеющим огромное породообразующее значение, является оливин $(\text{Mg}, \text{Fe})_2[\text{SiO}_4]$.

- Цепочечные силикаты объединяют минералы группы пироксенов, в которых тетраэдры соединены в непрерывные цепочки. Наибольшим распространением из их числа пользуется породообразующий алюмосиликат авгит $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Al})_2[(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_6]$.

- Кольцевые силикаты сложены тетраэдрами, соединенными в замкнутые кольца. Представитель – берилл $\text{Be}_3\text{Al}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$.

- Ленточные силикаты образованы тетраэдрами, соединенными в обособленные ленты. Выделяется группа амфиболов – минералов постоянного химического состава, среди которых наиболее распространен породообразующий минерал роговая обманка $(\text{Ca}, \text{Na}, \text{K})_{2-3}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al})_5[(\text{OH}, \text{F})_2(\text{Si}, \text{Al})_2\text{Si}_6\text{O}_{22}]$.

- Листовые (слоевые) силикаты представлены минералами, в которых тетраэдры объединены в ленты, образующие единый непрерывный слой. Наиболее распространены такие породообразующие минералы, как слюды: бесцветный мусковит и его мелкочешуйчатая разновидность серицит $\text{KAl}_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH})_2$, черный биотит $\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe})_3[(\text{OH}, \text{F})_2\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$. Кроме названных, часто встречаются метаморфического происхождения серпентин (змеевик) $\text{Mg}_6[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_8$, тальк $\text{Mg}_3[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2$ и непо-

стоянного состава хлориты. Эти минералы возникают при воздействии на ультраосновные породы магматических горячих растворов и газов. Другая часть листовых силикатов образуется в результате гипергенеза магматических и метаморфических пород, содержащих полевые шпаты и слюды. Так возникают глинистые минералы каолинит $Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8$, монтмориллонит $(Mg_3, Al_2)[Si_4O_{10}](OH)_2 \cdot nH_2O$, бейделлит $Al_2[Si_4O_{10}](OH)_2 \cdot nH_2O$, нонтронит $(Fe, Al_2)[Si_4O_{10}](OH)_2 \cdot nH_2O$, а также гидрослюды – минералы непостоянного состава. Среди листовых силикатов выделяется также глауконит – водный алюмосиликат K, Fe, Al, образующийся путем выпадения из коллоидных растворов, и накапливающийся преимущественно в шельфовой зоне на глубинах 200–300 м.

• Каркасные силикаты представлены группами полевых шпатов и нефелина. Важнейшей из них является группа полевых шпатов, доля которых в массе земной коры достигает 50 %. Каркас полевых шпатов создан тетраэдрами, сцепленными всеми четырьмя вершинами. Группа подразделяется на калиево-натриевые и кальциево-натриевые полевые шпаты. Первые представлены ортоклазом $K[AlSi_3O_8]$. Вторые – разновидностями плагиоклазов, в которых наблюдается последовательное уменьшение содержания SiO_2 . В соответствии с этим плагиоклазы включают ряд минералов: от натриевого (кислого по составу) альбита $Na[AlSi_3O_8]$ – его сокращенная запись Ab, до кальциевого (основного) анортита $Ca[Al_2Si_2O_8]$ – его сокращенная запись An. Промежуточное положение занимает кальциево-натриевый (средний по составу) лабрадор $Ab_{50} An_{50}$ – иризирующий плагиоклаз. Помимо полевых шпатов, в числе каркасных силикатов выделяют группу нефелина $Na_3K[AlSiO_4]_4$ – породообразующего алюмосиликата магматического и пегматитового происхождения.

3. ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

Горные породы – это минеральные агрегаты или органические остатки, слагающие земную кору.

Полиминеральными называют породы, состоящие из нескольких минералов. *Мономинеральные* – породы, состоящие из одного минерала.

По *способу образования* горные породы делят на *магматические*, *осадочные* и *метаморфические*. Происхождение горных пород запечатлено в их структурах и текстурах, а также отдельностях.

Под *структурой* понимают особенности внутреннего строения и состава горной породы: степень ее кристалличности, форму, абсолютные и относительные размеры кристаллов или зерен.

Текстурой называют совокупность признаков строения горных пород, обусловленных ориентировкой и относительным расположением и распределением составных частей породы.

Отдельность – это форма, приобретаемая горной породой при естественном раскалывании. Такое раскалывание идет по определенным плоскостям – сеть трещин делит породу на специфические фигуры (столбы, шары и проч.). Отдельности различимы в геологических обнажениях, иногда – в отдельных образцах.

Магматические горные породы

Магматические горные породы возникают из магматического расплава. В зависимости от места застывания магмы они подразделяются на интрузивные (от лат. *intrusio* – вталкивание) – образующиеся в недрах Земли, и на эффузивные (от лат. *effusio* – разлитие) – формирующиеся на поверхности при излиянии лавы. В свою очередь, интрузивные породы делятся на абиссальные (от греч. *abyssos* – бездонный) – сверхглубинные, возникшие при застывании магмы на больших глубинах в земной коре, и гипабиссальные (от греч. *hyper* – над, сверх и *abyssos* – бездонный) – приповерхностные.

Структурные признаки являются главными при оценке происхождения магматических пород. Выделяют три типа структур магматических пород: по степени кристалличности, по абсолютному размеру кристаллов, по относительному размеру кристаллов.

Структуры по степени кристалличности:

- полнокристаллическая (порода целиком сложена кристаллами) – характерна интрузивам;
- неполнокристаллическая, *порфировая* (различимы лишь отдельные кристаллы) – характерна эффузивам;
- стекловатая, или афировая (в породе нет кристаллов) – характерна эффузивам.

Структуры по абсолютному размеру кристаллов выделяются только для полнокристаллических (интрузивных) пород, и опираются на выявление наибольшей протяженности кристаллов:

- гигантокристаллическая (крупнее 10 мм);
- крупнокристаллическая (10 – 3 мм);
- среднекристаллическая (3 – 1 мм);
- мелкокристаллическая (1 – 0,5 мм);
- тоннокристаллическая (менее 0,5 мм).

Структуры по относительному размеру кристаллов выделяются только для полнокристаллических (интрузивных) пород:

- равномернокристаллическая – присуща абиссальным породам, характеризуется равновеликостью кристаллов – они принадлежат либо к одной группе по абсолютному размеру, либо к двум соседним;
- неравномернокристаллическая (порфировидная) – характерна гипабиссальным породам и отличается большой разницей диаметров кристаллов – от мелких до гигантских.

Текстуры магматических пород представлены следующими видами.

- Массивная – составные части породы расположены хаотично (возможна у интрузивов и эффузивов).
- Пятнистая и полосчатая – разноцветные кристаллы образуют

пятна или полосы (только интрузивы).

- Пузыристая (пористая, ноздреватая) – в стекловатом или порфировом образце видны пустоты (только эффузивы).
- Миндалекаменная – крупные поры стекловатой породы заполнены овальными включениями гипергенных или гидротермальных минералов: кальцита, халцедона (только эффузивы).
- Флюидальная – в стекловатой или порфировой породе изгибаются разноокрашенные потоки застывшей лавы (только эффузивы).
- Пегматитовая – кристаллы формируют неповторимый рисунок на каждой стороне образца (только в интрузивных жильных породах).

Таким образом, пегматитовая, пятнистая и полосчатая текстуры однозначно свидетельствуют об интрузивном происхождении породы; пузыристая и флюидальная – об эффузивном происхождении.

Отдельность магматических пород возникает при остывании расплава. При этом порода покрывается сетью закономерно ориентированных трещин, и разделяется на массивы определенной формы. Выделяют отдельности глыбовую, параллелепipedальную, матрацевидную, столбчатую, шаровую. Отдельность помогает диагностировать условия застывания расплава, а также химический и минералогический состав породы.

Глыбовая (или *плитообразная, пластовая*), *параллелепipedальная* и *матрацевидная* отдельности присущи крупным интрузивным телам. Медленно остывающие интрузивные тела рассекаются трещинами по окраинам, параллельно контактам с окружающими породами – возникает глыбовая отдельность. Если трещины пересекают друг друга перпендикулярно, то возникает параллелепipedальная отдельность. Глыбовые и параллелепipedальные отдельности характерны интрузивам основного и среднего состава (габбро, сиенитам, диоритам). Матрацевидная отдельность присуща интрузивам кислого состава (гранитам и гранодиоритам).

Столбчатая и *шаровая* отдельности свойственны эффузивам. Внутри быстро остывающих лавовых потоков и покровов возникают вертикальные системы трещин, разбивающие породу на параллельные

столбы (призмы) – так возникает столбчатая отдельность. Столбчатая отдельность присуща эффузивам основным (базальтам), в меньшей степени – средним (андезитам). Базальты рассекаются трещинами на пяти- или шестигранные вертикальные столбы (трещины ориентируются перпендикулярно охлаждающейся поверхности). На дне океана расплав основного состава остывает быстро, стягиваясь к разрозненным центрам. Вокруг таких центров возникают сферические трещины – формируется шаровая отдельность, в которой каждый шар разделен на скорлупки.

Абиссальные породы образуют гигантские тела, застывают долгое время при высоких температурах и давлении. Поэтому структура абиссальных пород полнокристаллическая, равномернокристаллическая и крупнокристаллическая – кристаллы четко выражены, размеры их крупные и примерно одинаковые. Текстуры абиссальных пород массивные или пятнистые. Гипабиссальные породы быстро застывают при невысоких температурах и давлении. Наряду с крупными кристаллами, в породах возникают мелкие. Поэтому гипабиссальные породы характеризуются полнокристаллической, но неравномернокристаллической (порфирированной) структурой и пятнистой текстурой. Эффузивные породы возникают на поверхности, где давление невелико и температура лавы падает быстро. Основная масса расплава быстро застывает, и лишь кристаллы отдельных минералов могут выделяться на однородном бесструктурном фоне. Порода приобретает типичное либо порфировое, либо стекловидное строение. Вырывающиеся газы могут придать эффузивам ноздреватую (пористую, пузырчатую) текстуру (пемза). Эффузивные потоки и покровы, обогащенные вулканическим стеклом, со временем разрушаются – в силу этого эффузивные породы делятся на *кайнотипные* (молодые, неразрушенные) и *палеотипные* (древние, разрушенные).

Химическая классификация магматических пород опирается на содержание двуокиси кремния – SiO_2 , которую иначе называют кремнекислотой или кремнеземом. По содержанию кремнезема магматические породы делят на *кислые* (более 65 % SiO_2), *средние* (65–52 %), *основные*

(52–45 %), *ультраосновные* (менее 45 %). Ни в коем случае нельзя путать содержание в породах кремнезема (SiO_2) и минерала кварц (SiO_2): кремнезем есть во всех магматических породах, поскольку они сложены минералами класса силикатов, тогда как минерал кварц присутствует лишь в некоторых. Больше всего кварца содержится в кислых породах.

Химический состав пород проявляется в соотношении темных и светлых минералов: чем кислее порода, тем она светлее. К темноокрашенным минералам относят черные, темно-зеленые. Светлоокрашенные породы называют *лейкокрацовыми*, темноокрашенные – *меланокрацовыми*.

Химический состав породы предварительно оценивают по *цветному числу* (цветному индексу) породы (процентному содержанию темных кристаллов):

менее 10 % темных – порода кислая;

10 – 50 % темных – порода средняя;

50 – 90 % темных – порода основная;

более 90 % темных – порода ультраосновная.

Определяя химический состав, полезно оценить цветовую характеристику породы: выраженность либо зеленых (холодных) тонов, либо желтых и красных (теплых). Чем больше в породе темных минералов и чем ярче зеленый оттенок, тем ближе порода к основным. Наоборот, теплые тона окраски характерны породам с высоким содержанием кремнезема (кислым и некоторым средним).

Тугоплавкие, тяжелые минералы

Черные, серо-зеленые (холодные тона окраски)

Оливин–пироксены–плагиоклазы–амфиболы–биотит–

Легкоплавкие, легкие минералы

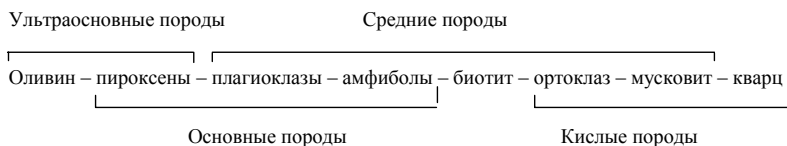
Светлые (теплые тона окраски)

ортоклаз–мусковит–кварц

Косвенным признаком химического состава породы выступает ее *удельный вес* – чем тяжелее порода, тем ближе она к основным.

Минералогический состав магматических пород зависит от химического состава расплава, и соответствует основным закономерностям ре-

акционного ряда Боуэна – большинство магматических пород преимущественно состоит из минералов, соседствующих в ряду Боуэна. Поэтому оливин редко встречается в породе, состоящей из ортоклаза и кварца. Наоборот, проблематично найти кварц или ортоклаз в породе, сложенной оливином и авгитом.



Главными породообразующими минералами большинства магматических пород являются:

- Кислых пород – кварц, ортоклазы.
- Средних пород – ортоклазы, плагиоклазы, роговая обманка.
- Основных пород – плагиоклазы, пироксены.
- Ультраосновных пород – пироксены, оливин.

Кварц никогда не является главным в породах основных и ультраосновных. Не бывает много ортоклаза в породах основных и ультраосновных. Все полевые шпаты (ортоклазы и плагиоклазы) отсутствуют в породах ультраосновных. Оливин и пироксены (авгит) не являются главными в породах кислых и средних.

Аналогами называют породы, одинаковые по химическому и минералогическому составу, но отличные по структуре и текстуре в силу разных условий застывания магмы. Выделяют аналоги интрузивные, жильные и эффузивные. Например, из магмы кислого состава образовались породы как в глуби Земли, так и на ее поверхности. При этом на больших глубинах в земной коре возникли полно- и равномернокристаллические граниты. В приповерхностных слоях земной коры – полнокристаллические, порфиroidные, пятнистые граниты-рапакиви. В узких трещинах – жилах – сформировались полно- и гигантокристаллические гра-

нитные пегматиты с пегматитовой текстурой. На поверхности, после извержения этой же магмы, застыли неполнокристаллические порфиновые или стекловатые кварцевые порфиры и липариты. Таким образом, цепочка аналогов будет представлена всеми названными породами – их химический и минералогический составы идентичны, однако внешний вид абсолютно разный. Краткий перечень некоторых интрузивных пород и их эффузивных аналогов выглядит следующим образом.

- Гранит, гранодиорит, гранитный пегматит – кварцевый порфир; липарит.

- Сиенит, сиенитный пегматит – трахит.

- Диорит – андезит; андезитовый порфирит.

- Габбро – базальт; диабаз.

- Пироксенит, дунит, перидотит – пикрит; кимберлит.

Обсидианы, вулканические туфы, пемзы и все обломочные продукты вулканизма отличаются непостоянством химического и минералогического состава. Могут служить эффузивными аналогами разных интрузивных пород: кислых, средних и основных.

Гранит – кислая интрузивная порода. Окраска от почти белой до серой, оранжево-желтой, розовой, мясо-красной. Состоит из кварца (30 % объема породы, иногда до 50 %), ортоклаза; акцессорами обычно служат роговая обманка, мусковит и биотит. Разновидности гранита получают название либо по минеральному составу, либо по структурно-текстурным особенностям. Так, по преобладающим темным минералам выделяют гранит биотитовый, роговообманковый, пироксеновый и проч. Структура гранита полнокристаллическая, равномерно-кристаллическая или порфировидная; текстура – массивная или пятнистая. Мелкокристаллическую разновидность, почти лишенную темных минералов, называют аплит. Порфировидные граниты с гигантскими изометричными кристаллами красного ортоклаза, отороченными мелкими кристаллами кварца – гранит-рапакиви. Гранитам характерна пластовая матрацевидная отдельность.

Гранодиорит (кварцевый диорит) – кислая полнокристаллическая интрузивная порода серого цвета. Отличается от гранита более темной окраской и минеральным составом. В гранодиоритах кварца содержится меньше, а среди полевых шпатов, как правило, преобладают плагиоклазы (более 70 % от всех полевых шпатов породы). Окраска более холодная, жирно блестящих кристаллов кварца в нем меньше. Следовательно, если кварца в интрузивной породе много, и цветное число не более 10, то это гранит; если же в присутствии кварца цветное число достигает 25 – кварцевый диорит.

Гранитный пегматит – кислая и светлая интрузивная порода, жильный аналог гранита. Структура полнокристаллическая, от средне- до гигантокристаллической. Главные породообразующие минералы те же, что и у гранита. Отличаются повышенным участием летучих компонентов (H₂O, B, F, Cl и др.), а также минералов, содержащих редкие элементы (бериллий, уран, ниобий, литий и др.). Главным отличительным признаком служит пегматитовая текстура – взаимно прорастающие кристаллы создают неповторимый рисунок на каждом новом сколе. Иногда рисунок напоминает древнюю клинопись – тогда породу называют письменным гранитом. С пегматитами связаны месторождения мусковита, берилла, изумруда, турмалина, циркона, топаза.

Липарит (риолит) – кайнотипная эффузивная порода кислого состава. Липариты светло-серые, теплых оттенков. Структура порфировая – преобладает стекловатая масса, в которую вкраплены кристаллы кварца и, нередко, ортоклаза. Чаще встречаются идиоморфные (угловатые) кристаллы. Текстура ноздреватая, нередко флюидальная.

Кварцевый порфир (риолитовый порфир) – кислая палеотипная эффузивная порода. Цвет серый, бурый, розовый, кирпичный. Структура порфировая – в стекловатую массу вкраплены ксеноморфные (сферические) кристаллы ортоклаза и кварца. Текстура массивная, реже ноздреватая.

Сиенит – интрузивная порода среднего состава. Структура полнокристаллическая, обычно среднекристаллическая. Порода похожа на гранит, от которого отличается отсутствием кварца – сиениты состоят из ортоклазов (до 70 %), слюд и роговой обманки (до 10 %), а также из плагиоклазов. Цвет ортоклаза определяет окраску сиенита: либо красно-бурую, либо серую. Сиенитам свойственна пластовая или параллелепедальная отдельность.

Сиенитный пегматит – светлая порода среднего состава, жильный аналог сиенита. Структура полнокристаллическая, от средне- до гигантокристаллической. Главные породообразующие минералы те же, что и у сиенита. Текстура пегматитовая.

Нефелиновый сиенит – интрузивная полнокристаллическая порода красно-бурого, серого цвета. Состоит из полевых шпатов и нефелина. В отличие от прозрачного кварца, нефелин непрозрачен. Эти два минерала никогда не образуют парагенезиса. Эффузивные аналоги нефелинового сиенита крайне редки – представлены фонолитами и фонолитовыми порфирами.

Трахит – кайнотипный эффузивный аналог сиенита. Окраска от зеленовато-серой до розово-серой, иногда белая. Структура порфировая, текстура ноздреватая, но диаметр пор мал (1 мм и менее). В порфировых вкраплениях представлены идиоморфные кристаллы зеленой роговой обманки, слюд, полевых шпатов.

Диорит – интрузивная порода среднего состава. Цвет зеленовато-серый, структура полнокристаллическая, чаще всего среднекристаллическая. Состоит из плагиоклазов (до 50 %) и роговой обманки (до 45 %). Среди аксессуаров типичны биотит и авгит, реже встречается оливин.

Андезит – кайнотипная эффузивная порода, аналог диорита. Окраска зелено-серая темная. Структура порфировая. Порфировые включения представлены идиоморфными, удлинёнными кристаллами плагиоклазов и роговой обманки. На поверхности кристаллов хорошо различимы стек-

лянный блеск и совершенная спайность. Текстура либо пористая, причем поры крупные (до 1 см и более), либо миндалекаменная.

Андезитовый порфирит – палеотипная эффузивная порода, аналог диорита. Цвет породы зелено-серый, темно-серый, структура порфировая. Вкрапленники образованы грязно-серыми кристаллами полевых шпатов, поверхность которых почти лишена блеска, плоскости спайности просматриваются с трудом.

Габбро – интрузивная порода основного химического и непостоянного минерального состава. Габбро являются темноцветными породами, их главный признак – господство зеленых или черных (темно-серых) минералов. Поэтому название конкретному образцу дается по преобладающему темному минералу: габбро лабрадоритовое, рогово-обманковое, пироксеновое и др. Структура габбро полнокристаллическая, равномернокристаллическая. На долю светлых (серых) кристаллов плагиоклазов приходится не более 40 %, тогда как остальные 60 % (и даже более) заняты черно-зелеными роговыми обманками, авгитом, оливином. Габбро характерны пластовая, глыбовая и параллелепипедальная отдельности.

Базальт – кайнотипный эффузивный аналог габбро. Цвет от темно-серого до густо-черного, порода очень тяжелая. Структура афировая или порфировая, текстура пористая. Порфиновые включения представлены идиоморфными кристаллами роговой обманки и плагиоклаза – они резко выделяются на темном фоне основной массы породы. Базальты являются самыми распространенными вулканическими породами: ими сформированы гигантской площади вулканические покровы (траппы) и потоки; базальтовый слой лежит в основании всей земной коры. Базальтам свойственна столбчатая пяти- или шестигранная отдельность. При подводных извержениях базальты обретают матрацевидную отдельность. Выветривание железистых базальтов придает им ржаво-бурый цвет.

Диабаз – палеотипная эффузивная или гипабиссальная порода, аналог габбро. Очень характерен серо-зеленый цвет. Структура скрытокри-

сталлическая или порфировая. Диабазы состоят из сильно разрушенных плагиоклазов и пироксенов.

Пироксенит – интрузивная ультраосновная порода. Цвет черный, черно-зеленый; структура полнокристаллическая, средне- и крупнокристаллическая, равномернокристаллическая. Пироксениты состоят из пироксенов (до 75 %) и оливина (до 30 %). Пироксениты, как и другие интрузивы ультраосновного состава, распространены ограниченно.

Дунит – интрузивная порода ультраосновного состава. Цвет от черного до черно-зеленого; структура полнокристаллическая, мелко- и среднекристаллическая, равномернокристаллическая. Дуниты состоят из округлых средних или мелких кристаллов оливина. Выветриваясь, оливин превращается в минерал серпентин, поэтому на поверхности выветрелых образцов дунита контрастно выделяется светло-оливковая кора выветривания, отличающаяся от темно-зеленой «сердцевины» породы.

Перидотит – интрузивная порода ультраосновного состава. Цвет черно-зеленый, структура полнокристаллическая, мелко- и среднекристаллическая, равномернокристаллическая. Перидотиты состоят из оливина (до 70 %) и пироксенов, кора выветривания на их поверхности может отсутствовать, либо иметь размытую границу.

Обсидианы – вулканические стекла массивной или ноздреватой текстуры. Образцы этой породы более всего напоминают застывшую смолу. Обсидиану свойственны ярко выраженный раковистый излом и бритвенно-острые полупрозрачные сколы.

Пемза – макропористая, очень легкая, не тонущая в воде изверженная порода. Для пемзы наиболее характерна окраска серая (светло-, сизо- или темно-серая), а также кирпично-бурая.

Вулканические туфы – макропористые, но, в отличие от пемзы, тонущие в воде. Окраска самая разная.

Осадочные горные породы

Осадочные горные породы формируются на земной поверхности или на небольших глубинах в земной коре, занимают свыше 75 % площади поверхности суши. Более 95 % их объема накопилось в морских условиях. Осадочные породы по сути вторичны – для их возникновения необходимо исходное минеральное (или органическое) вещество. Его источниками являются процессы внешней и внутренней геодинамики, а также космические.

По *происхождению* осадочные породы делят на пять групп: обломочную, глинистую, хемогенную, органогенную, смешанную. Диагностическими признаками осадочных пород являются вещественный состав, структура, текстура, удельный вес и особенности окраски.

Структуры осадочных пород характеризуют размер, форму и вещественный состав слагающих частиц. Выделяют четыре группы структур осадочных пород: обломочную (зернистую), глинистую (скрытозернистую), биоморфную, кристаллическую.

Обломочная (зернистая, кластическая) группа структур присуща породам, сложенным обломками минерального состава (песок, галька). Внутри обломков минералы поддаются диагностике – по их блеску, спайности, излому и проч.

Глинистая (скрытозернистая) группа структур отличается тем, что макроскопически различить составные частицы невозможно – следовательно, конкретное название глин определяется с помощью микроскопа. В целом же глины обладают столь неповторимыми характеристиками, что их макроскопическое определение обычно не вызывает затруднений.

Биоморфная группа структур свойственна породам, состоящим из остатков органического вещества (торф, известняк-ракушечник). Диагностическими признаками здесь выступают изогнутые контуры составных частей породы и повторяемость этих контуров во множестве частиц – ведь органические породы обычно формируются остатками одного ви-

да организмов (или закономерной совокупности организмов). Неизменные органические остатки обычно матовые, а подвергшиеся псевдоморфизму (окаменевшие) часто блестят. Сложности в макроскопическом определении биоморфных структур возникают при работе с породами, состоящими из мельчайших частиц – таких как мел, диатомит и проч.

Кристаллическая группа структур присуща хемогенным породам, образование которых связано с кристаллизацией веществ из растворов. Почти все хемогенные осадочные породы являются мономинеральными, в большинстве своем обладают блеском, спайностью и другими свойствами уже известных Вам минералов.

В породах смешанного состава сочетаются разные структуры.

Текстура осадочной породы – это характер взаимного расположения составляющих ее частиц, рисунок поверхности породы. Текстурные особенности осадочных пород формируются геологическими агентами – поэтому текстурные признаки важны при установлении генезиса породы. Выделяют текстуры слоистости, пористости, трещиноватости, отпечатков, ископаемой ряби.

Текстуры слоистости делят на массивную и слоистые.

Массивная текстура проявляется в хаотичном распределении частиц. Она возникает под действием двух причин: отсутствия переноса и неупорядоченной во времени аккумуляции. Т. е. тогда, когда главной силой является гравитация – исходный материал не перемещается горизонтально (как отложения обвалов и осыпей), или переносающий агент не способен сортировать (например, ледник). Массивной текстурой обладают лессы, нередко моренные отложения.

Слоистые текстуры формируются либо за счет сортировки материала при переносе, либо в силу ритмичного накопления (например, по сезонам). Горизонтальная слоистость возникает в застойно-водных, спокойных условиях седиментации. Волнистая слоистость формируется медленными потоками. Косая слоистость – быстрыми потоками. Перекрестная слоистость – при смене направлений переноса.

Кроме слоистости, необходимо исследовать ориентировки длинных осей крупных обломков. Гальки морских и озерных пляжей вытянуты параллельно берегу. Речная галька в области стрежня ориентирована по направлению течения, а близ берега – под углом. Гальки донной морены вытянуты по направлению движения ледника.

Текстуры пористости обусловлены разными причинами: характером и распределением цемента в породе, вещественным составом, процессами выщелачивания и проч. Выделяют следующие текстуры: плотная (в породе нет пустот), микропористая (пустоты не различимы глазом), мелкопористая (диаметр пор менее 0,5 мм), крупнопористая (диаметр пор 0,5 – 2 мм), кавернозная (диаметр пустот более 2 мм).

Текстуры трещиноватости, отпечатков, знаков ряби свидетельствуют о процессах либо сингенетических (синхронных накоплению осадка), либо эпигенетических (протекавших после накопления осадка). Например, глинистым породам характерны трещины усыхания – они возникают при уменьшении объема высыхающего глинистого осадка.

Удельный вес пород зависит от их состава и пористости. В полевых условиях знание разницы в удельном весе позволяет различить одинаковые по объему образцы внешне схожих пород.

Окраска пород зависит от ряда факторов: влажности породы, ее состава, окраски цементирующего вещества и др. Определение окраски следует вести при естественном дневном свете и точно указывать влажность образца. В зависимости от времени и причины возникновения выделяют окраску первичную, сингенетическую, вторичную.

Первичная (унаследованная) окраска определяется цветом породообразующих обломков. Породы приобретают ее или в результате господства физического выветривания, или при очень быстром накоплении и захоронении осадка. Белая окраска песков Беларуси свидетельствует о преобладании кварца, желтоватая – ортоклаза, зеленоватая – глауконита.

Сингенетическая окраска всегда заполняет весь слой и зависит от трех факторов: от цвета породообразующих обломков, их размера, а

также от цвета цемента. Чем меньше диаметр обломков, тем порода темнее. Изучение сингенетической окраски помогает восстанавливать палеогеографические условия времени осадконакопления: красно-желтый и красный цвет возникает при осадконакоплении в жарком влажном климате; ржаво-бурый до черного – в условиях жарких пустынь; оттенки желтого цвета свойственны застойно-водным аккумуляциям.

Вторичная окраска возникает под воздействием геологических процессов, протекавших после накопления осадка. Поскольку эти процессы зависят от климата и времени, то вторичная окраска может распространяться на разную глубину, никак не согласуясь со слоистостью отложений. Темно-серый и черный цвет обусловлен пропиткой пород битумом, или же растворами, содержащими сернистое железо или соли марганца.

1. *Обломочные* породы состоят из твердых частиц диаметром более 0,01 мм. Они являются продуктами деятельности геодинамических или космических агентов. Обломки возникают путем разрушения любых горных пород эндогенными или экзогенными силами. Важнейшим экзогенным процессом является выветривание – оно формирует трещины в материнских породах и создает первичные обломки, которые подвергаются дальнейшему переносу, изменению и отложению динамическими агентами. В процессе переноса обломки уменьшаются в размерах и изменяют свою форму – чаще всего, становятся все более окатанными.

Структура обломочной породы определяется тремя главными признаками: размером и формой слагающих зерен, наличием (или отсутствием) цементирующего вещества.

Размер зерен (гранулометрический состав) определяется в абсолютных и относительных показателях. Существуют разные классификации зерен по абсолютному размеру, применяемые в зависимости от целей изучения пород. В этих классификациях частицы делят на три группы.

Грубообломочные (псефитовые) – диаметром более 1 мм.

Среднеобломочные (псаммитовые, песчаные) – 1 – 0,1 мм.

Мелкообломочные (алевритовые, пылеватые) – 0,1 – 0,01 мм.

По относительному размеру зерен выделяют структуры разнoзернистые и равнoзернистые (равнoмернoзернистые).

По *форме* обломки делят на две группы: угловатые и окатанные. Форма обломков свидетельствует об их происхождении.

Угловатые очертания присущи либо непеременным продуктам физического выветривания, либо перемещенным силой гравитации – отложениям обвалов и осыпей.

Окатанные формы возникают при истирании обломков во время их переноса движущейся силой – в первую очередь водой. В полевых условиях, когда возможно лишь макроскопическое изучение пород, исследуется форма грубых обломков – песчаные и пылеватые различаются только по размеру. Диагностические признаки формы грубых обломков: плоская галька – продукт волноприбойной деятельности (пляжная); эллиптическая галька – переносилась русловым потоком; галька формы шара – возникла в водобойном колодце (под водопадом); галька формы утюга – транспортировалась ледником; галька в виде пирамиды (виндкантер, драйкантер, ветрогранник) – подвергалась ветровой обработке (корразии). Очевидно, что степень окатанности может быть разной: высокой, средней, низкой и др.

По наличию цементирующего вещества обломочные породы делят на две группы: рыхлые и сцементированные (табл. 1).

Рыхлые обломки ничем не связаны друг с другом. В сцементированных породах составные частицы скреплены между собой. Цементация пород результат либо сингенетических, либо, чаще всего, постседиментационных процессов. При цементации пространства между обломками заполняются связующим веществом: глинами, соединениями карбонатными, железистыми и проч. Известковый цемент придает породе светлую окраску (обычно белую) и способность вскипать с HCl. Окислы железа и алюминия окрашивают породу в бурые, ржавые, желтые тона. Окислы марганца – в черный цвет. Глинистый цемент придает породе тяжелый запах, особо ощутимый при увлажнении. Название цементи-

рованной породе дается по размеру и форме образующих ее обломков. Сцементированные окатанные обломки называют конгломератами, угловатые – брекчиями.

Таблица 1

Гранулометрический состав обломочных пород и глин

Диаметр частиц (мм)	Рыхлая порода		Сцементированная порода	
	Обломки окатанные	Обломки угловатые	Обломки окатанные	Обломки угловатые
Более 100	Валун	Глыба	Валунный конгломерат	Брекчия глыбовая
100 – 10	Галька	Щебень	Галечный конгломерат	Брекчия щебня
10 – 1	Гравий	Дресва	Гравийный конгломерат (гравелит)	Брекчия дресвы (дресвелит)
1 – 0,1	Песок		Песчаник	
0,1 – 0,01	Алеврит		Алевролит	
< 0,01	Глина		Аргиллит	

Для определения средне- и мелкообломочных пород в полевых условиях нужно знать их макроскопические признаки.

Пески шершавые на ощупь, царапают ладонь; сухие песчинки легко стряхиваются с ладони, оставляя ее чистой; отдельные песчинки легко различимы невооруженным глазом.

По гранулометрическому составу пески делят на три группы:

- крупнозернистые (1–0,5 мм);
- среднезернистые (0,5–0,25 мм);
- мелкозернистые (0,25–0,1 мм).

По относительному размеру зерен пески бывают равнозернистыми, т. е. сортированными, и разнозернистыми, или несортированными.

По минералогическому составу пески делят на три группы:

- мономиктовые (мономинеральные) – один минерал составляет более 95 % объема песка;
- олигомиктовые – один минерал составляет 75–95 % объема песка;

- полимиктовые (полиминеральные, граувакки) – участие каждого минерала менее 75 % объема песка).

Шире всего на планете распространены светлоокрашенные пески *полевошпатово-кварцевого* и *кварцевого* состава (соответственно светло-желтые и белые). Господство кварца в песчаных и алевритовых породах объясняется двумя причинами: широким распространением кварца в составе кристаллических пород и его высочайшей устойчивостью – как механической, так и химической.

Нередки также пески *кварцево-глауконитовые* (зеленые) и *железистые* (ржаво-бурые). На берегах тропических морей распространены *карбонатные* пески, возникающие за счет разрушения коралловых построек. Реже в составе земной коры встречаются темноцветные пески (магнетитовые).

Алевриты почти не царапают ладонь; в сухом виде стираются с ладони, частично оставаясь в складках кожи; пылинки практически не различимы глазом. Несмотря на кажущуюся мягкость, алеврит оставляет на стекле мельчайшие царапины – стекло, если тереть его пылью, постепенно теряет прозрачность (становится матовым). В минералогическом составе алевритов господствует кварц. Окраска алевритов почти всегда светлая: палевая, белесая, светло-желтая, буроватая. Вместе с тем обогащение алевритов химическими соединениями или органическими примесями может обусловить изменения окраски. Из алеврита состоит *лэсс* – палевая массивная пористая карбонатная горная порода эолового происхождения. Алевритовые осадки накапливаются также на дне озер, морей – они обладают горизонтально-слоистой текстурой.

Алевролиты – цементированные алевриты. Возникают в песчано-алевритовых и алевритовых осадках – за счет цементации пыли (как правило, кальцитом). Представлены разными стяжениями: желваками, шаровидными образованиями (катышами, дутиками, журавчиками). Поверхность стяжений гладкая, излом неровный; окраска такая же, как и алевритов. Известковый цемент обуславливает бурную реакцию алевро-

литов с кислотой – поэтому образцы алевролита можно спутать с известняками. В этом случае диагностическим признаком выступает твердость – образец следует потереть по гладкой поверхности стекла, крепко прижимая. Если стекло станет матовым – это алевролит; если стекло не царапается – известняк.

2. *Глины* состоят из твердых частиц диаметром менее 0,01 мм, поэтому структура глин скрытозернистая. Кристаллы глинистых минералов возникают при химическом выветривании – поэтому все они гидратированы. Накопление глинистых толщ происходит в застойноводных условиях благодаря осаждению из коллоидных растворов, в силу чего глинам характерна тонкая горизонтальная слоистость. Конкретное название глин соответствует минералогическому составу: каолиновые, монтмориллонитовые и проч. Эти минералы диагностируются под микроскопом.

Перечислим отличительные признаки глин. Ладонь скользит по поверхности глин; глины почти не стираются с кожи; глинистые частицы не различимы глазом. Глины легко царапаются ногтем – их твердость 1, и легко полируются ногтем, приобретая блеск. Глины очень гигроскопичны – легко впитывают воду, резко увеличиваясь в объеме, а при избытке воды превращаются в текучую массу. Из-за гигроскопичности сухая глина липнет к мокрому пальцу; при намокании глина издает специфический тяжелый запах. Размокшие глины пластичны, способны принять любую форму и сохраняют ее после высыхания. После высыхания глина твердеет, а после обжига обретает каменную прочность.

Глины, лишенные более крупных частиц, называются жирными, тогда как обогащенные песками или алевритами – тощими. При смешении псаммитов и алевритов с глинистыми частицами возникают супеси и суглинки (табл. 2).

Каолин – скопление каолинита высокой чистоты и пластичности. Твердость 1, мучнистый, белый, размокает в воде, с HCl не реагирует. Используется в целлюлозно-бумажной, пищевой, парфюмерной, керамической промышленности, строительстве, применяется как огнеупор.

Боксит – плотная, землистая или оолитовая порода красного или буро-желтого, редко – серого цвета. Состоят из гидроокисей алюминия, и почти всегда содержат примесь гидроокисей железа. Твердость бокситов 1–3, черта желтая, но примесь железистых минералов придает ей оранжевый или коричневый оттенок; в воде боксит не размокает. Боксит – главная руда на алюминий.

Таблица 2

Сопоставление классификаций рыхлых пород смешанного состава

Содержание частиц размером 0, 01 мм, %	По Н. М. Сибирцеву	По Л. Б. Рухину
До 5	Песок	Песок
5–10	Песок глинистый	Песок глинистый
10–20	Супесь грубая	Алевриты грубозернистые (тонкозернистые пески)
20–30	Супесь тонкая	Алевриты крупнозернистые
30–40	Суглинок грубый	Алевриты мелкозернистые
40–50	Суглинок тонкий	Алевриты тонкозернистые
50–60	Глина грубая	Глина песчанистая
60–75	Глина тонкая	Глина алевритистая
75 и более	Глина типичная	Глина типичная

Аргиллит – сцементированная глина, лишенная практически всех диагностических признаков глин (не поглощает воду и проч.). Окраска аргиллитов разная, поверхность гладкая, излом раковистый. Внешне аргиллиты могут напоминать микрозернистый известняк – в отличие от него, аргиллиты не вскипают с кислотой.

3. *Органогенные породы* состоят из органических остатков или из продуктов жизнедеятельности организмов. Накапливаются они почти всегда в водоемах и состоят преимущественно из скелетных остатков беспозвоночных: в первую очередь морских, в меньшей степени – пресноводных. Главный признак органического происхождения – наличие различных остатков животных или растений. Органическое вещество, в

отличие от минерального, лишено блеска и прямолинейных очертаний. Выделяют три главных структуры органогенных пород:

- биоморфная структура – порода сложена целыми скелетами;
- детритусовая структура – порода сложена обломками скелетов;
- биоморфно-детритусовая структура – порода сложена как целыми, так и раздробленными скелетами.

Среди текстур органических пород распространены слоистые, иногда отмечается массивная; характерна пористая.

По химическому составу органические породы делят на три группы: карбонатные, кремнистые, углеродистые.

Карбонатные органогенные породы называются известняками. Известняки сложены наружными скелетами (раковинами, скорлупками) животных, водорослей или простейших, нередко с примесями алевритовых, глинистых или песчаных частиц. Известняки состоят из кальцита, поэтому бурно вскипают с HCl. Органические известняки обладают пористой или даже кавернозной текстурой, хотя встречаются и плотные разновидности. Окраска известняков возможна любая, однако преобладают светлые тона.

В зависимости от породообразующих организмов органические известняки принято делить на зоогенные (распространены широко) и фитогенные (встречаются реже). Наиболее распространены известняки коралловые, ракушечниковые, брахиоподовые, фораминиферовые, мел. Брахиоподовые известняки сложены двустворчатыми раковинами морских животных (класса щупальцевых), широко распространявшихся в палеозое. Фораминиферовые известняки сложены крупными раковинами вымерших простейших организмов: нуммулитов (обитали в мелу – палеогене) с дисковидной или чечевицеобразной раковиной диаметром до 160 мм; или фузулинид (обитали в карбоне – перми) с веретенообразной или шарообразной раковиной диаметром до 60 мм (соответственно, известняки нуммулитовые или фузулиновые). Мел образован скорлупками кокколитофорид – одноклеточных морских водорослей. В результате ме-

тасоматоза состав известняков меняется – под действием магниезиальных подземных вод возникают доломиты, обладающие биоморфной структурой. Доломиты реагируют с HCl в порошок.

Кремнистые органогенные породы представлены диатомитами. *Диатомиты* состоят из микроскопических кремнистых остатков диатомовых водорослей (обитателей морских и пресноводных бассейнов). Диатомиты отличаются белой или серовато-желтой окраской, внешне очень похожи на мел, но не реагируют с HCl (лишь мгновенно впитывают кислоту). Диатомиты очень легкие; мучнистые (растираются пальцами в тончайшую пудру); микропористые, быстро впитывают влагу.

Углеродистые органогенные породы (каустобиолиты) представлены торфом и ископаемыми углями. Особенность этих пород – горючесть. Торф – черная или бурая рыхлая порода, состоящая из полуразложившихся растительных останков, и пропитанная гуминовыми кислотами. Торфа накапливаются в болотах; делятся по составу на травяные, моховые, древесные и смешанные; по происхождению – на низинные и верховые. Ископаемые угли – горные породы, более чем на 50 % состоят из органического углефицированного вещества. Ископаемые угли возникают за счет геологических процессов преобразования древних залежей торфа или сапропеля. Процесс углефикации протекает по стадиям: торф (сапрпель) – бурый уголь (в том числе лигнит и богхед) – каменный уголь. Бурые угли обычно матовые, их твердость 1–1,5, они пачкают руки, дают бурую черту, их излом землистый, лишь у богхеда – раковистый. Содержание углерода в бурых углях достигает 70 %.

Лигнит – слабоуглефицированный бурый уголь черно-коричневого цвета; нередко содержит хорошо сохранившиеся (слабообугленные) древесные остатки.

Богхед (сапрколит) – черно-коричневая плотная, но легкая порода с раковистым изломом. Богхеды обогащены водородом (до 11 %), это продукт углефикации сапропелей, сформированных из отмерших синезеленых водорослей.

Каменный уголь – более твердая порода (до 2,5 по шкале Мооса) черного цвета и с черной чертой. Каменный уголь хрупкий, пачкает руки; блеск его матовый или смолистый; излом зернистый или раковистый. Содержание углерода в каменных углях достигает 85 %.

4. *Хемогенные породы* формируются за счет выпадения минеральных солей из растворов и состоят из кристаллов.

Структура хемогенных пород – кристаллическая, а состав преимущественно мономинеральный. Текстуры хемогенных пород слоистые, оолитовые, пористые. Хемогенные породы возникают на земной поверхности или в земной коре на малых глубинах. Как и органические, породы хемогенные разделяются по составу – выделяют группы известковых, кремнистых, железистых, алюминиевых, марганцевых, фосфатных, сульфатных и галогенных пород.

Известняки хемогенные возникают из растворов, перенасыщенных карбонатом кальция. Классифицируются по структурно-текстурным особенностям – выделяют туфы, оолитовые и микрозернистые известняки. Окраска их светлая – как правило белая, хотя примеси других веществ могут придавать разные цвета и оттенки. Так, примесь угля, битума или окиси марганца окрасит известняк в серый или даже черный цвет; окиси железа и алюминия – в желтый, бурый.

Известковые туфы отличаются пористой текстурой. По происхождению они являются источниковыми – возникают благодаря деятельности подземных вод. В зависимости от условий формирования, их можно разделить на мучнистые и травертины.

Мучнистые известковые туфы (гажа) накапливаются холодными подземными водами в толще грунта. Это рассыпчатые породы слоистой и пористой текстуры, малого объемного веса (0,9–1,9 г/см³). Мучнистые туфы светлые, почти белые, но иногда примеси окислов железа окрашивают их в бурые тона.

Травертины являются натечными формами – они возникают на поверхности, в местах выхода гидрокарбонатных вод: на склонах оврагов,

речных долин. Цвет травертина снежно-белый, а в присутствии окислов железа желтый, буроватый. По сравнению с гажей травертин значительно плотнее, хотя текстура его пористая или даже кавернозная. Нередко в травертине видны отпечатки растений и животных. Близ выходов горячих минеральных вод травертины образуют крупные поля (до нескольких км²), а мощность их достигает 10 м и более.

Оолитовые известняки состоят из шаровидных агрегатов кристаллов кальцита. Диаметр оолитов от 2–3 мм (икряной камень) до 8–10 мм (гороховый камень). Строение оолитов радиально-лучистое или скорлуповатое. Окраска варьирует от белой до буровой.

Микрозернистые известняки состоят из мельчайших кристаллов – менее 0,005 мм. Текстура их массивная, породы плотные. Окраска преимущественно светлая, хотя может быть любой. Разновидностью микрозернистых известняков является *литографский камень* – порода с ярко выраженным раковистым изломом, гладкой поверхностью.

Кремнистые хемогенные породы встречаются реже известковых. Они представлены кремневыми стяжениями (желваками, конкрециями и жеодами), трепелом, опокой. Кремневые стяжения состоят из кварца, халцедона, опала или их сочетаний. Они распространены в карбонатных отложениях (меле, известняках, мергеле) – возникают при метасоматозе известковых пород. Образуются и при заполнении кремнекислотой пустот в горных породах. Цвет кремня черный, бурый, желто-бурый, бордовый. Возможны, хотя и редко, другие цвета. Распространены полосчатые разновидности. Твердость кремней около 7 по шкале Мооса, им характерен раковистый излом.

Трепел внешне неотличим от диатомита. Состоит из микроскопических зерен опала. Окраска белая, желтоватая или сероватая. Текстура микропористая; порода гигроскопичная, очень легкая, мучнистая.

Опока – очень легкая, микропористая, но сцементированная и твердая порода кремнистого состава. Цвет от голубовато-серого до черно-серого, часто окраска пятнистая. Опоки гигроскопичны, обладают рако-

вистым изломом – звонко раскалываются на острые обломки. В отличие от диатомита и трепела, опоки не растираются пальцем в пудру.

Железистые, алюминиевые, марганцевые хемогенные породы по химическому составу делят на ряд групп. Наиболее распространены окислы и гидроокислы (лимонит, боксит, пиролюзит), карбонаты (сидерит), сульфиды (пирит, марказит). Чаще всего встречаются гидроокислы, представленные оолитовыми железняками и бокситами.

Оолитовые железняки (бобовые железные руды) и бокситы сложены соответственно лимонитом и бокситом оолитовой текстуры. Возникают либо в воде (при выпадении осадка из раствора), либо на суше (при выветривании основных и ультраосновных пород). Железная крыша из лимонита возникает также при выветривании залежей пирита. Лимониты и бокситы водного генезиса формируются как в соленых и пресных бассейнах, так и подземными водами.

Фосфатные, сульфатные и галогенные хемогенные породы сложены гипергенного происхождения минералами соответствующих классов: фосфоритом, гипсом и ангидритом, галитом и сильвинитом и др.

5. *Смешанные породы* состоят из сочетаний обломков, органических, химических и глинистых частиц. Возникают при взаимодействии двух или более геологических агентов. По существу, многие выше охарактеризованные породы являются смешанными. Например, опоки, состоящие из химически осажденного опала, всегда содержат примесь кремнистых органических частиц. В формировании травертинов существенную роль играют бактерии, осаждающие углекислый кальций. Представителями смешанных пород являются суглинки и супеси (в том числе валунные), конгломераты и брекчии, мергели и известковые глины, битуминозные известняки и проч.

Мергель – осадочная порода, содержит от 50 до 80 % кальцита и (или) магнезита, и 20–50 % глинистого вещества. Поэтому мергелю свойственны признаки как известняков, так и глин. Подобно глинам, мергель обладает тяжелым запахом и способностью разбухать в воде.

Подобно известнякам, мергель бурно вскипает с HCl, но на месте реакции у мергеля возникает грязное пятно, которое формируется глинистыми частицами, оседающими на поверхность после вскипания кислоты. Как правило, мергель – плотная порода. Излом неровный, иногда раковистый. Окраска самая разная. Мергели, в которых кальцита содержится около 80 %, а доля MgO не превышает 3 %, называются цементными мергелями (из них производят портландцемент). При содержании кальцита менее 50 % породу называют известковой (мергелистой) глиной. При содержании кальцита более 80 % – глинистым известняком.

Метаморфические горные породы

Метаморфические горные породы формируются в земной коре путем коренного преобразования осадочных или магматических пород. Важнейшие факторы метаморфизма – высокая температура, высокое давление, воздействие магматических флюидов, вещественный состав исходной породы. Метаморфизм всегда сопровождается перекристаллизацией исходных горных пород – поэтому метаморфические породы полнокристалличны. В зависимости от происхождения исходных пород – осадочного или магматического – метаморфические породы называют *параметаморфическими* и *ортометаморфическими*. Метаморфическому преобразованию могут подвергнуться все характеристики ранее существовавшей породы: ее минералогический состав, структура, текстура, удельный вес и проч. Главным фактором метаморфизма выступает высокая температура. По интенсивности процессов выделяют пять ступеней метаморфизма: низшую, нижнюю, среднюю, высокую и высшую.

Структуры метаморфических пород выделяются на основании абсолютного и относительного размера кристаллов. По степени кристалличности деления нет – все метаморфические породы обладают полнокристаллической структурой. В слабометаморфизованных породах могут

частично сохраняются структурные признаки исходных пород – их относят к реликтовым структурам.

Абсолютный размер кристаллов растет пропорционально степени метаморфизма. Соответственно выделяют четыре вида структур:

- мелкокристаллическую (менее 0,25 мм);
- среднекристаллическую (0,25–1 мм);
- крупнокристаллическую (1–10 мм);
- гигантокристаллическую (более 10 мм).

По относительному размеру кристаллов выделяют структуры гранобластовую (равномернокристаллическую) и порфиробластовую (неравномернокристаллическую).

Гранобластовая структура присуща равномернокристаллическим породам с кристаллами изометричной формы.

Порфиробластовая структура характеризуется большой разницей диаметров кристаллов, и тем, что в крупных кристаллах ярко выражены грани, ребра и вершины.

Текстуры служат главным диагностическим признаком метаморфических пород. Текстуры классифицируются по двум признакам: по форме кристаллов и по их взаимному расположению в породе.

По *форме кристаллов* выделяют следующие текстуры: пластинчатую (таблитчатую), листоватую, чешуйчатую, игольчатую.

По *расположению кристаллов* выделяют текстуры массивную, сланцеватую, полосчатую (гнейсовую), плейчатую, волокнистую, очковую.

- Массивная текстура – кристаллы ориентированы хаотично.
- Сланцеватая (плитчатая) текстура – пластины или чешуи минералов расположены параллельно; породы сложены непрерывными слоями однородной мощности и раскалываются на тонкие плитки.
- Полосчатая (гнейсовая) текстура – в породе чередуются полосы разной окраски, мощности и минералогического состава. В отличие от сланцеватой текстуры, полосчатая характеризуется прерывистостью.

- Плойчатая текстура – в породе различимы тонкие, мелко гофрированные слои.

- Волокнистая текстура – порода сложена параллельно вытянутыми волокнистыми или игольчатыми минералами.

- Очковая текстура – в породе видны разноцветные полосы с овальными утолщениями, образованными светлыми минералами.

Отдельности метаморфических пород делятся на реликтовые и метаморфические. Реликтовые отдельности унаследованы от исходных пород. Метаморфические отдельности возникают при метаморфизме и представлены кливажем. Кливаж – система параллельных трещин, пересекающих породу несогласно первичной текстуре.

Минералогический и химический состав метаморфических пород определяется спецификой процесса метаморфизма и составом исходных пород. Главными породообразующими минералами служат и типично магматогенные (ряда Боуэна), и пневматолитово-гидротермальные, и собственно метаморфогенные. При метаморфизме степень трансформации минералогического состава усиливается с ростом температуры и давления. Так, в породах низких ступеней метаморфизма широко представлены гидратированные минералы класса силикатов (слюды, хлорит и другие). В породах высшей ступени метаморфизма водные минералы отсутствуют – критической температурой для воды в составе минералов является 375 °С. Таким образом, рост температуры и давления обуславливает прогрессирующие изменения структур и минералогического состава метаморфических пород.

Породы *низшей ступени* метаморфизма представлены сланцами глинистыми и аспидными, в составе которых преобладают гидратированные силикаты и кварц.

Глинистые (аргиллитовые) сланцы возникают из глин, аргиллитов. Цвет глинистых сланцев любой – совпадает с цветом исходных пород; структура мелкокристаллическая – кристаллы не различимы глазом, поэтому глинистые сланцы не блестят (матовые); текстура тонкосланцевая-

тая (тонкослоистая). Сложены глинистым материалом и, частично, продуктами метаморфического превращения глин: мельчайшими кристаллами кварца и слюд (серицита – мелкочешуйчатого мусковита), хлорита. Глинистые сланцы легко раскалываются по сланцеватости на тонкие гладкие пластины.

Аспидные (кровельные) сланцы возникают из глинистых сланцев; отличаются от них большей твердостью и черным цветом – за счет графита, возникшего из органики, содержащейся в исходных глинах.

Породы *нижней ступени* метаморфизма представлены филлитами, зелеными сланцами, серпентинитами и другими породами. В их минералогическом составе еще велика роль гидратированных силикатов.

Филлиты – продукты полной перекристаллизации глин; возникают из глинистых и аспидных сланцев. Цвет филлитов обычно серый, черный, хотя примеси могут придавать и другую окраску (вишневую, бурюю и др.). Структура мелкокристаллическая, но кристаллы уже различимы глазом. Поэтому от глинистых сланцев филлиты отличаются шелковистым блеском. Текстура филлитов тонксланцеватая, иногда плейчатая. Минералогический состав тот же, что и у глинистых сланцев (кварц, серицит, хлорит). В отличие от глинистых сланцев, филлиты раскалываются по плоскостям кливажа, т. е. под углом к слоистости.

Зеленые сланцы – продукт преобразования магматических пород. Представлены хлоритовыми, тальковыми и др. разновидностями. Возникают из эффузивных и интрузивных пород основного состава. Зеленые сланцы, как правило, обладают невысокой твердостью, отличаются разными оттенками зеленого цвета. Структура их мелкокристаллическая (кристаллы различимы глазом); текстура чешуйчато-листоватая, сланцеватая. Хлоритовые сланцы состоят из мелких кристаллов хлорита с примесью кварца, слюд, талька. Тальковые сланцы жирные на ощупь; сложены тальком с примесью кварца, слюд, хлорита.

Серпентиниты (змеевики) – породы разных оттенков зеленого цвета, возникающие при метаморфизме оливинсодержащих ультраосновных

магматических пород. Плотные, сложены волокнистыми кристаллами минерала серпентина (водного силиката магния). Структура мелко- или среднекристаллическая; текстура сланцеватая, полосчатая, пятнистая. Блеск шелковистый, жирный.

Породы *средней ступени* метаморфизма возникают при более высоких температурах и давлении.

Кристаллические (слодяные) сланцы – продукты дальнейшего метаморфизма филлитов, глинистых сланцев. Цвет разнообразный; структура средне- и крупнокристаллическая, текстура сланцеватая или плейчатая; блеск яркий шелковистый. Кристаллические сланцы состоят из слюд, хлорита, амфиболов; их минералогический состав зависит от температуры метаморфизма и состава исходных пород. Как правило, в кристаллических сланцах присутствуют также кварц, полевые шпаты (плагиоклазы), характерны гранаты и графит.

Мраморы – плотные породы, состоящие из кристаллов кальцита. Структура варьирует от мелко- до крупнокристаллической. Текстура различная: массивная, полосчатая, пятнистая, иногда сланцеватая. Минералогически чистый мрамор белого цвета, примеси обуславливают другую окраску. Мрамор бурно вскипает в соляной кислоте. Если мрамор подвергся доломитизации, то реагировать с HCl будет в порошке. Мраморы возникают при метаморфизме известняков, в том числе и доломитизированных.

Кварциты – плотные и очень твердые породы, состоящие из кварца. Окраска зависит от примесей. Структура мелкокристаллическая; текстура массивная, хотя нередки пятнистые, полосчатые и даже сланцеватые разновидности. Кварциты возникают при глубоком метаморфизме кварцевых песков и песчаников. Отличаются чрезвычайной долговечностью – обладают высочайшей механической прочностью и химической устойчивостью. Кварциты, обогащенные гематитом или магнетитом, называются джеспилитами (железистыми кварцитами). Джеспилитам характерны вишневым или черным цвет и сланцеватая или полосчатая текстура.

Амфиболиты – плотные породы от серо-зеленого до черно-зеленого цвета. Структура среднекристаллическая, текстура массивная или сланцеватая. Состоят из амфиболов и плагиоклазов, обычно с примесью гранатов. Подразделяются на ортоамфиболиты (возникают из магматических пород основного и ультраосновного, реже среднего состава) и параамфиболиты (возникают из осадочных карбонатно-глинистых пород).

Гнейсы – плотные породы крупно- и гигантокристаллической структуры и полосчатой или очковой текстуры. Высокие температуры метаморфизма обуславливают понижение доли гидратированных минералов. В зависимости от состава исходных пород гнейсы делятся на две группы: парагнейсы (возникают из пород осадочных: глин, песчаников) и ортогнейсы (из пород магматических, обычно кислого состава). Гнейсы состоят из кварца, полевых шпатов и слюд с примесью темных минералов. Содержание слюд в гнейсах меньше, чем в кристаллических сланцах. От внешне похожих магматических пород (гранитов, сиенитов, диоритов) гнейсы отличаются полосчатой текстурой.

Породы *высокой степени* метаморфизма представлены гранулитами и мигматитами. Породы сложены пироксенами, гранатами, полевыми шпатами, кварцем; гидратированные минералы отсутствуют.

Гранулиты – породы, внешне похожие на гнейсы и граниты, от которых отличаются минералогическим составом: гранулиты сложены равновеликими кристаллами полевых шпатов, пироксенов и гранатов. Нередко в них присутствует кварц.

Мигматиты – породы, сложенные тонкими, неправильной формы прослоями светлыми (кварцево-полевошпатовыми) и темными (из тугоплавких минералов).

Породы *высшей степени* метаморфизма представлены эклогитами. *Эклогиты* – плотные темноокрашенные породы, по химическому составу подобные основным магматическим, из которых эклогиты и возникают. Эклогиты состоят из пироксенов и гранатов (в основном пирропа), иногда с примесью оливина и кварца. Структура крупнокристаллическая; тек-

стура массивная, реже сланцеватая. От интрузивов основного состава отличаются отсутствием плагиоклазов и очень высокой плотностью (3,3–3,4 г/см³).

4. ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ И ФАЦИИ ОТЛОЖЕНИЙ

Геологическими называют *процессы*, протекающие на поверхности и в недрах Земли, и ведущие к формированию минералов, горных пород, земной коры и внутренних оболочек Земли.

В зависимости от энергетического источника и места протекания геологические процессы делят на *внешние (экзогенные)* и *внутренние (эндогенные)*. Геологические процессы слагаются из противоположных, но неразрывно связанных друг с другом явлений: с одной стороны – образования горных пород, а с другой стороны – их разрушения. Например, разрушение магматических пород (диоритов) ведет к образованию осадочных (конгломератов, песчаников), из которых в дальнейшем возникнут метаморфические (гнейсы). Таким образом, в литосфере непрерывно идут процессы обновления вещества, обуславливающие формирование главных тектонических структур и рельефа земной поверхности.

Экзогенными (внешними) называют геологические процессы, протекающие на земной поверхности или на небольших глубинах в земной коре и осуществляемые разнообразными внешними геологическими агентами: текучими и стоячими водами, ледниками, ветром и т. д. Эти агенты производят три важнейших вида работы: разрушение горных пород, перенос обломков и их накопление (аккумуляцию, седиментацию – от латин. *sedimentum* – оседание). Совокупность процессов сноса и удаления с приподнятых территорий продуктов разрушения горных пород называют денудацией (от лат. *denudatio* – обнажение).

Характер производимой работы определяется, с одной стороны, скоростью движения и массой геологического агента, с другой – характером горных пород (их вещественным составом, плотностью и т. д.). Чем выше скорость движения и масса геологического агента, тем активнее идет разрушение горных пород и транспортировка обломков. С падением скорости начинается аккумуляция, причем вначале на поверхность оседают самые крупные частицы, а затем все более мелкие. Глав-

ные энергетические источники экзогенных процессов – солнечная радиация и сила тяжести. Поскольку солнечная радиация по земной поверхности распределяется зонально и аazonально, ее приход изменяется по сезонам года и времени суток, то и деятельность внешних агентов подчиняется тем же закономерностям. Влияние гравитации наиболее ярко сказывается в том, что с ростом угла наклона поверхности растет активность сноса материала. Соответственно, чем выше расположена территория, тем активнее разрушение и вынос обломков горных пород, а чем ниже поверхность, тем интенсивнее аккумуляция и больше мощность накапливающихся геологических осадков.

Осадками геологическими называют продукты, отложившиеся в результате физических, химических и биологических процессов на поверхности в зоне современного осадконакопления, и еще не превращенные в горные породы. Таким образом, наибольшие объемы осадков накапливаются в океанах.

Выделяют две группы экзогенных процессов:

- 1) процессы выветривания, которые почти не приводят к перераспределению объемов горных пород по земной поверхности;
- 2) работу внешних динамических агентов, ведущую к пространственному перераспределению объемов горных пород.

Накапливающиеся на поверхности Земли осадки объединяются в генетические типы, которые в свою очередь делятся на фации. Генезис отложений определяется тем геологическим агентом, который транспортировал и отлагал исходный материал.

Генетический тип отложений – это совокупность осадков, накопленных определенным геологическим агентом (в разных природных условиях). Выделяют обширный перечень генетических типов осадочных отложений: аллювиальных, озерных, болотных, морских, эоловых и проч. Вещественный состав отложений одного генетического типа может быть самым разным. Например, среди болотных отложений представлены торф, сидерит, известняк и проч. И наоборот, осадки одинако-

вого состава могут формироваться разными геологическими агентами. Так, пески могут иметь происхождение речное, озерное, морское, эоловое и др.

Фация (от лат. *facies* – облик) – это часть отложений какого-либо генетического типа, накопленная в определенных физико-географических условиях. Фации характеризуются закономерными условиями залегания, строением и составом слагающего вещества. Отличия между фациями объясняются, прежде всего, разной динамикой осадконакопления.

По условиям осадконакопления всю земную поверхность можно разделить на две главные области: континентальную и морскую. В континентальной, гипсометрически поднятой области, господствуют разрушение горных пород и слагаемых ими форм рельефа, а также снос продуктов разрушения. Поэтому процессы аккумуляции на суше представлены на небольших площадях и ведут к накоплению маломощных осадочных толщ. Наоборот, в пределах гипсометрически низко расположенных океанов, процессы аккумуляции господствуют, в силу чего морским отложениям характерны огромные площади и мощности. Соответственно более 95 % объема осадочных пород, распространенных на поверхности суши, накапливалось в океанических условиях, т. е. во время морских трансгрессий (этапов наступления моря). Очевидно, что важнейшим фактором, определяющим протекание на земной поверхности процессов либо разрушения и денудации, либо аккумуляции, является тектоника – восходящие тектонические движения ведут к установлению континентальных условий разрушения и денудации, а нисходящие – к возникновению океанических условий аккумуляции. При смене тектонического режима, т. е. при переходе от морских условий к континентальным (или наоборот), на какое-то время на поверхности устанавливаются переходные условия (например, мелководных морских заливов).

Таким образом, выделяют три обстановки осадконакопления:

- морскую (океаническую);

- континентальную;
- переходную.

В составе каждой из них представлены различные генетические типы отложений:

- морские отложения: шельфовые, батинальные, абиссальные;
- континентальные отложения: элювиальные, коллювиальные (обвально-осыпные), аллювиальные, озерные, болотные, эоловые, ледниковые, водно-ледниковые и др.;
- переходные отложения: осадки устьевые и лагунные.

5. ВЫВЕТРИВАНИЕ

Выветриванием называется совокупность процессов физического и химического разрушения горных пород и минералов. Немаловажную роль при этом играют живые организмы. Выветривание ведет к превращению неустойчивых ко внешним воздействиям горных пород в устойчивые. Выделяют два главных типа выветривания: физическое и химическое, которые, как правило, протекают либо одновременно, либо последовательно, взаимно дополняя и усиливая друг друга.

Главные факторы выветривания: *климат* (т.е. воздействие температуры и влаги), *живые организмы*.

Интенсивность выветривания зависит от *состава* и *исходной трещиноватости* пород. Поэтому выветривание может носить *избирательный* характер: в первую очередь разрушаются ослабленные блоки горных пород, а устойчивые массивы контрастно выделяются в рельефе. Объем возникающих продуктов выветривания и их состав определяются и составом первичных горных пород, и *временным* фактором (продолжительностью процессов).

1. **Физическое выветривание** ведет к последовательному дроблению горных пород на более мелкие обломки (без изменения их химического и минералогического состава). Физическое выветривание активнее протекает в высоких широтах, высокогорьях, в жарких пустынях. Его можно разделить на две группы процессов: выветривание термическое и механическое.

Термическое выветривание происходит в результате резких суточных перепадов температуры, ведущих к расширению пород при нагреве и сжатию при охлаждении. Таким образом, на интенсивность разрушения горных пород влияют:

- величина суточного перепада температуры;
- минералогический состав горных пород;
- окраска горных пород;

- размер слагающих горные породы минеральных зерен.

Полиминеральные горные породы (граниты, гнейсы) разрушаются быстрее, так как у разных минералов, входящих в их состав, неодинаковые величины коэффициентов объемного расширения. Например, коэффициент линейного расширения кварца (0,00031) почти в два раза выше, чем у его спутника – ортоклаза (0,00017). В силу этого при смене нагрева охлаждением постепенно нарушается сцепление минеральных зерен, и порода подвергается дезинтеграции – рассыпается на отдельные остроугольные обломки. Более того, коэффициент линейного расширения отличается по разным направлениям кристалла, из-за чего со временем разрушаются даже мономинеральные породы. Быстрее разрушаются породы крупнокристаллические, а также темноцветные (они сильнее нагреваются, следовательно, испытывают больший суточный перепад температур). Наиболее интенсивно температурное выветривание идет на обнаженных высокогорных вершинах, а также в зоне жарких пустынь. Здесь в условиях низкой влажности и отсутствия растительности суточный перепад температур на поверхности горных пород может превышать 80 °С. При этом наблюдается процесс *десквамиции* (от лат. *desquamo* – снимаю чешую) – шелушения скальных выступов или одиночных глыб, от которых отделяются параллельные поверхности чешуи и пластины горных пород.

Механическое выветривание осуществляется замерзающей водой, а также живыми организмами и новообразующимися минеральными кристаллами. Важнейшее значение принадлежит воде, которая замерзает в порах и трещинах горных пород, при этом увеличивается в объеме на 9–10 % и расклинивает породу на отдельные обломки. Такое выветривание называют морозным. Данный процесс наиболее активен при частых (суточных) переходах температуры через 0 °С – наблюдается в высоких и умеренных широтах и выше снеговой границы в горах. При большом количестве атмосферных осадков морозное выветривание активизируется, размер возникающих обломков становится все мельче. Повторяющи-

еся процессы промерзания и оттаивания способствуют своеобразной сортировке материала, при которой наиболее крупные обломки выдавливаются в ослабленные участки грунтов (морозобойные трещины и др.). На поверхности формируются каменные россыпи (курумы), многоугольники и проч.

Расклинивающее воздействие на горные породы оказывают корни растений, роющие животные и растущие в пустотах и трещинах горных пород кристаллы минералов.

Результатом совокупности процессов физического выветривания выступают остроугольные минеральные обломки с минимальным диаметром до 0,01 мм (мелкий алеврит).

2. **Химическое выветривание** ведет к изменению химического и минерального состава горных пород или к полному их растворению. Важнейшими факторами здесь выступают вода, а также содержащиеся в ней кислород, угольная и органические кислоты. Наибольшая активность процессов химического выветривания наблюдается во влажном и жарком климате. Такие природные условия способствуют постоянному разложению огромного объема растительных останков, что ведет к накоплению угольной и органических кислот, а значит, к росту содержания химически активных ионов водорода. Поскольку активность химических процессов пропорциональна площади взаимодействия, то и активность химического выветривания возрастает по мере уменьшения диаметра обломков и роста площади их поверхности. Следовательно, физическое выветривание можно назвать фактором, стимулирующим химическое выветривание (и наоборот – химическое изменение пород способствует их быстрейшему механическому дроблению). Под воздействием химических процессов быстрее разрушаются острые углы обломков, и частицы нередко приобретают округлую форму. Процессы химического выветривания осуществляются благодаря реакциям гидролиза, окисления, гидратации и растворения.

Гидролиз имеет особое значение при выветривании минералов класса силикатов и алюмосиликатов, когда в результате воздействия содержащей углекислоту воды возникают новые, более устойчивые к создавшимся условиям соединения, часть из которых может остаться на месте, а часть будет вынесена водой. При этом кристаллическая решетка минералов перестраивается или замещается новой. Таким путем идет разложение полевых шпатов (ортоклаза) в поташ, опал и каолинит:



В условиях влажного климата поташ K_2CO_3 выносятся подземными водами. В аридных условиях он накапливается на месте своего формирования, образуя корочки на поверхности обломков, либо разной формы стяжения. Опал $SiO_2 \cdot nH_2O$, являясь химически устойчивым соединением, сохраняется практически в любых климатических условиях. Каолинит $Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8$ сохраняется в умеренном поясе и формирует каолиновые месторождения. В условиях жаркого влажного климата и обилия отмершей органики каолинит неустойчив, поэтому разложение продолжается вплоть до какой-либо из форм гидроокисей алюминия – таким путем формируются залежи бокситов.

Окисление наиболее активно проявляется в тех минералах, которые содержат закисные соединения железа, марганца и других металлов. Например, в кислой среде минералы класса сульфидов последовательно замещаются сульфатами, а затем окислами и гидроокислами. Так, в результате выветривания пирита FeS_2 на поверхности месторождения может возникнуть «железная шляпа», состоящая из лимонита $Fe_2O_3 \cdot nH_2O$.

Гидратация заключается в образовании новых минералов за счет присоединения воды к исходным минералам. Это может проявляться при переходе ангидрита $CaSO_4$ в гипс $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ или гематита Fe_2O_3 в лимонит $Fe_2O_3 \cdot nH_2O$. При этом объем породы возрастает, что сопровождается дополнительным разрушением.

Растворение и выщелачивание заключается в выносе водой из горных пород растворимых твердых минералов. Интенсивнее всего выще-

лачиваются осадочные породы хлоридного, сульфатного и карбонатного состава. Легче всего растворяются хлориды, затем сульфаты. Но наибольшим распространением в составе земной коры отличаются карбонатные породы, растворение и выщелачивание которых привело к широкому развитию карстовых форм. Среди магматических образований наиболее подвержены выщелачиванию породы кислого состава.

В результате выветривания на земной поверхности формируется особый генетический тип отложений – элювий (от латин. *eluo* – вымываю) – слой рыхлых неперемещенных продуктов выветривания. Состав и мощность элювия определяются временным фактором, составом первичных горных пород и, самое главное – процессами выветривания (которые зависят от климата). Следовательно, в развитии процессов выветривания наблюдаются широтная зональность и сезонная ритмичность.

Корой выветривания называют совокупность элювиальных образований верхней части земной коры. Формирование мощных кор выветривания происходит за длительный промежуток времени на сложенных полиминеральными магматическими и метаморфическими породами равнинных территориях во влажном и жарком климате, способствующем бурному развитию растительности. Согласно мнению Б. Б. Польнова и И. И. Гинзбурга, в развитии коры выветривания на поверхности магматических пород можно выделить четыре основных стадии. Перечислим их.

1. *Обломочная* – в результате господства физического выветривания на поверхности накапливаются обломки исходных пород.

2. *Сиаллитная обызвесткованная* (Si, Al) – протекает в начале химического выветривания, когда благодаря гидролизу и гидратации силикатов и алюмосиликатов возникают гидрослюды, монтмориллонит, бейделлит и другие минералы. Одновременно наблюдается частичный вынос щелочных катионов Ca, Na.

3. *Кислая сиаллитная*: карбонаты, возникшие при взаимодействии катионов с углекислотой, выносятся. Глубокие изменения кристаллохи-

мической структуры силикатов ведут к образованию таких глинистых минералов, как каолинит и нонтронит.

4. *Аллитная*: силикаты полностью разрушаются, вместо них на поверхности формируются самые устойчивые соединения: окислы и гидроокислы железа, алюминия и кремния (гетит, гидрогетит, гиббсит и др.). Процессы гипергенеза, протекающие на кислой сиаллитной и аллитной стадиях, ведут к формированию многочисленных новообразований, среди которых наиболее распространены железистые конкреции. Они накапливаются в результате выпадения гидроокислов железа из грунтовых вод и почвенных растворов. Благодаря этому происходит процесс латеритизации – образования параллельных земной поверхности горизонтов, состоящих из сцементированных железистых конкреций.

Таким образом, можно говорить и о вертикальной зональности в строении кор выветривания. На равнинных территориях во влажных или переменнo-влажньх условиях жаркого термического пояса в вертикальном разрезе коры выветривания обычно представлена следующая последовательность элювиальных образований.

Нижняя часть сложена корой обломочного типа.

Выше залегает гидрослюдисто-монтмориллонитово-бейделлитовая кора.

Еще выше находится содержащая гидроокислы алюминия и железа каолинитовая или нонтронитовая кора (возникает при выветривании соответственно кислых или основных пород).

На самой поверхности расположена красноцветная латеритная кора, насыщенная гидроокислами железа и алюминия. Во влажном состоянии латеритная кора легко поддается обработке, тогда как после высыхания ее прочность сопоставима с обожженным кирпичом – в силу этого ее называют кирасой, или железным панцирем, или феррикретом.

По времени образования коры выветривания разделяют на современные и древние. В современных корах вертикальная дифференциация элювия не выражена, мощность его мала, на поверхности развивается

почвенный покров. Наибольшее практическое и теоретическое значение принадлежит древним корам выветривания, изучение которых позволяет реконструировать палеогеографические условия их формирования. В них же содержатся и огромные запасы минерально-сырьевых ресурсов: боксита, гематита, малахита, каолинита, россыпи редких и драгоценных металлов и камней.

По характеру распространения выделяют площадные и линейные древние коры выветривания.

Площадные коры возникают на равнинных территориях в тектонически спокойных условиях, имеют большую площадь, мощность в десятки метров, обладают выраженной вертикальной зональностью.

Линейные коры выветривания, мощностью 100–200 м и более, представлены в горных областях, а также в пределах складчатого основания равнин.

Особенность строения кор выветривания – сохранение реликтовых структур и текстур исходных пород. Причиной этого служит тот факт, что динамические агенты в выветривании участия не принимают, и механического движения продуктов почти не происходит. Имеющие место перемещения могут быть вызваны, например, гравитационным перераспределением обломков, в результате которого мелкие частицы проваливаются вниз между более крупными. Кроме того, хотя бы часть соединений, образующихся при химическом выветривании, выносятся и переотлагается водами поверхностными и подземными. Под действием разных причин в разрезе элювия нередко проявляется субгоризонтальная слоистость, деформируются текстуры, возникают новообразования.

И все же главными отличительными чертами элювиальных образований остаются, во-первых, сохранение каркаса исходных пород, во-вторых, постепенный и последовательный (сверху вниз) переход элювия в изначальную породу.

6. ГРАВИТАЦИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ

Гравитационные процессы (от латин. *gravitas* – тяжесть) – это процессы, связанные со смещением обломков коренных пород под действием силы тяжести. Динамические агенты (текучая вода, ветер и др.) при этом участия или не принимают вовсе, или роль их невелика. Следовательно, для протекания гравитационных процессов требуются особые условия: пересеченный рельеф местности со значительными уклонами поверхности, наличие обломков на склонах, сквозная трещиноватость коренных пород, существование подземных пустот. Гравитационные процессы заключаются в оползании или скатывании, осыпании или обрушении единичных обломков и крупных массивов пород, или же пластичного течения насыщенных водой грунтов. В результате объемы горных пород перемещаются вниз по склону и несколько удаляются от него, изменяя крутизну склона и рельеф подножья. Возникающие накопления по петрографическому составу идентичны породам склона. Им свойственна несортированность обломков, в силу чего слоистость не выражена, а если изредка и проявляется, то связана с медленным скольжением пропитанных водой мелкодисперсных пород. Форма крупных обломков также определяется породами склона: если обрушиваются продукты выветривания скальных пород, то накапливаются угловатые обломки (глыбы, щебень), если же осыпается накопленный рекой аллювий, то осыпь будет сложена окатанными зернами гравия или гальки.

Гравитационные процессы разделяют на обвальные, осыпные, оползневые, солифлюкционные, провальные и другие. Составной частью этих процессов, как правило, служит явление крипа.

Крип (от англ. *creep* – ползти, сползать) – это медленное гравитационное сползание по склону горных пород под влиянием периодического изменения объема грунтов. Выделяют следующие виды крипа:

- температурный крип (обусловлен колебаниями температуры);

- мерзлотный крип (вызванный попеременным промерзанием и оттаиванием);
- гигрогенный крип (из-за набухания и усадки глин при увлажнении и высыхании).

Обвальные и **осыпные** процессы протекают на крутых склонах под действием одной лишь силы тяжести. После обвалов и осыпей на склонах и у подножий скапливаются несортированные массы обломков, формируя конусы и шлейфы разной мощности и площади. Обвальные и осыпные отложения иначе называются коллювием (от латин. *colluvio* – скопление).

Обвалы приурочены к обрывистым, отвесным склонам гор, районов развития поверхностного карста, берегов морей и водоемов, горных выработок. Обвальным процессам способствуют трещины, пересекающие породы параллельно поверхности склона. Выветривание расширяет такие трещины, в результате блок горных пород отделяется от склона, со временем наклоняется все сильнее и, наконец, обрушивается целиком или частями. После обвала крутизна склона резко увеличивается – возникают отвесные плоскости срыва. Если же в обрушение вовлекаются и внутренние части склона, то формируются плоскости с отрицательным наклоном и ниши срыва. Падая с большой высоты, тяжелые блоки дробятся на более мелкие обломки угловатой формы, поэтому обвальный коллювий, как правило, представлен крупными и средними глыбами, щебнем. Значительно реже встречаются накопления, сложенные песчаными, алевроитовыми или глинистыми фракциями.

Крупнейшие обвалы наблюдаются в поясах землетрясений. Сейсмические обвалы отличаются гигантскими объемами вовлеченных в них грунтов, большим расстоянием смещения и катастрофическими последствиями. Такие особенности обусловлены следующими причинами. При сильных землетрясениях через земную кору проходят серии сейсмических волн с короткими периодами и большой амплитудой. В результате земная поверхность начинает вибрировать, подобно гигантскому грохо-

ту. Грунты, обрушиваясь на трясущуюся поверхность, приобретают высокую подвижность. Этот эффект может усилиться, если обвал сжимает под собою большой объем воздуха – тогда массы обломков мчатся на своеобразной воздушной подушке, получая возможность преодолевать даже встреченные горные хребты. Вероятно, крупнейший из сейсмообвалов произошел около 2 000 лет назад на юго-западе Ирана, в горах Загрос. Со скалистых склонов обрушилась и раздробилась 300-метровой мощности толща известняков. Скальный обвал ворвался в долину реки Сеймерре, срезал и захватил аллювиальные отложения, и помчался далее колоссальным валом высотой до 400 м. Пройдя около 13 км, этот вал натолкнулся на 600-метровой высоты горный хребет, но не остановился, а перехлестнул через него и двинулся дальше, преодолев еще 3 км. В итоге пройденное расстояние составило 16 км, объем перемещенных пород достиг 20 км^3 , а их смещение по вертикали превысило 1 500 м.

Обвальные и сейсмообвальные отложения формируют беспорядочно-холмистый рельеф со значительными перепадами высот (до 25 м и более) и крутыми склонами.

Осыпями называют процессы постепенного скатывания или скольжения обломков по склону. В отличие от обвалов, осыпи не носят катастрофического характера. Чаще всего происходят в горах; на равнинах приурочены к крутым берегам морей, рек, озер, склонам оврагов и стенкам горных выработок. В горах осыпанию способствуют трещины, параллельные поверхности склона. Выветривание расширяет и разветвляет эти трещины, ускоряя дезинтеграцию пород и делая их все более рыхлыми и неустойчивыми. При осыпании обломков формируется коллювиальный конус, прислоненный к нижней части склона. Накопление осыпного коллювия нередко сопровождается камнепадами, особенно активными во время дождей и таяния снегов.

Движение обломков регламентируется силой сцепления между ними:

$$F = m \cdot g \cdot \sin \alpha,$$

где m – масса обломка, g – ускорение свободного падения, α – угол наклона поверхности склона.

Следовательно, чем крупнее размер обломков, слагающих конус, тем прочнее они связаны друг с другом, а значит, тем меньше вероятность осыпания конуса. Осыпание продолжается до тех пор, пока наклон поверхности склона не достигнет угла естественного откоса – своеобразной кривой равновесия. Угол естественного откоса щебнистой осыпи не превышает 40° , а дресво-песчаной 33° . Если же камнепад начался, то быстрее всего движется крутая вершина конуса: отсюда скачками мчатся вниз валуны, дробясь при ударах и разрушая каменный материал поверхности. В результате, к подножью осыпи скатываются наиболее крупные обломки, а на вершине сохраняются самые мелкие. Таким образом, в разрезе осыпи закладываются некоторые признаки сортированности: чем ближе основание конуса, тем крупнее и тяжелее обломки. Со временем коллювиальные конусы срастаются друг с другом, формируя шлейфы, обрамляющие подножье.

Оползнем называют отрыв и моментальное скользящее смещение вниз по склону монолитных блоков грунтовых масс и слоистых горных пород. Толчком к началу смещения могут послужить разные причины: ликвидация упора слоя в основании склона (например, подмыв склона рекой); землетрясение; рост массы и пластичности осадков при насыщении их водой; возникновение дополнительных нагрузок при строительстве инженерных сооружений.

Для образования оползня необходимы следующие условия:

- крутизна склона должна составлять от 15 до 35° ;
- на поверхности склона должны залежать массы рыхлых осадков;
- рыхлые осадки должны подстилаться наклонным водоупором с гладкой поверхностью.

Тогда, при смачивании водоупора подземными водами, нарушится сцепление между грунтами, и возникнет опасность скольжения. Во время скольжения верхняя часть склона устремляется вниз единым масси-

вом, оказывая дислоцирующее воздействие на нижележащие слои и, иногда, даже на верхнюю часть водоупора. Низвергнувшись к подножью, оползень ударяется о породы ложа долины, и выдавливает их, создавая бугор выпирания. При скольжении и ударе верхняя часть оползня рассекается трещинами и разбивается на отдельные блоки, осложняясь сбросами. В составе оползневых отложений выделяют три зоны: верхнюю, нижнюю и зону брекчирования (рис. 1).

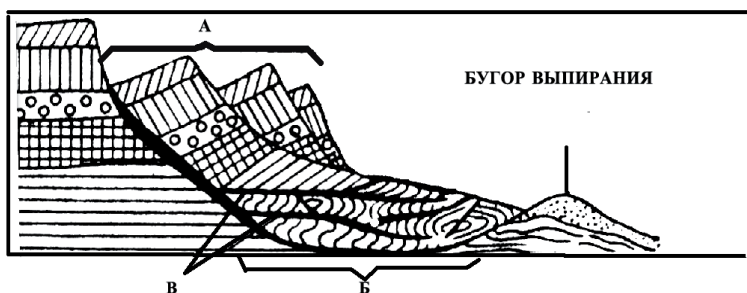


Рис. 1. Схематический разрез оползня [10]:
А – верхняя зона, Б – нижняя зона, В – зона брекчирования.

- Верхняя зона представлена сместившимися блоками (слоями) рыхлых коренных пород склона. Эти блоки (слои) не испытали нарушений внутренней текстуры.
- Нижняя зона также сложена породами склона. Но слои здесь раздроблены, смяты в складки, рассечены взбросами и надвигами.
- Зона брекчирования формируется на границе оползневого тела и плоскости скольжения. Ее слагают перенасыщенные водой обломки рыхлых и водоупорных пород.

В рельефе оползня выражены бугристыми или ступенчатыми склонами, напоминающими террасы.

Солифлюкция (от латин. *solum* – грунт, почва; *fluxus* – течь) – процесс медленного сползания по склону протаивающих переувлажненных грунтов под действием гравитации и попеременного промерзания – оттаивания. Наиболее активна солифлюкция в высоких и умеренных широтах, и соответствующих поясах в горах. При переходах температуры через 0 °С коренные породы подвергаются дезинтеграции. Талые воды пропитывают рыхлые продукты выветривания, последние переходят в пластичное состояние и начинают медленно скользить по мерзлой поверхности непротаявшей сердцевины холма. Накапливающиеся на склоне продукты называют солифлюксом. Под действием солифлюкции поверхность склона осложняется натечными образованиями: солифлюкционными террасами, валами, потоками и др. Крупные обломки в солифлюксии всегда ориентированы длинными осями по направлению склона. Интенсивность солифлюкции определяется уклоном поверхности, составом грунтов и степенью их обводненности. Так, активность процесса возрастает по мере уменьшения размера обломков и увеличения содержания воды. В зависимости от конкретных условий скорость движения составляет от нескольких десятков метров в год до долей миллиметра. Соответственно различают солифлюкцию быструю и медленную.

Быстрая солифлюкция связана с избытком талых вод: грунты приобретают жидкотекучую консистенцию и начинают быстро – до десятков метров за сутки – скользить по склону. В осадках преобладают глинистые, алевритовые и песчаные фракции, суммарная доля которых нередко превышает 50 % от объема породы. Характерны текстуры полосчатые и ленточные, ориентированные субпараллельно склону.

Медленная солифлюкция протекает при меньшем количестве воды и вязкотекучей консистенции грунта. Продукты отличаются лучшей сортировкой и еще большим участием глинистых частиц. В результате формируется равномерный по мощности чехол с вогнутой поверхностью: крутизна склона уменьшается по направлению к подножью.

Провальные процессы распространены ограниченно, свойственны районам развития подземных пустот: карстовых полостей и горных выработок. Провал кровли над полостью происходит по разным причинам (образование и расширение трещин, рост нагрузки, землетрясение и проч.). Провальный коллювий представлен несортированными обломками пород кровли. Рельеф поверхности провальных накоплений зависит от их объема и рельефа дна пещеры или выработки.

7. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ВЕТРА

Процессы работы ветра, накопленные ветром отложения и созданные ветром формы рельефа иначе называются эоловыми (от древнегреческого бога ветра – Эола). Эоловые процессы наиболее активны при большой скорости ветра над рыхлыми сухими мелкодисперсными горными породами, слабом развитии или отсутствии растительности.

Разрушительная работа ветра осуществляется двумя путями: дефляцией и корразией.

Дефляция (от латин. *deflatio* – сдувание) – выдувание частиц рыхлых пород воздушными струями. Дефляция бывает бороздовой (в трещинах, линейно вытянутых углублениях) и плоскостной (сдувание с большой площади). Ведет к формированию котловин выдувания разных размеров и формы.

Корразия (от латин. *corrado* – скоблю, соскребаю) – разрушение горных пород путем истирания их твердыми частицами, переносимыми ветром. Корразия, как правило, сопутствует дефляции, и делится на точечную, бороздовую (царапающую) и сверлящую. Поскольку преобладающая часть переносимого ветром песка движется на высоте до 1 м, сильнее всего корразии подвержены основания скальных выступов. Результатом может явиться формирование качающихся камней, у которых центр тяжести лежит на одной линии с точкой опоры. Под действием корразии валуны и гальки шлифуются и полируются, превращаясь в эоловые многогранники (ветрогранники, или виндкантеры), обычно имеющие форму трех- или четырехгранной призмы. Их поверхности свойственны гладкие плоские грани, разделенные более или менее острыми ребрами. В результате ветрового разрушения возникают формы рельефа – как отрицательные (котловины выдувания, эоловые борозды и ниши), так и положительные (эоловые столбы, иглы, обелиски, грибы и проч.). В немалой степени этому способствует избирательный характер корразии и дефляции – в первую очередь разрушаются ослабленные участки пород и создаются причудливые формы эоловой препаарировки.

Ветровой перенос осуществляется четырьмя способами: волочением или перекачиванием обломков по поверхности, скачкообразным перемещением, переносом во взвешенном состоянии. Характер движения обломков зависит как от скорости ветра, так и от массы и размера перемещаемых частиц. При волочении и перекачивании обломки сталкиваются, истираются, шлифуются, иногда раскалываются, на их поверхности возникают характерные борозды. При скорости ветра до 10 м/сек подхватываются частицы диаметром до 1 мм; при скорости 20 м/сек – до 4 мм. Ветер вызывает скачкообразное движение песчаных зерен – сальтацию (от итал. *salto* – прыжок). Во время сальтации песчинки взлетают под крутым углом, а падают под острым. Падая, песчинка сталкивает и приводит в движение другую, и рикошетирует сама. Таким образом начинается лавинообразное хаотичное движение песчаных зерен. Сальтация осуществляется по дугообразной траектории, высшая точка которой редко превышает 10–15 см, хотя при сильном ветре песок взлетает на 1,5–2 м, а при урагане и на несколько сот метров. Соответственно различается и дальность ветрового переноса: ветры умеренной силы перемещают песок на десятки метров, тогда как ураганы – на десятки километров. Мелкие пылеватые и, тем более, мельчайшие глинистые частицы переносятся во взвеси, причем восходящие воздушные потоки могут заносить их в верхнюю часть тропосферы и рассеивать на огромных площадях, удаленных от областей дефляции на сотни и тысячи километров.

Ветровая аккумуляция ведет к накоплению эоловых отложений песчаного, алевритового, реже глинистого состава. Преобладающим минералом является устойчивый к механическому воздействию кварц.

Эоловые аккумуляции образуют насыпи разной формы и размеров: дюны, барханы, эоловые гряды, кучевые пески, бугристые пески и проч. Всем эоловым насыпям характерен пологий наветренный склон (обычно 5–10 °) и крутой подветренный (до 30–35 °). Текстура ветровых отложений косослоистая, параллельная поверхности подветренного склона, что

позволяет определить направление ветра во время образования эолового бугра. При смене направлений ветра слоистость приобретает более сложный характер типа чередования разнонаправленных наклонно лежащих вогнутых и выпуклых слоев.

Наиболее распространенными аккумулятивными эоловыми формами являются дюны и барханы.

Дюны возникают на берегах океанов, озер, крупных рек. Они вытянуты по направлению ветра, имеют овальную в плане форму, округлую вершину, высоту до нескольких десятков метров (иногда до ста метров и более), ширину до нескольких сот метров и протяженность до нескольких километров. Обычно ветер выносит песок с наветренной части дюны, образуя здесь котловину выдувания. В итоге дюна приобретает параболическую форму в плане, причем «рога» параболы направлены в сторону, откуда дует ветер.

Барханы возникают на открытых равнинных территориях жарких пустынь при постоянном направлении ветра. В плане барханы имеют форму полумесяца, «рога» которого вытянуты по направлению, в котором дует ветер. Высота барханов иногда достигает 30–40 м. Дюны или барханы часто группируются в гигантские поля или гряды. Поверхность песчаных насыпей покрыта более мелкими эоловыми формами – знаками ряби, подобными крошечным дюнам. Скорость движения ветровых насыпей обычно 1–2 метра в год, в некоторых случаях до нескольких десятков метров в год.

Ветровые отложения алевритового состава образуют специфические горные породы – *лессовые*.

Лессовые отложения принадлежат к важнейшим генетическим типам поверхностных накоплений. Одна из главных их особенностей – однородность гранулометрического и минерального состава, не зависящих от геологических и климатических условий территорий распространения. Они сложены тонкообломочным, преимущественно алевритовым материалом палево-желтого цвета. Полевошпатово-кварцевый минерало-

гический состав лессовых пород отличается высоким постоянством, он практически одинаков в разных регионах Земли, и почти везде характеризуется высокой карбонатностью. Ярчайшие отличительные черты пород – макропористость, столбчатые призматические отдельности, способность долгое время удерживать в обрывах вертикальную стенку. Данные накопления обладают непредсказуемой просадочностью. Текстуры их варьируют от массивных до слоистых. Они занимают более 13 млн. км² – свыше 9 % площади суши, встречаются на всех материках (кроме Антарктиды). Крупнейшие площади их сосредоточены в Евразии (рис. 2), второе и третье места занимают Северная и Южная Америка.

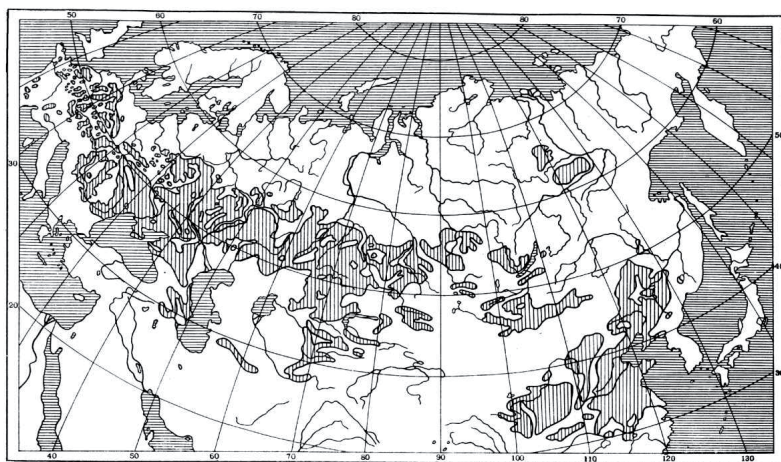


Рис 2. Карта распространения лессовых пород в Евразии [9]

Климатически лессовые отложения приурочены к умеренным и субтропическим поясам – их нет в полярных широтах, а также во влажных тропиках. Залегают они на самых разных генетических типах отложений и формах равнинного рельефа, распространены как на платформах, так и в межгорных долинах, покрывая их своеобразным плащом. Лессовые от-

ложения встречаются в широком диапазоне высот: до 500 м в гумидных условиях Европы и до 4 000 м в аридных областях Азии.

В составе лессовых отложений выделяют типичные лессы (или просто – лессы) и лессовидные породы.

Лессом, по мнению крупного исследователя данных пород Н.И. Кригера, наиболее целесообразно называть палевый, пылеватый, известковистый, неслоистый суглинок с видимыми невооруженным глазом порами (преимущественно вертикальными каналцами), покровно залегающий на разных элементах рельефа и в больших толщах не содержащий прослоев песков и галечников. Гранулометрически в лессах господствует алеврит – на долю фракции 0,01–0,05 мм приходится 30–50 %. Главным породообразующим минералом является кварц. Пористость лессов составляет 40–50 % от объема породы.

Лессовидные породы – это отложения, напоминающие лесс, но не имеющие полного набора его признаков.

Лессовые отложения почти целиком распространены южнее предельной границы последнего покровного ледника плейстоцена. В более высоких широтах лессовые осадки представлены лишь эпизодическими и маломощными лессовидными разностями. Лессовидным отложениям свойственны нехарактерные для типичных лессов особенности: наличие прослоев песков и глин; меньшая пористость и карбонатность; в них встречаются прослои и линзы, содержащие раковины пресноводных моллюсков. С удалением от границы ледника количество этих нарушений уменьшается, накопления приобретают все более лессовый облик. Таким образом, можно констатировать следующую закономерность географического распространения лессовых отложений: близ границ предельного распространения последнего покровного ледника на поверхности залегают лессовидные породы, которые южнее сменяются типичными лессами. Максимальной мощности (до 300 м) лессы достигают в Восточной Азии, на равнинах Лессового плато.

В толще лессов широко представлены разновозрастные горизонты погребенных почв. Исследования лессов Украины и российского Черноземья, а также лессовидных отложений территории Беларуси позволили определить, что возраст лессовых накоплений четвертичный, а время образования погребенных почвенных горизонтов соответствует межледниковьям. Следовательно, накопление лессовых образований происходило в холодные ледниковые этапы, когда названные территории находились во власти мерзлотных процессов.

Существует более 50 гипотез образования лессовых пород. Столь высокий интерес к данным отложениям объясняется тем, что именно они послужили материнским субстратом для формирования уникальнейших на планете почв – черноземов, а также чрезвычайно широким их распространением на земной поверхности, в том числе и в густонаселенных регионах. Все гипотезы можно разделить на две основные группы. Согласно первой группе, алевритовый состав лессов заложен в них изначально (эоловая и водная гипотезы). Согласно второй группе, алевритовый состав не изначально, а сформировался уже после накопления осадка – за счет его выветривания (почвенно-элювиальная и полигенетическая гипотезы). При этом сам процесс приобретения породами лессовых свойств называют облессованием (термин предложил почвовед С.С. Неустроев).

Эоловая гипотеза впервые прозвучала в работах Ф. Рихтгофена, затем была развита трудами В.А. Обручева, П.А. Тутковского и других. Суть ее в том, что исходные алевритовые и песчаные частицы создавались процессами выветривания: на склонах и вершинах гор, в жарких и ледяных пустынях. В ледниковые этапы благоприятные условия для формирования мелкозема возникали у границ ледников, на поверхности ледников. Затем ветер поднимал мелкие обломки, переносил и отлагал их, осуществляя при этом избирательную сортировку по размеру. Ближе к области дефляции накапливались песчаные фракции, на некотором удалении – песчано-алевритовые, а на значительном расстоянии – алевритовые. Таким образом, лессовые отложения в целом имеют эоловое

происхождение. Возможно, часть из них в последующем переотложилась водой, образовав лессовидные породы.

8. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ РЕК

Поверхностные текучие воды объединяют потоки временные и постоянные. Совокупность процессов работы водных потоков, накапливаемые при этом отложения и образующиеся формы рельефа называются *флювиальными* (от латин. *fluvios* – поток).

Процессы работы рек, возникающие при этом отложения и формы рельефа называются *аллювиальными* (от лат. *alluvio* – нанос).

Общей чертой поверхностных текучих вод является наличие руслового стока, при котором движущаяся вода скапливается в ограниченном пространстве русла.

Производимая водой разрушительная работа получила название *эрозия* (от латин. *erosio* – размывание, разъедание).

Эрозионная работа осуществляется тремя способами:

- *гидравлическим выпахиванием* (размывом рыхлых пород ударом водных струй);
- *абразией* (от латин. *abrasio* – соскабливание, сбивание – разрушением пород ударами переносимых обломков, это главный фактор эрозии);
- *растворением* горных пород.

В начале развития руслового потока преобладает донная (глубинная) эрозия, когда при значительных уклонах поверхности под действием сил гравитации поток стремится разрушить породы дна русла. Процесс донной эрозии идет до достижения руслом на большей части его длины высоты базиса эрозии. Под базисом эрозии понимают абсолютную высоту поверхности бассейна, в который впадает водоток. Другими словами, водный поток стремится к выработке продольного профиля

равновесия – плавной кривой, близкой к горизонтальной линии на большей части длины русла (в нижнем и среднем течении), и приближающейся к вертикали в самом верховье. При достижении кривой равновесия эрозия в верхнем течении компенсируется аккумуляцией в низовьях.

Эрозионная деятельность наиболее активно проявляется на первых этапах развития речных долин, а также в верхней части русла. Выделяют два главных вида движения воды: ламинарное и турбулентное.

Ламинарное (параллельно-струйное, без перемешивания) движение наблюдается лишь при очень низких скоростях течения в выровненном русле, в реках встречается редко, эрозионная роль его минимальна.

Турбулентное (неупорядоченное, перемешивающее) движение, взмучивающее осадки и удерживающее их во взвешенном состоянии – главенствующий эрозионный фактор. Существует три типа речной эрозии: донная, регрессивная и боковая.

Донная эрозия, ведущая к углублению речной долины, преобладает в начале развития речной долины и всегда сочетается с *регрессивной (потящейся)* эрозией. Объясняется это тем, что при одинаковом уклоне русла (а значит, и скорости течения) в низовьях и верховьях эрозия будет максимальна близ устья в силу большей массы воды. Следовательно, выработка профиля равновесия – глубинный врез русла – идет от устья к истоку. В результате вертикальных движений земной коры и разной прочности размываемых пород в русле могут возникать пороги и водопады, которые играют роль местных (локальных) базисов эрозии. Относительно них река разбивается на самостоятельно развивающиеся участки, и единый для всего русла профиль равновесия сформируется только после срезания местных базисов эрозии. Вследствие донной эрозии возникает V-образный поперечный профиль речной долины.

Регрессивная эрозия служит причиной разрушения водоразделов и перехвата рек. Перехват рек – процесс отсечения верховьями одной реки (у которой базис эрозии ниже) участка другой.

Боковая эрозия, заключающаяся в размыве берегов, наибольшее развитие получает в поздние этапы жизни речной долины, когда с приближением к профилю равновесия уменьшается скорость течения в нижней и средней частях русла. Основные причины ее возникновения – турбулентность течения и ускорение Кориолиса. Благодаря боковой эрозии русло изгибается, появляются излучины (меандры). Вогнутые берега излучин активно размываются, дно под ними углубляется. Близ противоположного выпуклого берега скорость потока минимальна, поэтому здесь отлагается переносимый рекой материал и формируются прирусловые отмели. Под действием боковой эрозии речная долина расширяется, ее поперечный профиль приобретает U-образную или корытообразную форму.

Транспортирующая работа рек по переносу обломков горных пород осуществляется тремя способами.

Во-первых, волочением или скольжением обломков по дну.

Во-вторых, переносом во взвешенном состоянии.

В-третьих, перемещением в растворенном виде. Два первых способа переноса формируют твердый сток реки, и они же являются главнейшими факторами эрозионной работы. В результате соударения переносимых обломков друг с другом, а также с породами стенок и дна русла происходит их абразионное истирание и уменьшение в размерах. Способ транспортировки зависит от живой силы реки и от состава размываемых пород. Соответствующее этим способам переноса соотношение объемов пород, выносимых реками горными и равнинными, можно представить следующим образом:

- горные реки: 0,9 : 7 : 1 (господствует твердый сток);
- равнинные реки: 0,05 : 0,6 : 1 (преобладает перенос в растворенном виде).

Аккумулятивная работа играет все большую роль по мере приближения русла к профилю равновесия, что объясняется снижением скорости потока. Накопление аллювия наблюдается в устье, русле и, во время

половодий, на пойме. Поскольку выработка профиля равновесия начинается в нижней части русла, то здесь же развивается и аккумуляция, постепенно продвигающаяся все выше по течению. Под воздействием абразивного истирания переносимые и отлагаемые обломки подвергаются избирательной сортировке – от верховий реки к устью их размер последовательно уменьшается. По той же причине крупные обломки приобретают окатанную форму эллипсоида. Минералогическому составу аллювия характерно господство устойчивых к истиранию и растворению зерен, среди которых первенствует кварц. Различают четыре главных фации аллювия равнинных рек: устьевую, русловую, пойменную, старичную. Особенность аллювия горных рек – господство грубообломочных (валуны, гальки) отложений русловой фации при почти полном отсутствии осадков пойменной фации.

Стадийность развития речных долин называют закономерные изменения во времени геологических процессов и строения долины. Выделяют три основных стадии: юности, зрелости и старости.

Стадия юности свойственна начальному этапу развития, когда скорость течения высока. Господствуют глубинная эрозия и вынос обломков. Продольный профиль реки не выработанный, русло спрямленное, в нем много порогов и водопадов. Поперечный профиль долины V-образный: долина узкая и глубокая. Водоразделы широкие, притоков пока еще мало. Аккумуляция осадков минимальна, представлена только в русле, где отлагаются самые крупные обломки, наибольшие объемы аллювия накапливаются в устье. Устьевая фация (или фация дельт и эстуариев) сложена самыми мелкими минеральными обломками (от песков до алевритов и глин), часто обогащена легкими органическими останками. В ее составе встречаются слои и линзы пород разного генезиса: принесенные реками аллювиальные, возникшие на месте стариц озерные и болотные, оставленные приливами морские. Отложения обладают диагональной слоистостью.

Дельты возникают в режимах тектонического покоя или воздымания дна бассейна, в который впадает река, либо когда скорость речной аккумуляции выше, чем скорость погружения дна бассейна.

Эстуарии формируются при большой скорости погружения, превышающей скорость осадконакопления, а также если имеется сильное параллельное берегу течение или активные приливно-отливные движения, уносящие поставляемый рекою аллювий.

Стадия зрелости начинается при приближении продольного профиля реки к профилю равновесия. Скорость течения уменьшается, большую роль начинает играть боковая эрозия – идет образование излучин, речная долина расширяется. Благодаря меандрированию площадь прирусловых отмелей увеличивается, они приподнимаются над водой, а затем сливаются друг с другом – начинается формирование поймы. В отложениях поймы максимален объем главной фации аллювия – русловой. *Русловая фация аллювия* представлена самыми крупными обломками (гравийно-песчаный материал, мелкая галька), диаметр которых по разрезу снизу вверх уменьшается. Таким образом, наиболее грубые обломки залегают в основании русловой фации – они накапливались во время глубинного врезания реки. Соответствующий слой называют горизонтом размыва, или базальным горизонтом. Русловому аллювию характерна косая слоистость, слои в которой наклонены по направлению течения. Со временем речные излучины приобретают петлеобразные очертания, узкие перешейки между ними прорываются водой, русло спрямляется, а отсеченная от него излучина превращается в старицу. Старичный водоем проходит в своем развитии этапы от речного русла до проточного, а затем и бессточного озера и даже до болота. Соответственно этим этапам на дне бассейна накапливается своеобразный комплекс отложений старичной фации: на дне – аллювиальные русловые косослоистые песчано-гравийные осадки; выше – озерные горизонтально слоистые алевриты или глины; на самом верху могут залегать болотные торфа. Таким образом, стадии зрелости речной долины характерны следующие черты: уме-

ренная скорость течения; большое значение боковой эрозии; меандрирующее русло; порогов мало; долина широкая, U-образная, предельно глубоко врезанная; водоразделы узкие и высокие; максимально разветвленная сеть притоков; накопление аллювия ведет к образованию поймы.

Стадия старости начинается при выработке рекой профиля равновесия. Скорость течения минимальна; пороги отсутствуют; преобладает боковая эрозия, донная представлена только в верхнем течении; русло сильно меандрирует; долина мелкая и очень широкая; водоразделы низкие и узкие; притоков уже немного, но все они крупные; накопление аллювия идет в русле и на пойме. Пойменная фация аллювия накапливается при разливах реки. Скорость течения вод, затопливающих пойму, мала, они переносят и отлагают только мелкие минеральные частицы и легкие органические останки. В итоге на поверхности слагающей пойму руслового аллювия формируются горизонтальнослоистые алевритово-глинистые, часто заиленные породы, иногда содержащие прослои и линзы мелкозернистых песков. Благодаря процессам почвообразования отложения пойменной фации могут быть гумусированными.

Цикличность развития речных долин называют повторение стадий развития, когда долина из стадии старости или зрелости возвращается к стадии юности. Это происходит в результате увеличения уклона русла, после чего река стремится выработать новый профиль равновесия. Следовательно, возобновляется донная эрозия, и река врезается в дно долины, размывая ранее созданную пойму. С приближением нового продольного профиля к кривой равновесия опять начнет формироваться пойма, только уже на меньших абсолютных высотах. От прежде существовавшей поймы сохранятся лишь горизонтально вытянутые ступени на склонах речной долины – надпойменные террасы. Количество надпойменных террас свидетельствует о числе циклов вреза реки.

В строении террас выделяют ряд элементов:

- площадка – горизонтальная поверхность террасы;
- уступ – вертикальная поверхность (склон) террасы;

- бровка – место перегиба площадки в уступ;
- коренной берег (цоколь) – территория, сложенная породами неаллювиального происхождения; коренные (цокольные) породы лежат в основании всей территории, занятой речной долиной;
- тыловой шов – место сочленения террасы с ниже- или вышележащей террасой или коренным берегом.

В зависимости от происхождения слагающих пород выделяют три типа надпойменных террас: эрозионные, аккумулятивные и эрозионно-аккумулятивные.

1. *Эрозионные (скульптурные)* террасы целиком сложены коренными породами. Возникают, когда новый цикл врезания произошел в стадию юности речной долины.

2. *Аккумулятивные* террасы полностью сложены аллювиальными породами. Возникают, когда новый цикл врезания приходится на стадию старости, т. е. река успела уже накопить большую мощность аллювия.

3. *Эрозионно-аккумулятивные (цокольные, смешанные)* террасы сложены как коренными породами, обнажающимися в нижней части уступа, так и аллювиальными, слагающими площадку террасы. Возникают, когда интенсивность размыва в новом цикле выше интенсивности аккумуляции в предыдущем.

Причины перехода работы реки от аккумулятивной к эрозионной и обратно, а также причины образования надпойменных террас разделяют на климатические и тектонические.

Климатический фактор определяет массу воды в русле. При уменьшении годовой суммы атмосферных осадков обводненность, а значит, и живая сила потока снижаются. Река не может донести до устья всю массу разрушенных ею в верхнем течении горных пород. Следовательно, в средней и нижней частях долины усиливается аккумуляция, накапливаются избыточные массы аллювия. Наоборот, при увеличении количества атмосферных осадков энергия реки возрастает, активизируются эрозия и вынос горных пород. Подобные явления происходили в

четвертичном периоде, когда в ледниковые эпохи количество атмосферных осадков уменьшалось (замерзал океан), а в межледниковые возрастало.

Тектонический фактор изменяет уклон русла, следовательно, скорость течения реки, а поэтому является наиболее распространенной причиной образования надпойменных террас. В случае тектонического погружения бассейна, в который впадает река, понижается базис эрозии, и новый цикл вреза начинается от устья реки. Поэтому относительная высота образующейся террасы будет уменьшаться от низовий к верховьям реки. При тектоническом воздымании истока реки врез начнется в верхнем течении, и высота надпойменной террасы станет уменьшаться вниз по течению.

9. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ВРЕМЕННЫХ ВОДНЫХ ПОТОКОВ

Временные водные потоки делятся на равнинные и горные. Возникают на склонах при таянии снега и выпадении атмосферных осадков.

Работа временных водных потоков на равнинах включает деятельность плоскостных и русловых потоков. Их активность в огромной мере зависит от степени развития растительности, в особенности травянистой – чем плотнее дернина, тем меньше воздействие временных водотоков на горные породы. Водной эрозии наиболее подвержены склоны, лишенные естественной растительности.

Плоскостной (склоновый) сток, согласно А.П. Павлову, осуществляется мелкими струйками воды, образующимися на склонах холмов при выпадении дождей и таянии снега. В мельчайших неровностях поверхности возникают миниатюрные блуждающие водные потоки, часто меняющие свое местоположение. Их деятельность ведет к образованию густой сети мелких эрозионных борозд – деллей (от нем. *delle* – углубление). Энергия потоков мала, поэтому смываются и сносятся вниз только сравнительно мелкие и легкие рыхлые частицы. Перенесенный материал отлагается у подножья и в нижней части склона, образуя шлейф, наибольшая мощность которого в основании склона. Данный процесс называется делювиальным (от латин. *deluo* – смываю), а накопленные в результате его осадки – делювием. Под действием плоскостного смыва крутизна склона уменьшается, поверхность его становится ровной или даже вогнутой. Следовательно, со временем снижается скорость водного потока, а значит, смывается и отлагается все более мелкий материал. Как правило, делювиальные отложения характеризуются неоднородностью состава, часто обогащены смытым гумусом, в них преобладают алевритовая и мелкопесчаная фракции, диаметр обломков вверх по разрезу

уменьшается. В целом вещественный состав делювия аналогичен составу отложений поверхности склона.

Главными факторами, определяющими характер делювиального процесса и самого делювия, являются климат, рельеф и состав коренных пород.

От климата зависит специфика процессов выветривания, а значит и состав размываемого элювия, и состав накапливающегося делювия. Климат определяет режим и количество выпадающих осадков, следовательно, интенсивность размыва и мощность отложений. Кроме того, сказывается и опосредованное влияние климатических условий – от них зависит состав и биомасса растительности, препятствующей протеканию делювиального процесса. Скорость делювиального процесса резко возрастает при распашке склона или ином уничтожении растительности.

Рельеф влияет на скорость водных потоков и особенности их распределения по поверхности склона: чем больше неровностей, тем выше активность скапливающихся в них вод.

Существенна роль ориентации склона. На наветренных склонах, где выпадает большее количество осадков, делювий накапливается быстрее, чем на подветренных. В северном полушарии склоны холмов, обращенные на юг и юго-запад, нагреваются солнцем сильнее, поэтому активность процессов здесь выше. По данным А.В. Матвеева, на холмах Городокской возвышенности мощность делювиальных шлейфов у западных и южных склонов составляет до 1,5–2,0 м, а у восточных и северных до 1,1–1,3 м.

Следовательно, делювий может быть представлен фракциями разного размера, однако в их пространственном распределении наблюдается четкая закономерность: в верхней части склона залегают самые крупные обломки, а с приближением к подножью диаметр их становится все меньше. Кроме того, более крупными размерами обломков отличается и самая древняя часть делювиального шлейфа, непосредственно облегающая коренные породы склона, тогда как поверхностные слои делювия

характеризуются измельченностью материала (рис.3). Поверхность делювиального шлейфа имеет вогнутую форму с наибольшими углами наклона в верхней части (до 10° – 12°).

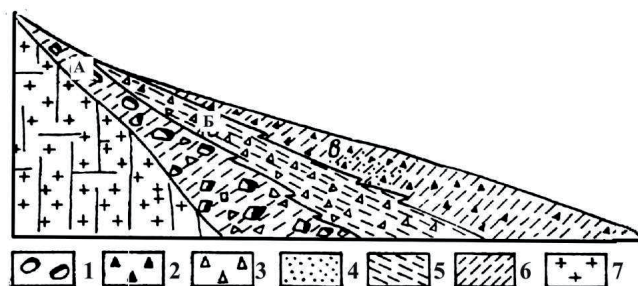


Рис. 3. Схематический разрез отложений делювиального шлейфа [10]:
 1 – глыбы; 2 – древесина; 3 – щебень; 4 – песок; 5 – суглинок; 6 – супесь;
 7 – гранит

Делювиальным отложениям свойственна тонкая, черепитчато-линзовидная слоистость, в которой границы слоев параллельны склону (рис. 4). Такой характер слоистости объясняется малой мощностью водных струй и постоянной миграцией ручейков.

В составе делювия обычно встречаются линзы и слои погребенных почв. Линзы погребенных почв возникают при размыве и переотложении гумусового слоя. Слои погребенных почв формируются при дискретном протекании делювиального процесса: во время остановки размыва на поверхности делювия формируется почва, а затем она вновь погребается новыми смытыми отложениями.

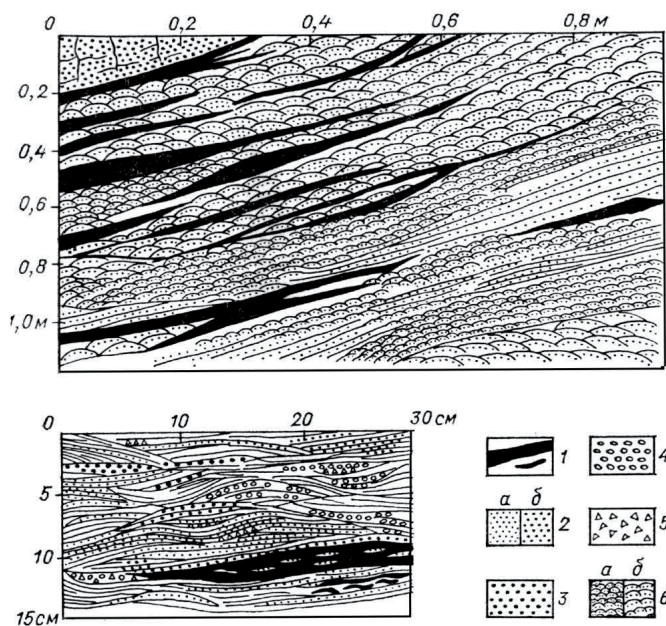


Рис. 4. Черепитчато-линзовидная слоистость делювия [10]:

1 – почва погребенная; 2 – песок (а – мелкозернистый, б – среднезернистый); 3 – гравий; 4 – галька мелкая; 5 – щебень мелкий; 6 – рисунок пачки слоев мощностью менее 1 мм (а) и более 1 мм (б)

Нередко отмечается ритмичная слоистость делювия, обусловленная сезонными колебаниями размыва и седиментации.

Русловой сток временных водотоков возникает на склонах, поверхность которых осложнена разного рода выемками и ложбинками. Скапливающаяся в них вода, имея значительную массу, может совершать большую эрозионную и транспортирующую работу, причем не по плоскости, а линейно. Таким образом, деятельность временных русловых потоков на равнинах ведет к образованию оврагов.

Развитие оврагов идет по четырем стадиям: рытвины, висячего устья, выработки профиля равновесия, балки.

На первой стадии возникает рытвина, увеличивающаяся в размерах благодаря донной эрозии. Рытвина растет в длину как вниз, так и вверх по склону – за счет размыва верхней части рытвины обрушивающейся в нее водой (т.е. за счет регрессивной эрозии).

Вторая стадия – висячего устья – начинается тогда, когда вершина рытвины достигает бровки (крутого перегиба) склона и возникает вершинный перепад (вершина рытвины приобретает вид глубоко врезанного колодца). Устье рытвины при этом располагается выше подножья холма и называется висячим. На первых двух стадиях продольный профиль оврага неровный, с многочисленными перегибами, а поперечный профиль V-образный (крутые, обрывистые склоны, узкое дно).

Третья стадия – выработки профиля равновесия – начинается при достижении устьем оврага базиса эрозии. Продольный профиль постепенно выравнивается, поперечный остается V-образным. По мере роста оврага на его склонах могут возникать рытвины, также превращающиеся в овраги – отвержки. В итоге образуется древовидная в плане овражная система.

Четвертая стадия – балки – характеризуется затуханием донной эрозии, вершинный обрыв и склоны оврага осыпаются и выполаживаются до угла естественного откоса, поперечный профиль приобретает корытообразную форму, склоны и дно покрываются растительностью. Выносимый из оврага материал скапливается в устьевой части, образуя конус выноса, сложенный косо- и диагонально-слоистым пролювием (от латин. *proluo* – выношу течением), состав которого идентичен породам размываемого склона.

Работа временных водных потоков в горах отличается огромной эрозионной и транспортирующей силой, поскольку здесь слишком велики площади водосборных бассейнов по сравнению с площадью поперечного сечения крутосклонных каналов стока. Крупные массы воды и

большие уклоны поверхности способствуют смыву и переносу гигантских объемов рыхлых обломков. Такие перенасыщенные обломками временные горные потоки называются в Азии селями (силями, от араб. *сайль* – бурный поток), а в Европе мурами. По составу бывают водогрязевыми, водо-каменными и грязе-каменными. С выходом на предгорную равнину поток разливается в виде веера и формирует конус выноса, сложенный пролювиальными отложениями, петрографический состав которых определяется породами горного склона. В вершинной части конуса выноса залегают наиболее крупные обломки, тогда как в периферийной – самые мелкие (вплоть до алевролита).

10. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Главными факторами, определяющими работу подземных вод, являются особенности физического состояния, режима и движения подземных вод, их химический состав и температура, а также минералогический состав соприкасающихся с ними горных пород и временной фактор. Степень влияния названных факторов зависит от множества причин, среди которых ведущее значение имеют геологическое строение территории, рельеф и климат.

По *физическому состоянию* выделяют семь видов подземных вод: парообразную, гигроскопическую, пленочную, капиллярную, капельно-жидкую, твердую, кристаллизационную. Наибольший объем работы производит капельно-жидкая вода, а в зонах многолетней мерзлоты и на территориях сезонного промерзания грунтов огромно значение подземных льдов.

Движение капельно-жидких подземных вод зависит, в первую очередь, от условий их залегания и состава водоносных пород. Главным типом движения вод, залегающих в рыхлых горных породах, является ламинарное (медленное параллельно-струйное). В силу этого ведущим эрозионным фактором является растворение горных пород, а основным способом транспортировки – перенос в растворенном виде.

Химический состав подземных вод определяется их происхождением, режимом и составом вмещающих пород.

По содержанию растворенных веществ подземные воды варьируют от пресных до рассолов. Гидрохимический класс подземных вод устанавливают по концентрации преобладающих анионов и катионов.

По составу анионов выделяют три главных (и ряд промежуточных) класса подземных вод: гидрокарбонатные, сульфатные, хлоридные.

По составу катионов каждый класс может быть кальциевым, натриевым, магниевым или смешанным. В отдельную группу выделяют минеральные воды – имеющие лечебное значение. Таким образом, химиче-

ская агрессивность подземных вод проявляется по-разному, в зависимости от состава взаимодействующих с ними горных пород или техногенных сооружений. Например, повышенное содержание в водах углекислоты способствует активизации растворения карбонатов. Перенасыщение подземных вод растворенными веществами ведет к выпадению последних в осадок и формированию разнообразных отложений.

Температура подземных вод зависит от тектонических особенностей и глубины залегания, от климата территории (для грунтовых вод). По температуре подземные воды делят на холодные (до 20 °С), теплые (до 37 °С), термальные (до 42 °С), гипертермальные (более 42 °С). С ростом температуры агрессивность подземных вод увеличивается.

Минералогический состав горных пород влияет на их растворяющую деятельность. Среди горных пород легкостью растворения выделяются каменная и калийная соли, гипс, карбонатные породы. Легче всего растворяется каменная соль – при нормальных температурах и давлении в одном литре воды растворяется до 350 г NaCl. Сравнительно легко растворяется гипс – одна часть в 380–480 частях воды. Несколько хуже растворяется ангидрит – одна часть в 500–550 частях воды. В карбонатных породах необходимым условием растворения выступает наличие в воде углекислоты. При нормальной температуре и давлении 10 тыс. частей кислой воды растворят 10 частей известняка и 3 части доломита.

Геологическая работа подземных вод ярче всего проявляется в процессах карста и суффозии.

Карст – это совокупность геологических процессов растворения и размыва горных пород движущимися водами, ведущих к образованию отрицательных форм рельефа на поверхности Земли и различных пустот на глубине. Термин происходит от названия расположенного в Словении плато Крас (Kraz), на территории которого широко представлены карстовые процессы и формы. Различают карст карбонатный, соляной, гипсовый. Соли и гипс растворяются очень легко, но встречаются редко –

наиболее распространен карбонатный карст. Карстовые формы делят на поверхностные (открытые) и подземные (закрытые).

Вначале развивается поверхностный карст. Его мельчайшие формы – карры – борозды, рытвины и разной формы углубления, возникшие на обнажающейся поверхности растворимых горных пород. Карры образуются под действием атмосферных осадков, достигают 1–2 м в глубину. Иногда карры занимают большие площади, делая территорию труднопроходимой, – так возникают карровые поля.

Поскольку карбонатные породы в большей или меньшей степени трещиноваты, рост карров сопровождается размывом и расширением трещин. Так образуются поноры – наклонные или вертикальные колодцы, по которым поверхностные воды уходят под землю.

Далее эти процессы ведут к возникновению карстовых воронок – обширных углублений, диаметром до 100 м и больше, и глубиной до 20 м. Если воронка образовалась благодаря слиянию карров и расширению верхней части понор, то склоны ее будут пологими. При образовании карстовой воронки в результате обрушения свода подземной карстовой пустоты склоны могут достигать значительной крутизны.

Рост карстовых воронок или обрушение кровли крупной карстовой полости ведет к формированию карстовых котловин и польев, имеющих вид замкнутых понижений с плоским дном и крутыми склонами, высотой до нескольких сот метров. Площадь крупнейших польев достигает нескольких сот квадратных километров (Ливаньско поле в Боснии площадью более 379 км²).

Расширение и углубление понор и трещин влечет образование карстовых колодцев, шахт и пропастей – наклонных или вертикальных форм, глубиной до километра и более. В результате поверхностного карста русло реки может нырнуть в понор или трещину – возникают слепые долины рек.

Развитие подземного карста начинается, когда формы открытого карста позволят поверхностным водам проникать под землю, растворяя породы, перекрытые слоями нерастворимых отложений.

Величайшими подземными формами являются карстовые пещеры, возникающие в горах и на равнинах. Пещеры представляют собой системы наклонных и горизонтальных туннелей, соединяющихся друг с другом, часто располагающихся на нескольких вертикальных уровнях. В лабиринтах переходов из-за растворения, размыва пород или обрушения кровли образуются гигантские по площади и высоте залы (гроты). Крупнейшая на Земле система карстовых пещер Флинт–Мамонтова (штат Кентукки, США) имеет суммарную протяженность более 485 км. Один из залов системы пещер Карлсбадского национального парка (штат Нью-Мексико, США) достигает длины 1 200 м, ширины 190 м, высоты 90 м.

Аккумулятивная работа подземных вод в карстовых районах проявляется, в первую очередь, в образовании всевозможных натечных форм. Выпавшие на поверхность Земли атмосферные осадки содержат много растворенного углекислого газа, поэтому, просачиваясь по трещинам, легко растворяют известняки и насыщаются бикарбонатом: $\text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 = \text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$. После выхода воды на стенки или потолок пещеры, часть углекислоты испаряется, и бикарбонат переходит в карбонат кальция. Последний частично выпадает в осадок, давая начало образованию сталактитов, занавесей, фестонов и других форм, свисающих со свода пещеры. Остатки карбоната кальция выделяются из упавшей капли воды на полу пещеры. Тогда снизу вверх идет рост сталагмитов. Если сталактит срастается со сталагмитом, то возникает сталагнат, или колонна. Кроме того, на дне пещер или в местах выхода на поверхность источников, берущих начало в карстующихся породах, накапливаются пористые, губчатые известковые туфы (травертины). В областях древнего карста на дне воронок и пещер накапливаются нерастворимые глинистые остатки карбонатов, обогащенные красноцветными гидроокислами железа и алюминия. Такие плодородные образования называют «терра-росса» (от

итал. *terra rossa* – красная земля). И наконец, на дне пещер встречаются отложения пещерных рек и озер, а также обвально-осыпные отложения. В холодном климате возможно образование ледяных натечных форм в пещерах. С деятельностью гипертермальных подземных вод связано накопление кремнистых туфов (гейзеритов), месторождений некоторых цветных металлов.

Суффозионные процессы (от латин. *suffossio* – подкапывание) осуществляются подземными водами и заключаются в выщелачивании растворимых соединений (хлоридных, сульфатных, карбонатных) и выносе тонкодисперсных частиц из поверхностных отложений. В поверхностных отложениях возникают пустоты, породы разрыхляются и проседают. В результате на поверхности образуются замкнутые отрицательные формы рельефа: суффозионные западины, блюдца, воронки.

11. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ЛЕДНИКОВ

Формирование и динамика ледников

Ледником называют природное скопление движущегося льда территории суши. В настоящее время ледники занимают почти 15 млн. км² (около 11 % площади суши Земли). Еще 14 % площади суши охвачено многолетней мерзлотой, причем большая часть мерзлотной (криогенной) зоны приурочена к Евразии и Северной Америке. Около 25 % поверхности Мирового океана в любое время года занято плавучими льдами.

Образуются ледники путем скопления и трансформации снега. Этот процесс иначе называют метаморфизацией или фирнизацией снега. Для накопления 1 м³ ледника расходуется около 10–11 м³ снега.

Главные *факторы образования ледников* – атмосферные осадки (снег) и низкие температуры, не позволяющие выпавшему за год снегу полностью растаять. Такие условия возникают на наветренных склонах гор, расположенных в морском климате умеренного и субполярных поясов. Здесь обильны снегопады, и поэтому выше снеговой линии снег накапливается быстро (снеговой линией, или границей, называют линию, соединяющую высоты, на которых приход и расход снега за год равны). При дефиците водяного пара даже экстремально низкие температуры не обеспечат развития ледника большого объема.

Ледниковый метаморфизм протекает по следующей схеме: снег – фирн (зернистый лед) – глетчерный лед. Такие преобразования занимают разное время, в зависимости от характера преобладающих процессов, которые, в свою очередь, определяются климатом. Соответственно климату выделяют два типа фирнизации: холодный и теплый.

Фирнизация холодного (рекристаллизационного) типа заключается в гравитационном уплотнении снега – этот процесс называется рекристаллизацией. Протекает она медленно, в условиях круглогодичных отрицательных температур и отсутствия оттепелей, поэтому холодный тип льдообразования свойственен самым высоким широтам. В морозных

условиях может наблюдаться и явление сублимации – сухой возгонки снега при отрицательных температурах воздуха, когда снег переходит в пар, а пар, поднявшись в воздух, вновь замерзает, и на заснеженную поверхность падают кристаллы льда. Плотность этих кристаллов выше, чем у свежеснежавшего снега. Рекристаллизационный лед содержит много мелких воздушных пузырьков, унаследованных от снега, поэтому плотность глетчера невысока – около $0,75 \text{ г/см}^3$, и цвет его молочно-белый. В центре Антарктиды превращение снега в ледник занимает более 1 000 лет.

Фирнизация теплового (инфильтрационного) типа идет значительно быстрее – во время оттепелей талые воды пропитывают снег, выдавливая из него воздух, снежная масса становится тяжелее и проседает, уплотняется, затем промерзает. Возникающий фирн отличается темно-синим цветом. Со временем он превращается в изумрудно-зеленый глетчерный лед, состоящий из плотно упакованных равновеликих кристаллов – по форме они резко отличаются от удлинённых игольчатых или призматических кристаллов льда озерного и морского. Плотность инфильтрационных льдов гораздо выше – до $0,9 \text{ г/см}^3$. Именно такими “теплыми” льдами сложена большая часть горных ледников планеты. Кроме того, плотно упакованные кристаллы льда могут формироваться прямо в толще талой воды – такое явление получило название конжеляции. В конжеляционном льде содержание воздуха минимально, поэтому плотность его достигает $0,96 \text{ г/см}^3$. В Чилийских Андах преобразование снега в фирн происходит за 4 месяца, тогда как в Гренландии за 20 лет. Для дальнейшего изменения – из фирна в глетчер – требуется гораздо больше времени, обычно 2 – 3 десятилетия в горах умеренного пояса.

В составе ледника выделяют две области: область питания, где накапливаются снег и лед, и область стока (абляции), где лед движется и тает.

Существуют три главных типа ледников: горные, покровные и промежуточные.

- В *горном леднике* область питания располагается выше снеговой границы, а область стока – ниже ее.

Выделяют четыре вида горных ледников: долинные, переметные, каровые и висячие.

Долинные (альпийские) имеют четко разделенные области питания и стока. В свою очередь, долинные ледники разделяются на простые (одна область питания и одна стока) и сложные (языки из нескольких областей питания сливаются в одну общую область стока).

Переметные ледники растекаются по разным склонам горы или хребта из одной области питания, расположенной на вершине.

Каровые (от нем. *kar* – цирк) ледники небольшие, залегают в мелких креслообразных углублениях (карах) затененной части склона, не имеют области стока.

Висячие ледники формируются в карах, но обладают короткой, нависающей над обрывом зоной стока.

- *Покровные (материковые, щитовые)* ледники возникают благодаря росту горных ледников, которые, наращивая мощность, распространяются на все большую площадь, и охватывают гигантские территории земной поверхности. В покровных ледниках область питания приурочена к их центральной части, а области стока – к периферии. Материковые ледники характеризуются огромной мощностью и площадью; строение подледной суши не влияет на распространение ледника и щитообразный рельеф его поверхности; область питания приурочена к центру ледника, где его мощность максимальна; область стока расположена на периферии ледника, а само движение идет радиально: ледник растекается от центра к краям. В истории четвертичного периода именно с покровными ледниками связаны наиболее масштабные изменения природных комплексов Земли.

- *Промежуточные* ледники сочетают признаки горных и покровных, и делятся на два вида.

Плоскогорные (скандинавские) залегают и движутся подобно материковым ледникам, но гораздо меньше их по объему.

Предгорные ледники формируются в приполярье. Типично горные в своих верховьях, они спускаются к подножьям, где растекаются веером. Сливающиеся конусы соседних ледниковых потоков и образуют сплошной предгорный глетчер.

В дальнейшем развитии уже сформировавшегося ледника выделяют три главных фазы: трансгрессии, стабилизации и деградации.

- *Фаза трансгрессии (наступления, роста)* соответствует отрицательным температурам воздуха и преобладанию аккумуляции снега над его абляцией, в результате чего объем и площадь оледенения увеличиваются. Доказано, что во время древнеледниковых этапов четвертичного периода фаза трансгрессии занимала до 90 % жизни ледников.

- *Фаза стабилизации (остановки)* наступает, когда приход снега уравнивается его таянием, и дальнейшее продвижение ледника прекращается.

- *Фаза деградации (отступления, регрессии, дегляциации)* связана с прогрессивным ростом температуры воздуха и таянием ледника. Особенность развития ледников заключается в возможности неоднократного перехода от фазы деградации к фазе трансгрессии и обратно, что связано с климатическими изменениями.

Главной особенностью ледников является их динамичность, которая зависит от множества причин, действующих совокупно. Среди факторов, определяющих динамические характеристики ледников, особое место занимают мощность ледника, рельеф и состав горных пород его ложа.

Способность ледников к движению обусловлена тем, что всякий ледник обладает качествами не только хрупкого, но и пластичного тела. Пластические свойства возникают в результате давления вышележащих ледовых масс на нижележащие – чем толще лед, тем пластичнее его нижние слои. Таким образом, ледник движется, отчасти, за счет выдавливания нижних слоев из-под верхних (рис. 5). В силу этого глетчер мо-

жет преодолевать даже некоторые возвышения рельефа, перетекая через них. Чтобы прийти в движение по горизонтальной плоскости, ледник должен достичь мощности в десятки или сотни метров.

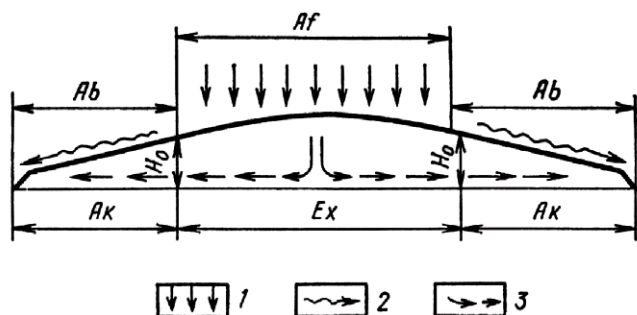


Рис. 5. Схема динамики покровного ледника [14]:

Af – область питания ледника; Ab – область абляции; $Ак$ – область аккумуляции; $Ех$ – область экзарации; $Н_0$ – максимальная мощность льда, при которой возможно накопление донной морены.

На динамику горных ледников влияет величина уклона поверхности суши. По расчетам гляциолога П. А. Шумского, при крутизне склона 10° слабое движение льда начнется при его мощности 6,28 м, а значительное перемещение – при толщине 62,8 м. На горизонтальной площадке – соответственно 62,5 м и 625 м. Скорость сползания горных ледников обычно составляет несколько десятков сантиметров в сутки, хотя изредка может достигать 100–150 м/сутки. Всякий ледник стремится ползти по ложбинам доледникового рельефа. Встречаясь с препятствиями в рельефе, глетчер либо обогнет их, либо перетечет сверху, и лишь в исключительных случаях попытается сдвинуть преграду, действуя подобно бульдозеру.

Скорость движения ледников зависит от температуры: чем теплее, тем больше талых вод скапливается под ледником, и тем быстрее он скользит по поверхности. Необходимо учитывать, что температура у подошвы ледника зависит от его мощности. Влияние этих факторов иллюстрирует следующий пример. Если ледник имеет мощность 2 000 м, а температура его поверхности -30°C , то близ подошвы температура составит около -5°C , и ледник останется примерзшим к ложу. Увеличение мощности льда или потепление климата приведут к тому, что температура ледового ложа достигнет точки плавления. Тогда под ледником возникает водяная пленка, по которой начинается скольжение глетчера. Именно с образованием водной прослойки связано развитие пульсирующих ледников (способных быстро менять свои границы): скорость перемещения ледника Колка на Северном Кавказе в 1969–1970 гг. превышала временами 200 м/сутки.

Наконец, динамика ледников зависит и от состава подстилающих пород: при равных прочих условиях скорость скольжения по монолитным скальным породам всегда будет выше, чем при движении по рыхлым обломочным осадкам. Причин этому две. Во-первых, через скальный массив талые воды не просачиваются, и под ледником всегда присутствует водная пленка. Во-вторых, рыхлые породы вмерзают в днище ледника, резко увеличивая силы трения, и лишая ледниковую подошву пластических свойств.

Перечисленные факторы динамики ледников определяют и особенности их геологической деятельности: от них зависит способность ледников производить как разрушительную, так и транспортную и аккумуляющую работу.

Выделяют три основных типа движения ледника: глыбовое скольжение, пластическое течение, движение по внутренним сколам.

Силы трения и разная скорость движения обуславливают возникновение многочисленных трещин, направленных как поперек, так и по движению ледника. Верхний слой ледника, мощностью до 50–60 м, от-

личается сравнительной хрупкостью. Горизонтальными и вертикальными трещинами он разбит на глыбы, сжимающие друг друга. Под действием бокового давления окружающих ледяных масс, начинается глыбовое скольжение ледника, движущегося как одно целое.

В нижнем слое, где под давлением вышележащей массы ледник становится пластичным, движение носит характер пластического течения – главного типа движения ледников. Представлено оно потоками, перемещающимися с разной скоростью. Различие скоростей объясняется трением подошвы ледника о подстилающие породы, разной насыщенностью слоев обломками переносимых пород и проч. В результате нижняя часть глетчера также разбивается разнонаправленными трещинами, по которым происходит частичное плавление и перекристаллизация льда. Ледник приобретает слоистую текстуру, отражающую особенности ледовой динамики. Трение о подстилающие горные породы сильнее всего тормозит движение маломощных краев ледникового потока, и самого нижнего слоя льда. Поэтому быстрее всего наступает центральная (по вертикали и горизонтали) часть – своеобразная стремнина ледника.

Наличие обломков горных пород внутри ледника ведет к разделению ледника на слои с разными пластическими свойствами, следовательно, разной способностью к движению. В итоге ледовое тело рассекается внутренними сколами – крупными трещинами, наклоненными навстречу течению ледника. По этим трещинам с разной скоростью скользят и выдавливаются пластины и чешуи льда. Так происходит движение по внутренним сколам, вызывающее перемешивание как самого льда, так и переносимого им материала.

Геологическая работа ледников

Процессы работы ледников, накопленные ими отложения, и созданные ледниками формы рельефа называют гляциальными (от лат. *glacialis* – ледяной).

Разрушительная работа ледников называется экзарацией. Она происходит в фазу трансгрессии и осуществляется воздействием на горные породы как самого льда, так и переносимых им обломков. Огромное значение играют процессы морозного выветривания и эрозионной деятельности талых вод. Давление ледника и активное морозное выветривание в области питания ведут к дроблению пород. Обломки вмержают в днище ледника и начинают перемещаться вместе с ним, царапая подстилающие породы. Так на поверхности прочных кристаллических пород образуются ледниковые шрамы. Изучение этих шрамов, позволяет, во-первых, определять, что территория в древности подвергалась оледенению, а во-вторых – восстанавливать направление движения глетчеров.

Продолжающийся вынос обломков из области питания ведет к образованию кара – креслообразного углубления на горном склоне. В результате роста или слияния каров возникают ледниковые цирки – обширные, подобные амфитеатрам впадины, окруженные крутыми склонами. Если кары или цирки опоясывают горную вершину, то она приобретает заостренную, с крутыми склонами форму, подобную обелиску. Такие горные вершины в областях оледенения называются пирамидальными.

Наиболее активна выпахивающая работа ледника там, где дно или склоны долины стока неровные или где резко изменяется крутизна долины. Быстрее разрушаются участки, сложенные податливыми породами. При движении по ранее созданной речной долине ледник подвергает ее коренной перестройке: поперечный профиль долины из типичного для горных рек V-образного, становится U-образным, с широким дном и крутыми, часто отвесными склонами. Эти долины называются троговыми (от нем. *trog* – корыто).

За счет дробления и шлифовки выступов твердых коренных пород в области ледникового стока образуются бараньи лбы – скальные выступы, у которых обращенный в сторону ледника склон пологий и гладкий, а противоположный склон крутой и шероховатый. Если бараньи лбы за-

нимают большую площадь и отличаются высокой степенью шлифовки, то возникает рельеф курчавых скал.

В областях развития четвертичных покровных ледников, на равнинных территориях, сложенных мощным комплексом рыхлых осадочных пород, экзарация дополнялась активной эрозией талых вод, в результате чего речные долины углублялись – возникали ложбины и долины ледникового выпаживания и размыва. Динамическое воздействие ледниковых покровов привело к образованию многочисленных деформаций пород ложа: слои сминались в складки, образовывались разрывы, сбросы и др. Подобные нарушения ледником первоначального залегания пород называют гляциодислокациями.

Транспортная работа ледников происходит в фазу трансгрессии и заключается в переносе обломков разного размера: от глинистых частиц до глыб. Благодаря трению и морозному выветриванию очертания переносимых обломков постепенно меняются, их размеры уменьшаются. Грубые обломки нередко приобретают утюгообразную форму и покрываются ледниковыми шрамами. Совокупность обломков, переносимых или отложенных ледником, называется мореной. Движимой мореной называют обломки, переносимые ледником. Моренные отложения – обломки, осевшие на поверхность благодаря аккумулятивной деятельности ледника.

В зависимости от расположения в теле ледника, выделяют три типа подвижной морены: поверхностную, внутреннюю и донную (рис. 6).

Поверхностная морена размещается на поверхности ледника. Она представлена рыхлой смесью хаотично залегающих крупных обломков, скатившихся с горных склонов – ее состав совпадает с петрографическим составом коренных пород зон ледникового питания и стока.

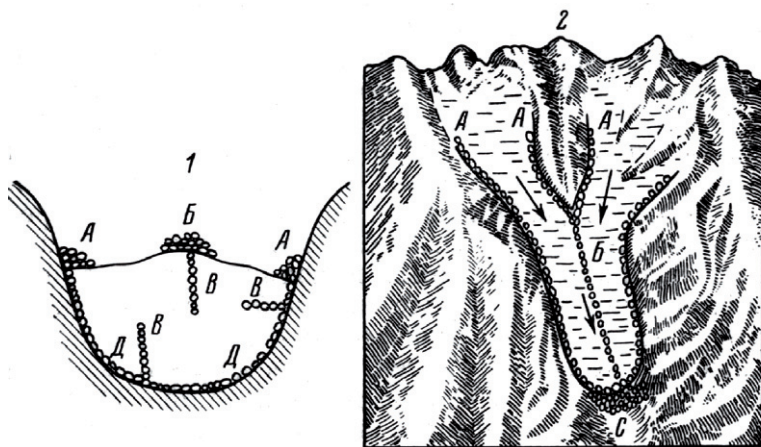


Рис. 6. Схема расположения движимых морен в поперечном разрезе ледника (1) и в плане (2): А – боковая; Б – срединная; В – внутренняя; Д – донная; С – конечная. [14]

Поверхностная морена разделяется на три вида, отличающихся своим распространением: боковую, срединную и сплошную поверхностную.

Боковая морена формируется в горных ледниках, представлена насыпями, обрамляющими края ледникового языка. Она образуется за счет поступления обломков с надледных частей горных склонов (скатывание продуктов выветривания, осыпи, обвалы).

Срединная морена имеет вид продольно вытянутых насыпей, валов, но располагается в осевой части ледникового потока. Она возникает при слиянии ледниковых языков и объединении их боковых морен. Следовательно, число валов срединной морены может сообщить о количестве слившихся воедино ледниковых потоков.

Сплошная поверхностная морена полностью перекрывает ледник. Ее формирование может быть вызвано как перемешиванием материала при движении ледника по внутренним сколам, так и другими причинами.

Внутренняя морена представлена внутри ледникового тела. Механизм ее формирования различен. Чаще всего внутренняя морена образуется за счет выдавливания вверх донной морены. Может накопиться в зоне питания ледника за счет засыпания снегом обломков, скатившихся в ледниковый цирк с горных склонов. Может сформироваться в результате проникновения поверхностной морены по трещинам внутрь ледника.

Донная морена выстилает подошву ледника. Возникает путем экзарации и вмораживания обломков подстилающих пород в лед. По сравнению с поверхностной мореной в составе донной гораздо выше участие алевритовых и глинистых фракций. Это объясняется как широким развитием на земной поверхности тонкодисперсных продуктов выветривания, так и активным истиранием подстилающих пород ледником. Наибольшие объемы переносимой донной морены возникают при движении ледника. В силу названных причин донная морена отличается повышенной плотностью и выраженной слоистостью, отражающей особенности ледовой динамики. Ее состав тесно связан с составом подстилающих пород.

Ледниковая аккумуляция происходит на всех фазах развития ледника, но активнее всего – при остановке и таянии. При этом на территориях, занятых ледником и прилегающих к нему, формируется целый ряд генетически сопряженных типов отложений, из которых наибольший объем занимают комплексы гляциальных, флювио- и лимногляциальных. Все они на земной поверхности распространены в зонах современного и четвертичного оледенения, а кроме того и на значительных глубинах, в виде тиллитов (от англ. *till* – валунная глина) – морен древнейших ледниковых покровов.

Собственно-ледниковые (моренные, гляциальные) отложения представлены двумя главными генетическими подтипами морен: донной и конечной. Их объединяет несортированность слагающего материала (наличие как грубых, так и мельчайших обломков), отсутствие или плохая выраженность слоистости, преобладание угловатых или плохо окатанных обломков. Вещественный состав морен зависит от состава под-

стилающих пород, мощности и особенностей динамики ледника и от других факторов. В горных областях преобладают крупные обломки, а на равнинах, по мере удаления от гор, все большее значение принадлежит песчано-глинистым накоплениям.

Донная (основная) морена формируется под днищем ледника только во время его наступания. Поэтому количество горизонтов донной морены на какой-либо территории свидетельствует о количестве ледниковых покровов. Осаждение донной морены на поверхность происходит из-за перенасыщения подошвы ледника обломками или по другим причинам. Отложениям донных морен свойственны высокое содержание глинистой фракции и повышенная плотность. Содержащиеся в них грубые обломки вытянуты по направлению движения ледника. В рельефе равнинных областей донная морена древних оледенений представлена полого-холмистыми и полого-волнистыми, реже плоскими равнинами.

Конечная (краевая) морена отлагается при остановках и таянии ледника. Накапливается путем осыпания обломков с края тающего ледника, или путем выдавливания отложений из-под края ледника, или благодаря бульдозерной деятельности ледника. В двух последних случаях отложениям характерны гляциодислокации. В рельефе конечные морены представлены крупными холмами, группирующимися в гряды, вытянутые вдоль края ледника. С гляциальными отложениями связаны эрратические (блуждающие) валуны, по составу которых возможно определение местоположения зоны питания или траектории движения ледника.

Потоково-ледниковые (флювиогляциальные) отложения накапливаются потоками талых ледниковых вод. В зависимости от места формирования они разделяются на внутриледниковые и приледниковые. Их объединяет высокая степень сортированности слагающего материала, ярко выраженная слоистость, хорошая окатанность крупных обломков. Петрографический состав грубых обломков совпадает с составом одновозрастной морены. Формирование флювиогляциальных отложений проис-

ходит как при наступлении и остановках ледника, так и, особенно активно, при его таянии.

Внутриледниковые накопления – озовые и камовые – проблематичны по генезису. Они распространены только в зонах древнечетвертичного покровного оледенения. В областях развития современных покровных ледников не выявлено отложений, аналогичных озовым и камовым. Вероятно, их накопление происходило в две стадии. Первоначально слагающие их обломки отлагались тальми водами в различных углублениях на поверхности или в теле ледника, а затем, по мере таяния, проецировались на земную поверхность. При этом краевые части оседающих массивов обрушивались, следовательно, разрезам характерны многочисленные сбросы.

Озовые отложения накапливались в ледниковых трещинах, поэтому в рельефе озы имеют вид крутосклонных, узких и длинных (до нескольких километров) насыпей, обычно вытянутых по направлению движения ледника. Сложены озы наклонно- и горизонтально-слоистыми галечно-гравийно-песчаными породами.

Камовым отложениям присущи черты как потоково-ледниковых, так и озерно-ледниковых образований. Камовые осадки накапливались в изометричных озеровидных углублениях, поэтому в рельефе камы представляют собою холмы более или менее правильной куполовидной формы. Преимущественно камы сложены горизонтально-слоистыми песками, алевритами, глинами. Нередко присутствуют галечно-гравийно-песчаные прослои и линзы, а иногда и карманы несортированного, с валунами и глыбами, моренного материала. Такие особенности объясняются изменением интенсивности потоков, впадающих в ледниковый водоем – это влекло смену диаметра приносимых и отлагаемых обломков. Кроме того, в ледниковое озеро могли соскальзывать и таять глыбы мореносдерживающего льда. Отложения камов и озов обычно подстилаются донной мореной, территориально они приурочены к поясам конечных морен и образуют с ними комплекс краевых ледниковых образований.

Среди приледниковых наибольшим распространением пользуются зандровые отложения. Они возникают за пределами распространения ледника, у самого его края. Формируются потоками талых вод, которые, вырываясь из пересекающих ледник трещин, разливаются в виде веера. Следовательно, зандры – конусы выноса, самая высокая часть которых располагается у края ледника, а самая низкая – на удалении от него. В вершине конуса размер слагающих обломков больший, чем во внешней его части. В горах, где мощность водных потоков огромна, зандры сложены галечно-валунным материалом. На равнинах скорость потока талых вод была мала, поэтому в составе зандров преобладают сортированные наклонно-слоистые пески с примесью гравия. Благодаря слиянию конусов выноса друг с другом, за пределами пояса конечных морен возникает шлейф зандровых отложений, представленный в рельефе пологоволнистой равниной. По мере таяния ледника накопление зандровых осадков продолжается, следуя за его отступающим краем. Тот же процесс происходит и с поясами краевых образований, возникающими поверх донной морены при всякой остановке уходящего ледника.

Озерно-ледниковые (лимногляциальные) отложения преимущественно накапливались в приледниковых озерах. Такие бассейны возникали, если рельеф создавал препятствия для стока талых вод. В этом случае на дне озера у края ледника осаждались более крупные обломки (гравийные, песчаные), а в центральной части озера – горизонтальные слои самых мелких частиц (алевритовых и глинистых). Наиболее характерные отложения приледниковых озер – ленточные глины, представленные ритмичным чередованием слоев глин и алевритов. Ритмичность объясняется климатическим фактором: летом талые воды и ветер приносят в озеро основную массу обломков, и на дно оседают сравнительно тяжелые алевриты. Зимой обломки в водоем не поступают: озеро покрывается льдом, таяние ледника прекращается. Следовательно, зимой в неподвижной воде осаждаются мельчайшие глинистые частицы, до того удерживавшиеся водой во взвешенном состоянии. Итак, летний слой

алевритовый, а зимний глинистый, т. е. каждая пара слоев формируется за год. Значит, по числу пар слоев (лент) можно определить продолжительность существования водоема. Приледниковое озеро существует до тех пор, пока прибывающие воды не размоют в каком-либо месте сдерживающее их препятствие. Возникший таким образом поток создает долину прорыва, через которую стекают озерные воды, оставляя на поверхности лимногляциальные отложения, которые в рельефе имеют вид плоской равнины.

Последовательность залегания ледниковых отложений имеет следующий вид. В основании лежат водно-ледниковые (зандровые) отложения времени наступания ледника. Выше залегает донная морена. Еще выше лежат пояса краевых ледниковых образований (конечная морена, озы, камы). Между этими поясами на поверхности донной морены представлены озерно-ледниковые осадки и водно-ледниковые (зандровые) отложения времени отступления ледника. За внешней границей распространения морен залегают потоково-ледниковые (зандровые) и озерно-ледниковые накопления.

Установлено несколько этапов глобального похолодания климата, во время которых огромные территории Земли захватывались покровными ледниками. Об этом свидетельствуют тиллиты – переуплотненные, иногда метаморфизированные древние морены. Тиллиты найдены, в частности, в отложениях позднего протерозоя, силура, карбона на материках северного и южного полушарий. Во время последнего, четвертичного, этапа оледенений ледники занимали до 30 % площади суши (в три раза больше, чем ныне), и льдами охватывалось до 50 % поверхности океанов. Крупнейшие покровные ледники располагались в северном полушарии: Северной Америке, Европе, Азии. Доказано, что холодные и засушливые ледниковые отрезки времени сменялись теплыми и влажными межледниковыми. На территории Беларуси признается четыре четвертичных ледниковых покрова: наревский, березинский, припятский, поозерский. Последний, поозерский, ледник покинул пределы Бе-

ларуси примерно 14 тыс. лет назад, а полностью растаял в пределах Фенноскандии около 10 тыс. лет назад. Деятельность четвертичных оледенений привела к широкому распространению ледниковых и водноледниковых отложений, к изменению рельефа и других компонентов географической оболочки. Причины периодических похолоданий климата не установлены. Наибольшим признанием пользуются астрономические гипотезы о циклических вариациях солнечной активности, а также о периодическом изменении ориентировки Земли относительно Солнца (гипотеза Миланковича). Есть гипотезы тектонические (рост площади и высоты суши ведет к охлаждению), биологические (развитие биосферы ведет к потреблению углекислого газа из атмосферы и к исчезновению парникового эффекта) и другие.

12. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ КРИОЛИТОЗОНЫ

Криолитозона (от греч. *kryos* – холод, мороз, лед и *lithos* – камень) – зона многолетней мерзлоты, которая занимает порядка 25 % площади суши Земли. Своим возникновением криолитозона обязана четвертичным оледенениям. Косвенным подтверждением этому является наличие залегающих на глубине более 1 км многолетнемерзлых пород в районе озера Байкал, а также находки хорошо сохранившихся останков крупных млекопитающих, обитавших на планете в четвертичном периоде. Происходящие в зоне многолетней мерзлоты геологические процессы связаны, в первую очередь, с расклинивающим горные породы действием замерзающих подземных вод. В свою очередь, это действие зависит от условий залегания и режима подземных вод, а также от характера подземных льдов.

По времени образования выделяют два главных типа подземных льдов: сингенетические и эпигенетические.

Сингенетические льды возникли синхронно с формированием горных пород территории. Они представлены такой разновидностью, как *погребенные льды* – захороненные под слоем морены блоки ледника.

Эпигенетические льды образовались после накопления горных пород. В их числе выделяют несколько разновидностей.

Конституционные льды лидируют по объему в составе всех подземных. Возникают путем промерзания увлажненных горных пород или замерзания подземных вод, поднимающихся к мерзлым грунтам.

Инъекционные льды образуются при внедрении в мерзлые породы напорных подмерзлотных вод.

Жильные льды представляют собой интрузии льда в кристаллических породах.

Повторно-жильные льды формируются в трещинах многолетнемерзлых рыхлых пород.

Подземные воды в мерзлых породах по условиям залегания можно разделить на три типа.

Надмерзлотные воды представлены в сезоннооттаивающем (деятельном) слое, в жидком виде напором они не обладают.

Межмерзлотные воды приурочены к таликам (прослоям и линзам не замерзших пород), находящимся внутри мерзлого слоя. Эти воды могут как сообщаться с надмерзлотными и подмерзлотными, так и быть изолированными.

Подмерзлотные воды лежат глубже мерзлых пород, часто обладают напором.

Морозное выветривание является главным самостоятельным процессом криолитозоны. Кроме того, оно сопровождает все остальные происходящие здесь экзогенные явления. Именно благодаря морозному выветриванию на поверхности зоны многолетней мерзлоты широко распространены алевриты.

Морозное трещинообразование заключается в раздавливании замерзающей водой рыхлых пород деятельного слоя. Этот процесс, повторяясь из года в год в одном и том же месте (трещине), ведет к образованию тундровых полигонов. В однородных грунтах такие полигоны имеют форму четырехугольника, а в неоднородных – неправильного многоугольника. Как правило, диаметр полигонов составляет от 6 до 20 м (хотя возможны размеры от 1 м и менее до 80 м). Морозобойные трещины заполняются льдом, или рыхлыми мелкодисперсными породами, или смешанной грунтово-ледовой массой. Морозобойные клинья достигают максимальных размеров, когда трещина пересекает не только деятельный слой, но и многолетнемерзлые породы. Рост клиньев обуславливает деформацию вмещающих пород, в результате трещины обрамляются валиками грунтов, выдавленных на поверхность.

Термокарст – это процесс вытаивания подземных льдов и последующего проседания земной поверхности. Он происходит, когда глубина сезонного оттаивания грунтов превышает глубину залегания подземных

льдов. В результате термокарста возникают блюдцеобразные котловины – аласы, глубиной до 20–30 м. В разрезе склонов аласов отчетливо видны вызванные просадкой деформации слоев горных пород (изменения угла падения слоев, сбросы и др.).

Процессы морозного вспучивания слоев горных пород связаны с замерзанием приповерхностных подземных вод. Давление, развивающееся при морозном вспучивании, достигает 140 т/м^2 .

Бугры пучения разделяют на два типа: миграционные и инъекционные.

Миграционные бугры пучения приурочены к надмерзлотным таликам, как правило, к торфяникам. Они формируются в результате миграции грунтовых вод к промерзшим торфам – скапливаясь под торфом и замерзая, вода создает бугор высотой до 2–4 м.

Инъекционные бугры пучения – результат замерзания межмерзлотных таликов. Примером служат гидролакколиты – куполовидные холмы с ледяным ядром. Гидролакколиты возникают при замерзании напорных подземных вод, внедряющихся между слоями мерзлых приповерхностных грунтов. Высота гидролакколитов достигает 10 м при диаметре до 20 м.

Склоновые процессы криолитозоны включают солифлюкцию, курумообразование, крип и другие (см. «Гравитационные процессы»).

Солифлюкция – медленное течение пород. С приходом теплого сезона оттаивает поверхность склона. Лежащие глубже породы скованы льдом и играют роль водоупора. Поверхностные грунты насыщаются талой водой и приходят в движение, оплывая вниз по склону со скоростью до нескольких сантиметров в год. Слои, накапливающиеся таким путем у подножия или на склоне, называются солифлюксием.

Курумообразование – процесс выдавливания на поверхность крупных обломков. В холодный сезон крупные валуны промерзают быстрее, чем окружающие песчаные или глинистые породы. Возникающие под валунами линзы льда приподнимают их. В теплое время валун быстрее

прогревается, лед под ним тает. Талая подземная вода захватывает мелкие частицы и отлагает их под валуном, не позволяя тому опуститься на первоначальную глубину. В результате многократного повторения процесса крупные обломки, выдавленные на поверхность, образуют курумы – скопления разной формы и площади: каменные поля и каменные реки. Находящиеся на склоне курумы могут двигаться вниз под действием солифлюкции, крипа.

Крип – это медленное сползание по склону горных пород под действием силы тяжести. В условиях мерзлоты льды выталкивают крупные обломки в направлении, перпендикулярном склону холма. При таянии обломки оседают отвесно, с каждым циклом промерзания – таяния опускаясь все ниже по склону.

13. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ВОД МИРОВОГО ОКЕАНА

Воды Мирового океана, занимающие 70,8 % площади поверхности Земли, играют колоссальную роль в формировании облика планеты. Характер работы моря определяется множеством факторов, из которых наибольшее значение имеют следующие: тектонические особенности; состав горных пород; рельеф берегов и дна океана; глубина моря; особенности динамики, химического состава и температуры вод; видовой состав и биомасса организмов. Велико значение времени. Многие из факторов связаны друг с другом, и все они действуют одновременно.

Разрушительная работа моря наиболее активна у кромки воды. Разрушение осуществляется химическим растворением пород, гидравлическими ударами волн (процесс гидравлического выпахивания), ударами находящихся в волне обломков горных пород (процесс абразии).

Высокая степень химической агрессивности морской воды объясняется ее минерализацией: средняя соленость океанических вод составляет примерно 35 г/л. Растворенные в воде соли распадаются на ионы, среди которых в морях преобладают анионы Cl и SO_4 , катионы Na , Mg . Довольно быстрому растворению подвергаются берега, сложенные известняками, широко распространенными в составе суши.

Рост температуры воды способствует активизации растворения. Поскольку температура морских вод изменяется широтно и по глубине, то максимальная химическая активность вод наблюдается, во-первых, в тропических широтах, а во-вторых, в верхнем слое воды, т. е. у берега.

Рельеф берега в целом определяет характер работы моря: на низких, полого погружающихся (отмелых) берегах преобладает морская аккумуляция. У высоких, обрывистых (приглубых) берегов господствует разрушительная деятельность.

Влияние петрографического состава пород берега сказывается в том, что для разрушения берегов, сложенных рыхлыми породами, достаточно гидравлического удара волны. Такие берега разрушаются сравнительно быстро и равномерно, приобретают спрямленные очертания. Наоборот, берега, сложенные прочными кристаллическими породами, разрушаются медленно и неравномерно. Здесь огромно значение абразии. Бьющая в берег волна своим ударом расширяет трещины, истирает породы переносимыми обломками. В силу разной устойчивости породы разрушаются избирательно, и берег приобретает неровную, зубчатую форму. Обломки пород, падая в море, также размываются и истираются. Возвратно-поступательные движения волн придают крупным обломкам окатанную и уплощенную форму, типичную для галек каменистых пляжей. Мелкие обломки подхватываются и уносятся на глубину обратным током волны. В основании приглубого берега, куда постоянно бьет волна, вырабатывается волноприбойная ниша – полость, над которой нависает карниз.

С ростом ниши карниз обрушивается, возникает клиф – отвесный скалистый берег. Со временем берег отступает, под водой формируется абразионная терраса (бенч) – прибрежная, мелководная часть моря, дно которой сложено скальными породами и лишено мелких обломков.

Тектонический фактор проявляется в отступании моря при воздымании суши. Ранее сформированная абразионная терраса поднимается из-под воды, и уже ее уступ подвергается абразии. Наоборот, в случае тектонического погружения суши возможно образование одной или нескольких подводных абразионных террас. Соответственно изучение морских террас позволяет определить направленность тектонических движений.

Транспортная работа моря осуществляется волнами и течениями и сопровождается избирательной сортировкой переносимых частиц. Крупные обломки (галька, гравий) перемещаются только у берега, где сила волны и обратного тока воды максимальны. Дальше в море выно-

ются только песчаные, алевритовые и глинистые частицы, а также легкие органические останки. В переносе органики велика роль морских течений.

Аккумуляция морских осадков ведет к накоплению грандиозных объемов горизонтально залегающих слоев осадочных горных пород. В морских условиях сформировалось более 95 % объема осадочного чехла суши. Главными источниками оседающего на дне материала служат: обломочные породы суши, продукты вулканизма, органические останки, продукты химической кристаллизации вещества. Морские осадки по вещественному составу и происхождению разделяют на обломочные (терригенные), вулканогенные, органогенные, хемогенные и полигенетические. Основными факторами осадконакопления являются широтная климатическая зональность, глубина и рельеф дна (вертикальная зональность), степень удаленности от суши, и другие. Например, тектонические особенности континентальных окраин: по этому признаку берега разделяют на активные и пассивные.

Тектонически активные континентальные окраины (тихоокеанского типа) возникают в зонах конвергенции литосферных плит. Здесь сложный и динамично меняющийся рельеф дна, активны землетрясения, вулканизм, в составе накоплений велика роль вулканических осадков. На дне глубоководных желобов возникают толщи осадков колоссальной мощности. Большая расчлененность рельефа обуславливает пестроту распространения и мощности отложений.

В пределах пассивных континентальных окраин (атлантического типа) спокойное тектоническое развитие способствует более равномерному накоплению терригенных, органогенных и хемогенных осадков. В зависимости от физико-географических условий осадконакопления морские отложения делятся на четыре группы, соответствующие морфологическим зонам дна: литоральные, сублиторальные, батимальные и абиссальные. В отдельную группу выделяют осадки лагунов и солеродных бассейнов.

Литоральные (прибрежные) отложения накапливаются у самой кромки воды, где море бывает лишь во время прилива. Осадкам характерно разнообразие (от битых раковин и гравия до тонких илов), смешение останков наземной и морской фауны и флоры. На обрывистых, скалистых абразионных берегах формируются каменистые пляжи, сложенные дисковидными гальками, сглаженными глыбами. На отмелях берегах накапливаются песчаные пляжи. Их поверхность нередко изменяется эоловыми процессами – формируются дюны. При слабом обратном токе воды на границе прибоя возникает один или несколько береговых валов, сложенных крупными обломками. За береговым валом – со стороны суши – формируются пониженные участки, нередко замкнутые и заболоченные. В этих понижениях при отливах скапливаются пресные воды, а во время приливов – соленые. Соответственно возникают слои торфа, чередующиеся со слоями морских илов. На очень пологих берегах в результате ежедневных приливно-отливных движений иногда возникают ватты (от нем. *watten* – прибрежные отмели) – илистые отложения, обнажающиеся при отливах. Участки отмелого берега, затопляемые морем при максимальной высоте прилива, и расположенные гипсометрически выше ваттов, называются маршами. Марши сложены ритмично чередующимися более мощными слоями ила и сравнительно тонкими слоями торфа. Поверхность маршей укрыта густым травяным покровом. Нередко марши, отгородившись от океана крупными песчаными косами, представляют собой низкие острова (видимые при отливах), разделенные протоками. Искусственно осушаемые марши называются польдерами.

Сублиторальные (шельфовые, неритовые) отложения формируются на постоянно покрытой водами поверхности шельфа. В их составе присутствуют обломочные, органические и хемогенные образования.

Терригенные осадки главенствуют. Характерно постепенное уменьшение размеров обломков от берега к морю. Если волна наступает и отступает перпендикулярно приглубому берегу, то обломочный материал, сносимый в море, накапливается параллельно береговой линии. Облом-

ки, в составе которых преобладают пески, отлагаются у подножья абразионной террасы, создавая аккумулятивную террасу. Растущая аккумулятивная терраса приподнимается из-под воды во время отливов. Такие крупные, расположенные параллельно берегу аккумулятивные формы называются барами. Длина баров может достигать нескольких сотен километров, а ширина до 20–30 км. Иногда бары отсекают от моря прибрежные участки, превращая их в лагуны. Если волны подходят к берегу под острым углом, то обломки перемещаются вдоль берега. Оседая на дно, они образуют песчаные косы, расположенные под углом к берегу и продолжающие пляж в глубь моря. Примыкая к противоположному берегу залива, коса превращается в пересыпь – отделяет лагуну от моря. Под действием параллельных берегу течений коса может изогнуться, вплоть до образования петлевидного бара, оба конца которого соединяются с берегом.

Климатический фактор проявляется тем, что в низких широтах реки выносят в океан глинистые частицы, и на шельфе накапливаются глинистые осадки. Для высоких широт характерны несортированные валунные ледниковые и айсберговые осадки.

Органогенные осадки формируются преимущественно за счет отмирания бентосных организмов, строящих свои скелеты из кальцита, кремнезема, реже из фосфорнокислого кальция. Среди них господствуют карбонатные скопления останков кораллов и моллюсков. Коралловые полипы очень прихотливы к условиям существования: температура воды 22–25 °С (критическая 18 и 35 °С), соленость 30–35 г/л, обязательна насыщенность воды карбонатами (для постройки скелета), глубина не более 80 м, обязательна высокая прозрачность воды и достаточное количество кислорода. Все это позволяет четко реконструировать палеогеографические условия накопления древних коралловых построек, а также определять направление и скорость вертикальных тектонических движений при изучении глубоко погруженных коралловых сооружений.

По строению коралловые рифы делят на три типа.

Береговые рифы вытянуты вдоль берега и под водой соединяются с ним.

Барьерные рифы также протягиваются параллельно берегу, но отделяются от него лагуной.

Рифы атоллов имеют вид плоского и низкого разомкнутого кольца с лагуной, расположенной внутри него.

Кроме названных осадков, в пределах сублиторали распространены известковые пески, возникающие при разрушении известняково-ракушечников и коралловых рифов.

Хемогенные осадки неритовой зоны образуются вследствие кристаллизации солей из раствора. Сложены в основном карбонатами. Особенно быстро накапливается кальцит в мелководных лагунах теплых морей. Обильная водная растительность активно поглощает двуокись углерода, и вода перенасыщается кальцитом. Кальцит выпадает в осадок в виде оолитов или песчинок. Хемогенные осадки могут быть сложены железистыми, алюмосодержащими и марганцевыми соединениями. Большая часть исходного материала (гидроокислов Fe и Al) приносится реками и подземными водами в виде коллоидных растворов. При столкновении с морской водой, играющей роль электролита, коллоидные растворы коагулируют. На прибрежном мелководье осаждаются минералы железистые, а глубже, где реакция среды щелочная – марганцевые. Тем же путем образуются бокситы. На глубинах 50–150 м местами формируются залежи фосфоритов, что связано с выносом P_2O_5 восходящими течениями.

Осадки лагун и солеродных бассейнов выделяют в самостоятельные генетические типы.

Осадки лагун классифицируют в зависимости от типов лагун. Лагуны подразделяются на опресненные, осолоненные и лагуны атоллов.

Опресненные лагуны возникают в гумидных условиях. Соленость вод низка благодаря речному стоку, поэтому активно развиваются расте-

ния и животные. Накапливаются осадки органогенные и принесенные реками обломочные.

Осолоненные лагуны формируются в аридном климате – интенсивное испарение увеличивает концентрацию солей. Абсолютно преобладают хемогенные отложения: галоидного, сульфатного или карбонатного состава.

Лагуны атоллов отличаются накоплением тонких обломков коралловых построек.

Солеродные бассейны возникали в геологическом прошлом Земли, когда широко были распространены мелководные внутриконтинентальные моря. Во время аридизации климата и отступления моря в них протекали процессы *галогенеза* (от греч. *hals* – соль) – из перенасыщенных растворов выпадали на дно и накапливались толщи легкорастворимых солей, называемые эвапоритами. В составе эвапоритов распространены галит, сильвинит, ангидрит и проч. При морских трансгрессиях отлагались типично морские осадки, формируя межсолевые толщи из известняков, доломитов. В пределах Припятского прогиба суммарная мощность солевых и межсолевых слоев местами превышает 5 км.

Батиальные отложения формируются на поверхности материкового склона и у его подножья.

На материковом склоне господствуют мелкообломочные осадки, поступившие с материков: алевритовые и глинистые илы.

В зависимости от состава и физико-географической обстановки накопления батиальные илы отличаются по окраске и делятся на четыре группы: «синие», «зеленые», «красные» и «желтые».

- «Синие» (темные) илы широко распространены в умеренных и высоких широтах на глубинах от 200 до 3000 м и более. Они окрашены в сине-черный или голубовато-серый цвет. Сложены алеврито-глинистым материалом, содержащим рассеянную органику (остатки планктона) и мелкие зерна пирита. Голубоватый или темно-серый цвет обусловлен

разложением органики при дефиците кислорода. Этой же причиной объясняется характерный для синих илов запах сероводорода.

- «Зеленые» илы и зеленые пески отличаются грубостью состава. Они формируются на глубинах 200–2000 м, в пределах участков с высокой подвижностью придонных вод. По сравнению с другими илами здесь высокое содержание песчаной фракции (нередки зерна гравия), конкреций фосфоритов, а также карбонатов (до 30 %). Зеленая окраска отложенный обусловлена высоким содержанием минерала глауконита.

- «Красные» илы глинистого состава встречаются неподалеку от устьев крупных рек в низких широтах. Они сложены продуктами размыва латеритных красноцветных кор выветривания.

- «Желтые» илы отмечены лишь на дне Желтого и Восточно-Китайского морей, куда реки приносят размывтый лессовый материал.

На материковом склоне в тропических морях встречаются биогенные илы, состоящие из карбонатных скорлупок планктона (птеропод и фораминифер). В высоких широтах известны айсберговые осадки. В районах и поясах вулканизма распространены вулканические отложения, наиболее развитые в Тихоокеанском поясе.

Осадки материкового подножья накапливаются за счет сноса рыхлых и неустойчивых отложений с поверхности материкового склона. В результате подводных оползней в основании материкового подножья возникают смятые в складки слои. В пересекающих континентальный склон подводных каньонах наблюдаются мутьевые (турбидные) потоки – быстро движущиеся по склону разжиженные илы. С выходом на ложе океана эти потоки растекаются веером и формируют турбидиты – подводные конусы выноса, сложенные обломочными, реже обломочно-органическими накоплениями. Отложениям мутьевых потоков свойственна градиционная слоистость: внизу лежат крупные обломки, а выше мелкие. Со временем вынесенные и накопленные потоками осадки создают флиш – ритмичную толщу турбидных отложений.

Абиссальные отложения распространены в самой глубоководной и удаленной от суши части дна Мирового океана. Обломочный материал с суши сюда почти не поступает – среди осадков преобладают органические и полигенетические. Они состоят из частиц разного происхождения и состава, поэтому конкретное название осадка зависит от преобладающего компонента. Благодаря отсутствию процессов, способных доставить крупные обломки в центр океана, а также растворяющему действию морских вод, в абиссальной зоне накапливаются лишь самые тонкодисперсные отложения: илы и глины.

Органогенные осадки в основном сложены мельчайшими известковыми или кремнистыми скорлупками планктона. В распространении отложений проявляется четкая вертикальная зональность: микроскопические частицы кальцита растворяются глубже 4 000–4 500 м, поэтому на больших глубинах преобладают осадки кремнистого состава.

Карбонатные осадки занимают до 45 % площади ложа Мирового океана и господствуют на глубинах от 2 000 до 4 700 м. Их гранулометрический состав с ростом глубины уменьшается от тонкопесчаной до глинистой фракции. Карбонатные осадки в основном сложены останками фораминифер и кокколитофорид.

Фораминиферовые илы образованы раковинами простейших планктонных организмов – фораминифер, широко представленных в водах умеренных и низких широт.

Кокколитофоридовые илы сложены пластинками одноклеточных планктонных водорослей – кокколитофорид, наиболее распространенных в тропических водах.

Кремнистые отложения, занимающие около 10 % площади ложа Мирового океана, сложены скелетами опалового состава – останками диатомей и радиолярий. Кремнистые осадки встречаются на любых глубинах, но доминируют на максимальных.

Наибольшие площади занимают *диатомовые илы*, сложенные раковинами диатомовых водорослей. Диатомеи преобладают в холодных во-

дах высоких широт, поэтому в распространении диатомовых илов выделяются два пояса: антарктический и арктический.

Радиоляриевые илы являются самыми глубоководными из органо-генных отложений. Они образованы скелетами радиолярий – простейших одноклеточных организмов, обитающих в экваториальных водах. Радиоляриевые илы распространены в экваториальных широтах Тихого и Индийского океанов на глубинах до 4,5 – 6 км.

Полигенетические отложения абиссальной зоны представлены *красноцветными глубоководными глинами*. В их состав входят мельчайшие нерастворимые органические останки; вулканическая, эоловая и космическая пыль; принесенные морскими течениями коллоидные продукты речного стока и др. Скорость накопления этих отложений составляет от 1 до 10 мм за 1 000 лет. В Тихом океане на поверхности красноцветных глин и радиоляриевых илов широко распространены черные железомарганцевые конкреции диаметром от 1 мм до 10 см.

14. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ОЗЕР

Геологическая деятельность озер имеет много общего с работой моря. Родственны и факторы, и процессы, и образующиеся осадки. Среди факторов, определяющих особенности геологических процессов в озерах, первостепенное значение принадлежит характеру озерных котловин, составу и динамике вод, специфике органического мира.

Разрушительная работа озер осуществляется теми же путями, что и у морских вод. Озерная абразия преимущественно обусловлена ветровыми волнами. Ее активность тем выше, чем больше площадь водного зеркала (следовательно, больше высота волны), чем выше берега и чем податливее слагающие берега породы. Высота берегов определяется происхождением озерной котловины и возрастом самого водоема. Так, интенсивно размываются высокие берега крупных рифтовых, провальных и плотинных котловин. Ярче всего это выражено в молодых бассейнах, где берега еще не разрушены абразией и их уступы подвергаются ударам волн. В подпрудных озерах абразия может разрушить плотину, что приведет к исчезновению водоема.

Транспортная работа озер зависит от характера движения воды, и, в основном, осуществляется волнами.

В проточных озерах, обычно располагающихся в речных долинах, речное течение может перемешивать некоторую часть объема воды.

В бессточных озерах аридных областей ветровыми волнами перемешивается только верхняя часть водной массы, тогда как нижние слои остаются неподвижными. В проточных озерах легкие частицы, принесенные реками, могут заноситься дальше, чем в бессточных.

Аккумулярирующая работа является главным видом деятельности озер. Происходит накопление обломочных, органо- и хемотропных отложений. Озерным осадкам характерны тонкодисперсность и горизонтальная слоистость. В озерах с сезонным осадконакоплением состав прослоев

отличается: например, в покрывающихся зимою льдом озерах зимний слой глинистый, а летний песчано-алевритовый.

Терригенные осадки озер накапливаются примерно по той же схеме, что и морские. Как и в море, поступившие в озеро обломки подвергаются избирательной сортировке по весу: тяжелые остаются у берега, легкие разносятся волнами по водоему. На границе воды близ высоких скалистых берегов возникают пляжи галечниковые, а на низких, сложенных рыхлыми породами берегах, – песчаные. Крупные обломки оседают в устьях впадающих в озеро рек. Глинистые частицы, разносящиеся по всей акватории, преобладают в составе осадков центральной части бассейна, где они создают тонкие горизонтальные слои глин. Высокое содержание органики придает озерным глинам темно-серую окраску с оттенками синего или зеленого цветов, реже – коричневого.

Органогенные осадки в максимальном объеме формируются на прибрежном мелководье пресных озер, где наиболее активно развивается и отмирает высшая водная растительность, давая начало накоплению торфа. В результате гибели планктона (диатомовых, сине-зеленых водорослей и др.) на дне образуются органические илы, а при смешении органических останков с глинистыми частицами – органоминеральные илы. Благодаря деятельности анаэробных бактерий названные илы битуминизируются и превращаются в специфический озерный осадок – сапропель (от греч. *sapros* – гнилой и *pelos* – грязь, ил), который иначе называется гиттией (от швед. *gyttia* – иловая грязь). Сапропель – жирный ил пресных озер, содержащий не менее 15 % органического вещества. В зависимости от состава, природный цвет гиттии бывает черным, коричневым, оливковым, голубым или красно-бурым. Будучи извлечен на поверхность, осадок быстро окисляется и теряет свою окраску. Сапропель залегает горизонтальными слоями мощностью до несколько метров, а изредка более 30 м. В сапропелях четко выражена сезонность накопления, представленная мощными и темными слоями летнего сезона, и тонкими светлыми зимнего. Иногда осадок сложен однородными гелеобразными массами,

лишенными слоистости. Для сапропеля характерен рост содержания органики вверх по разрезу. Благодаря биохимической и микробиологической переработке, осадок обогащается биологически активными веществами: витаминами, антибиотиками, стимуляторами роста; насыщается макро- и микроэлементами. Указанные характеристики обуславливают хозяйственную ценность сапропеля. Он используется в качестве удобрения, кормовых добавок, буровых растворов, а также для грязелечения. В зависимости от преобладающих компонентов выделяют четыре типа сапропеля: карбонатный, кремнистый, торфянистый, смешанный.

- *Карбонатные сапропели* обладают светло-серой окраской. Органики в них менее 30 %, а в минеральной части до 50 % занимает CaO.

- *Кремнистые сапропели* формируются при обилии диатомовых водорослей. Осадки темно-серые, содержат более 60 % органики, в составе минеральной части на долю SiO₂ приходится не менее 50 %. Карбонат кальция отсутствует.

- *Органические (торфянистые) сапропели* более чем на 75 % сложены органическим веществом, содержат значительную примесь крупных растительных останков, окрашены в темно-коричневый цвет.

- *Сапропели смешанного состава* отличаются разнообразием цвета и доли органики, а их зола содержит CaO, CaCO₃ и SiO₂.

Иногда в органогенных озерных отложениях встречаются мало-мощные линзы озерных ракушечников. Скопления раковин диатомовых водорослей создают озерные диатомовые илы кремнистого состава.

Хемогенные осадки преобладают в бессточных озерах областей аридного климата. Здесь накапливаются каменная и калийная соли (NaCl, KCl), сода (Na₂CO₃ · 10H₂O), мирабилит (Na₂[SO₄] · 10H₂O) и др. В пресных озерах возможно образование хемогенных отложений, представленных карбонатными, железистыми или марганцовистыми илами или оолитами. Продукты выветривания и почвообразования приносятся реками в виде коллоидов, оседающих на прибрежном мелководье и создающих бобовые озерные железные руды, а в тропических широтах –

бокситы. Оолитовые лимониты накапливаются в зонах распространения подзолистых и дерново-подзолистых почв. Соединения железа, вынесенные из почв ручьями или грунтовыми водами, распадаются под действием микроорганизмов на нерастворимые гидроокиси, и формируют на дне озера пласты лимонита мощностью до 10–15 см. После промышленной выработки, залежи требуются для восстановления 15–20 лет. Поступающие в озеро подземные воды нередко насыщены карбонатами, из-за чего близ берега накапливаются пресноводные известковые отложения. В зависимости от содержания CaCO_3 их разделяют на мергелистые глины (10–30 %), глинистые мергели (30–70 %) и, наконец, пресноводные мергели (более 70 %) – рыхлые осадки белого, желтого или красно-бурого цвета, иногда образующие крупные скопления.

Процесс аккумуляции осадков в озерах, не испытывающих тектонического погружения дна, постепенно ведет к обмелению и, следовательно, исчезновению водоема.

15. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ БОЛОТ

Болотом называют избыточно увлажненный участок суши, покрытый гидрофильной растительностью, обладающий слоем торфа мощностью более 0,3 м. Формирование болот и специфика протекающего в них осадконакопления определяются климатом, рельефом, геологическим строением территории, растительностью. Если заболачивание сопровождается торфонакоплением, возникают **торфяные болота**. Мощность слоя торфа в них превышает 0,3 м, если же она меньшая, то избыточно увлажненные территории называют *заболоченными землями*.

Болотами на Земле занято около 2 млн км², а торфяные залежи – массивы торфа, мощностью более 0,5 м – распространены на территории свыше 1,75 млн км². В пределах Беларуси торфяники охватывают примерно 12,5 % площади, их средняя мощность составляет 1,9 м, наибольшая достигает 12 м в массиве Ореховский Мох в Узденском районе.

Главный результат геологической работы болот – накопление торфа. Нередко образуются и другие осадки, в том числе минеральные.

Торф – органогенная горная порода от желто-коричневого до черного цвета, состоящая из растительных остатков, разлагавшихся в условиях высокой влажности и дефицита воздуха. Состав торфа зависит от состава растительности, а значит, от климата, от происхождения болота и от его типа по местоположению и условиям образования. Главное значение в торфообразовании принадлежит процессам биохимической гумификации, осуществляемым микроорганизмами. Процентное содержание возникающего при этом гумуса характеризует степень разложения торфа. Последний показатель увеличивается вниз по разрезу во всех типах торфяников и определяет структуру и текстуру торфа. Вниз по разрезу возрастает также плотность торфа, его окраска становится темнее. Среднегодовая скорость прироста торфяников составляет около 1 мм, хотя может сильно колебаться в зависимости от местных природных условий.

Структура торфа изменяется от биоморфно-детритусовой, волокнистой при низкой степени разложения, до аморфной при высокой. Содержание влаги в невысушенном торфе достигает 80–95 %, доля минеральных веществ – зольность – колеблется от 2–4 % в верховых торфяниках до 4–18 % в низинных.

Текстура торфа, как правило, пористая и неслоистая. Пористость составляет от нескольких процентов при высокой степени разложения до 70–80 % при низкой.

По происхождению различают болота озерные, лесо-луговые и приморские. Соответственно условиям образования они отличаются составом отложений и выраженностью в рельефе.

Озерные болота возникают при зарастании (дистрофии) озер (рис. 7). Водоем зарастает от берегов к центру, в основном травами, укореняющимися на дне озера, или плавающими по поверхности. Среди отложений господствуют травяные торфа. В зависимости от формы озерной котловины процесс заболачивания приобретает некоторые особенности.

Озера, берега которых полого уходят под воду, зарастают укореняющимися травами. Травы распределяются по глубине, образуя концентрические полосы. На прибрежном мелководье глубиной до 1 м в озерах умеренных широт произрастают осоки, рдесты, ситник, стрелолист и др. На глубине 2–3 м распространены камыши, тростники. Еще глубже (4–5 м) их сменяют водяные лилии и широколиственные рдесты. В центральной и самой глубокой части котловины обитают сине-зеленые, зеленые и диатомовые водоросли. Соответственно зонам растительности накапливаются осадки разного состава. Близ берега отлагается осоковый торф, глубже – камышовый и тростниковый торф, затем – торфянистый сапропель и, наконец, сапропель карбонатный или кремнистый. По мере заполнения водоема осадками, площадь водного зеркала уменьшается, зоны растительности сдвигаются ближе к центру. Это влечет за собой смену состава торфа: на первоначально накопившийся тростниковый торф оседает осоковый и т. д. Постепенно озеро превращается в вогнутое ни-

зинное болото, которое со временем может трансформироваться в выпуклое верховое (рис. 8).

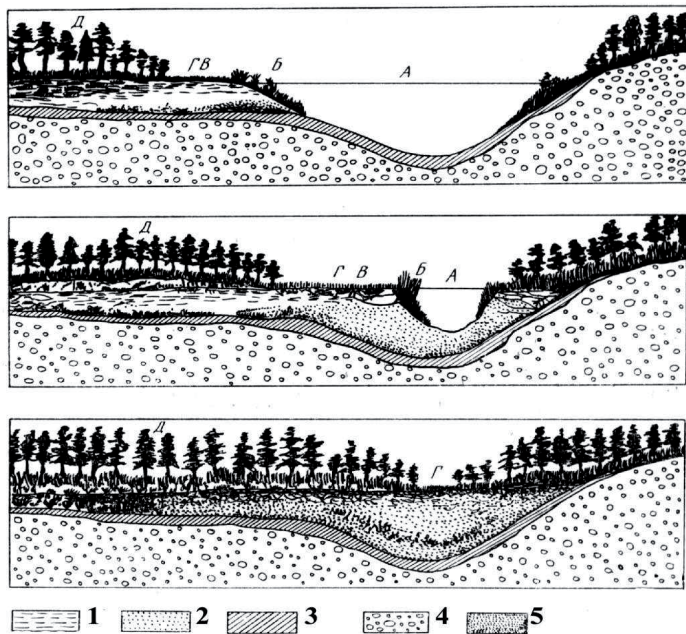


Рис. 7. Стадии заболачивания озера [9]:

А – открытое водное пространство; Б – прибрежно-водная растительность;
 В и Г – осоковое низинное болото; Д – сосновый лес на сфагновом торфе.
 1 – сфагновый торф; 2 – осоковый торф; 3 – сапропель; 4 – минеральный
 грунт; 5 – сапропелевый торф.

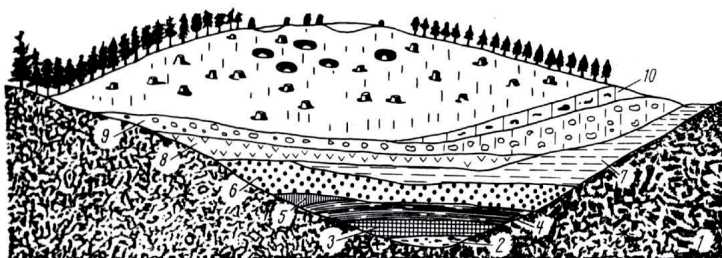


Рис. 8. Разрез верхового болота,
возникшего путем зарастания озера [9]:

1 – минеральное дно; 2 – пресноводный мергель; 3 – сапропелит; 4 – тростниковый торф; 5 – хвощовый торф; 6 – осоковый торф; 7 – лесной торф; 8 – гипновый торф; 9 – шейхцериево-сфагновый торф; 10 – пушицево-сфагновый торф.

Глубокие, с круто погружающимися берегами озера зарастают также от берега, но уже плавающей растительностью: сабельником, белокрыльником и проч. Вначале возникает сплавина – слой водных и болотных корневищных растений, напозающий с берега на водоем. Со временем сплавина утолщается и уплотняется. Иногда на самых мощных сплавинах растут деревья. Отмирающая растительность сплавины создает плавающий торфяник-зыбун травяного или древесно-травяного состава. На дне под зыбуном отлагаются озерные осадки – сапропели, сложенные смесью минеральных частиц и органических остатков, вымытых из сплавины. Иногда погружающаяся сплавина смыкается с нижележащим сапропелем. Тогда зыбкое болото (трясина) превращается в сплошное плотное болото. Таким образом, зарастание озера и заполнение его осадками происходят в двух направлениях: от берегов к центру, а также от поверхности ко дну (или от дна к поверхности).

Лесо-луговые болота образуются за счет подтопления поверхности подземными водами или атмосферными осадками. Соответственно условиям водного питания болот, выделяют три типа торфов: низинные, верховые и переходные.

Торфа низинного типа возникают либо в понижениях рельефа, подтапливаемых грунтовыми водами, либо на месте заросших озер. Питающие их подземные воды эвтрофны – богаты минеральными солями. Растительность болот разнообразна: мхи, травы, кустарники, деревья. Торфа отличаются высокой зольностью (6–18 %, иногда до 50 %), содержат до 3,8 % азота и до 1 % серы. В составе золы преобладают окислы магния и кальция, иногда значительно содержание фосфора. Низинные торфа характерны для гумидных условий лесных зон умеренных и низких широт. На территории Беларуси низинные торфяники господствуют, занимая около 80 % площади всех торфяных массивов. Встречаются повсеместно, наиболее распространены в пределах Полесья. Приурочены к отрицательным формам рельефа; сложены гипновыми, осоковыми, тростниковыми и древесными торфами.

Торфа верхового типа приурочены к понижениям рельефа, где в рыхлых поверхностных породах над близлежащим водоупором скапливаются атмосферные осадки. Дождевым водам свойственна кислая химическая реакция и олиготрофность – бедность минеральными солями. Просачиваясь сквозь грунты, кислые воды выщелачивают из почвы питательные вещества, заполняя поры, препятствуют доступу воздуха к корням деревьев и трав. Такие условия выдерживают лишь самые нетребовательные растения – мхи. Вначале распространяются мхи зеленые – гипновые (кукушкин лен), затем – сфагновые. Во мхах скапливается вода, не пропускающая атмосферный кислород, поэтому органические остатки полностью не разлагаются и формируют торф. Сфагновому торфу присущи биохимически обусловленные особенности. Ферменты, содержащиеся в сфагнуме, разрушают протоплазму клеток после их отмирания. Высвободившиеся при этом азот и минеральные соли усваиваются живыми растениями. В итоге вверх по разрезу прогрессивно уменьшается зольность: содержание минеральных элементов питания в горизонте живого сфагнума несравнимо большее, чем в подстилающем торфе. Зольность верховых торфов не превышает 4 %. В составе минеральной

части господствует SiO_2 . Гораздо ниже, чем в низинных торфах, содержание азота (1,5 %) и серы (0,2 %). Торфонакопление активно протекает в центре массива, поскольку на края поступают минерализованные воды, стекающие с окружающей местности и препятствующие развитию сфагнома. Образуется торфяная залежь с выпуклой поверхностью. На верховом торфянике может расти болотная сосна, кустарники и кустарнички, корневищные травы: осоки и злаки. Бедность питательными веществами не позволяет всем группам растений развиваться одновременно. Поэтому в жизни сфагнового болота наблюдаются смены растительности, отражающиеся в составе и строении торфа. Особенность разреза верховых торфяников – чередование горизонтальных слоев торфа разного состава: мохового (слои широкие и светлые) и древесного (слои узкие и темные). Верховые торфяники характерны зонам тундры, лесотундры и тайги: их мощность соответственно достигает 2, 10 и 20 м. В Беларуси верховые торфяники чаще всего встречаются на территории Поозерья и Центрально-Березинской равнины; сложены торфами сфагновыми, пушицево-сфагновыми, шейхцериевыми, иногда содержат остатки древесины.

Торфа переходного типа возникают, когда болото питается как подземными, так и атмосферными водами. Отложения представлены остатками растительности, присущей болотам низинным и верховым. Накопления обладают небольшой мощностью, образуют прослой между низинными и верховыми торфами, характеризуются невысокой зольностью – до 8 % и средним содержанием азота – до 2,6 %. Среди всех торфяников Беларуси на долю переходных приходится лишь 2 % площади, и встречаются они там же, где и верховые.

Помимо торфов, в болотах могут накапливаться различные терригенные (песчано-глинистые) и хемогенные осадки, образующие прослой, линзы и гнезда внутри торфа.

Хемогенные накопления характерны низинным болотам. Они представлены белесым известняком CaCO_3 , приносимым жесткими подземными водами. В болотах умеренных широт, особенно в зонах тайги и

смешанных лесов накапливаются железные руды: светло-серый сидерит FeCO_3 , превращающийся в результате окисления в бурый лимонит $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Нередко в восстановительной среде образуется изумрудно-синий вивианит $(\text{Fe}_3\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$, который, окисляясь на воздухе, быстро меняет свою окраску на белую. При выветривании вивианит переходит сначала в фиолетово-синий керченит, а затем в желтовато-серый пицит.

Приморские болота встречаются на пониженных участках отмелей (полого погружающихся) морских берегов и характеризуются сменой соленых вод пресными. Среди приморских болот наиболее распространены болота маршей и мангровые болота. *Мангровые болота* характерны низким берегам тропических морей, устьям рек. Здесь пресные речные воды сменяются во время приливов солеными морскими. Господствует своеобразная древесная растительность с воздушными и опорными корнями, между которыми на дне накапливаются черные зловонные илы, насыщенные сероводородом, и торфа древесного состава и повышенной зольности.

16. ПРОЦЕССЫ ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННОГО ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ОСАДКОВ

Процессы аккумуляции, производимые экзогенными агентами, создают толщи осадков на земной поверхности. Со временем они трансформируются в горные породы осадочного происхождения.

Литогенезом называют всю совокупность процессов осадконакопления (седиментогенеза) и образования осадочных горных пород (диагенеза). Характер постседиментационных преобразований зависит от условий залегания горных пород, т. е. их расположения на земной поверхности или в глубине земной коры.

Диагенез заключается в превращении рыхлых осадков в плотные породы. Так как более 95 % объема осадочных пород территории суши имеют морское происхождение, то процессы диагенеза логично рассматривать на их примере. Изначальному морскому осадку свойственны обогатенность водой, органическими и химически осажденными веществами. Эти компоненты физико-химически взаимодействуют друг с другом и окружающей средой, что ведет к образованию осадочных пород, устойчивых к данным конкретным условиям.

Диагенез включает следующие превращения:

- растворение и вынос неустойчивых соединений (минералов);
- образование новых, устойчивых соединений (минералов);
- уплотнение и обезвоживание;
- миграция минералов и образование конкреций;
- цементация и перекристаллизация вещества.

Все эти процессы протекают в условиях высокой влажности и изобилия бактерий. Влага облегчает диффузию вещества. Бактерии разлагают органику – изменяется химическая реакция внутри осадка, и образуются новые минералы. В окислительной среде формируются гидроокислы металлов (лимонит, боксит), в нейтральной – карбонаты (сидерит), в восстановительной – сульфиды (пирит). Уплотнение и обезвожи-

вание обусловлены давлением, создаваемым вышележащими слоями, – так глины превращаются в аргиллиты. Цементация идет разными путями: заполнением свободного пространства между обломками различными соединениями, выпадающими из растворов; кристаллизации цементирующего вещества на поверхности обломков с образованием корочек, отличающихся по составу от обломков; разрастанием обломочных зерен и восстановлением их кристаллографической формы. В качестве цемента могут выступать глинистые, железистые, карбонатные, кремнистые и другие соединения. Благодаря цементации песок превращается в песчаник. Процессы образования конкреций и замещения минеральных соединений протекают при участии растворов. При этом может наблюдаться метасоматоз (замещение одного минерала другим) и псевдоморфизация – разновидность метасоматоза, при которой полностью сохраняется внешняя форма первичного минерала. Перекристаллизация осадка является реакцией на рост давления и температуры, чаще всего она происходит в карбонатных и кремнистых органогенных и хемогенных отложениях. Перекристаллизация проявляется в увеличении размера кристаллов, слагающих породу, или в преобразовании органических соединений в кристаллические. В частности, благодаря перекристаллизации и псевдоморфизации возникают окаменелости.

Осадочные породы, возникшие благодаря диагенезу, могут подвергаться дальнейшим изменениям. Такие постдиагенетические изменения называют эпигенетическими. Главные причины эпигенеза – тектонические движения, под действием которых породы либо погружаются на большие глубины, либо выносятся на поверхность.

В случае погружения порода перекрывается новыми осадочными толщами, т. е. оказывается в глубине земной коры. При этом на фоне роста температур и давления наблюдается последовательный ряд трансформаций, все более близких к метаморфизму.

Катагенезом называют процесс уплотнения осадочных пород, протекающий за пределами зоны диагенеза, но еще не в зоне метаморфизма.

Происходит при повышенных температурах и давлении и в присутствии минерализованных подземных вод.

Пример: образование из торфа углей: вначале бурого, затем каменного и, наконец, антрацита. Дальнейший рост температур и давления ведет к еще более глубоким изменениям горных пород.

Метагенез – последняя, близкая к метаморфизму ступень постседиментационного преобразования пород в глуби земной коры. Протекает при еще более высоких (сравнительно с катагенезом) температуре и давлении, и в присутствии минерализованных растворов. При метагенезе идут процессы перекристаллизации и растворения, взаимодействия минералов и горных пород с минерализованными растворами – изменяются химический и минеральный состав горных пород, их структуры и текстуры. Понятие метагенеза нередко рассматривается как синоним низшей ступени метаморфизма.

Если же осадочная порода оказывается на поверхности или близ нее (в результате тектонического поднятия или денудации), то изменения носят обратный характер. Совокупность происходящих при этом процессов называется гипергенезом (от греч. *hyper* – над, сверх и *genes* – рождающий, рожденный) – физическое и химическое изменение горных пород в верхних частях земной коры или на ее поверхности под действием атмосферы, гидросферы и живых организмов. Ведущую роль играют процессы выветривания. В результате растворения возрастает пористость горных пород и уменьшается их плотность. Благодаря гидратации увеличивается объем и снижается прочность пород. Таким образом гипергенез, по сравнению с катагенезом и метагенезом, ведет к регрессивному изменению горных пород.

17. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ

Эндогенные геологические процессы питаются внутренней энергией Земли. Они проявляются в движениях блоков литосферы и земной коры, изменениях характера залегания слоев горных пород, а также в процессах землетрясений, магматизма и метаморфизма. Эндогенные процессы ведут к формированию главнейших структур земной коры и литосферы. Наука, изучающая строение земной коры и литосферы, геологические структуры и особенности их развития и распространения, называется *тектоникой*.

Тектонические движения проявляются в механических перемещениях блоков литосферы.

По направлению движения их разделяют на вертикальные и горизонтальные.

По скорости движения – на медленные и быстрые.

По времени протекания – на неотектонические (происходили в неогене и четвертичном периоде) и собственно тектонические (тектонические движения более древних этапов развития Земли). Среди неотектонических движений выделяют современные, происходившие в историческое время.

Медленные тектонические движения

Медленные тектонические движения иначе называют вековыми, или колебательными, или эпейрогеническими (создающими материки). Вековые движения не изменяют геометрии слоев горных пород, а приводят к изменению их пространственного положения.

Вертикальные колебательные движения ведут к длительному и медленному погружению или воздыманию крупных участков литосферы (площадь в десятки и сотни тысяч квадратных километров). Скорость таких движений составляет 1–2 мм/год и почти никогда не превышает 1–2 см/год. Так, на территории Беларуси величина медленных движений изменяется от –1,2 мм/год (в районе Орши) до +5,5 мм/год (в окрестно-

стях Баранович). Благодаря тому, что знак направления движения сохраняется на протяжении тысяч и миллионов лет, вековые движения оказываются в состоянии изменить абсолютную высоту территории на несколько километров. В результате изменяются физико-географические условия местности и, как следствие, меняется характер протекающих на ней экзогенных процессов. Так, тектоническое погружение суши ведет к морской трансгрессии, а значит, к накоплению морских отложений, т. е. к формированию осадочного чехла и выравниванию рельефа. Наоборот, тектоническое поднятие обуславливает морскую регрессию и подъем суши. На суше активизируются эрозионные процессы, возрастает расчлененность рельефа, ранее накопленные осадки разрушаются и выносятся, а в прибрежной зоне формируются морские террасы.

Характер поверхностных отложений и особенности рельефа территории зависят не только от направления и скорости тектонических движений, но и от специфики экзогенных процессов. Экзогенные же процессы контролируются климатом и рельефом. Так, интенсивность денудации увеличивается с ростом высоты гор, а скорость аккумуляции – с ростом глубины бассейна. Положительные формы рельефа возникают лишь при высокой скорости тектонического воздымания и низкой скорости денудации. Наоборот, глубоководный морской бассейн формируется только при высокой скорости тектонического погружения и низкой скорости осадконакопления. Равнинные территории суши возникают в двух случаях. Во-первых, при совпадении скоростей подъема и денудации возникают денудационные равнины, на поверхности которых отсутствуют молодые осадочные породы. Во-вторых, при равенстве скоростей погружения и аккумуляции образуются аккумулятивные равнины, поверхность которых сложена молодыми осадочными породами.

Среди причин, вызывающих медленные тектонические движения, можно назвать процессы горообразования в прилегающих областях, а также процессы внедрения в земную кору огромных интрузивных тел. Кроме того, колебательные тектонические движения иногда могут быть

обусловлены экзогенными процессами. Например, развитие гигантских ледниковых покровов ведет к погружению суши, а таяние ледников – к ее подъему. Колебательные тектонические движения, связанные с возникновением или исчезновением дополнительной нагрузки на литосферу, называются изостатическими, или компенсационными.

Горизонтальные медленные движения отличаются еще большей устойчивостью во времени. В силу этого амплитуда горизонтальных подвижек литосферных блоков может достигать нескольких тысяч километров, несоизмеримо превышая амплитуду вертикальных смещений. Горизонтальные движения – главная причина формирования океанов и массивов суши. Именно медленные горизонтальные движения лежат в основе почти всех других эндогенных процессов.

Методы изучения неотектонических движений можно разделить на две группы.

1. Морфометрические (геодезические) методы опираются на высокоточную инструментальную геодезическую съемку местности. Для определения скорости и направления вертикальных подвижек производится многократное повторное нивелирование территории. При изучении горизонтальных движений прибегают к повторной триангуляции.

2. Анализ мощностей отложений и величины денудационного среза опирается на расчет вероятной для данной местности величины денудационного среза. При выявлении скорости и величины тектонического подъема к современной высоте территории прибавляется величина денудационного среза. Например, объем делювия на склонах и у подножья холма в целом соответствует объему пород, ранее слагавших вершину и верхние части склонов. При изучении тектонических погружений к глубине бассейна прибавляют мощность накопленных на дне осадков. В обоих случаях необходимо определить продолжительность процессов денудации или аккумуляции.

Методы изучения собственно тектонических движений включают в себя следующие.

1. Стратиграфический метод опирается на представление о том, что сохранившиеся на территории слои осадочных пород накапливались только в морских условиях. Следовательно, отсутствие слоя какого-то возраста в разрезе свидетельствует о перерыве в осадконакоплении, т. е. о том, что в результате тектонического поднятия территория становилась сушей.

2. Литолого-фациальные методы основываются на изучении состава и происхождения слоев осадочных пород. Присутствие в разрезе морских отложений свидетельствует об опускании суши, а наличие отложений континентальных – о поднятии суши. Чередование в морских осадках слоев илистых и песчаных сообщает о колебаниях глубин: от шельфового мелководья (песчаные осадки) до глубин батинальной зоны (морские илы), а затем обратно.

3. Структурно-тектонический метод используется для определения амплитуды смещения по линиям разломов.

4. Палеомагнитный метод опирается на возможность приблизительной оценки географической широты территории, где накапливались осадки – по магнитным склонению и наклону кристаллов магнитных минералов в составе осадка. С помощью этого метода можно примерно рассчитать амплитуду горизонтальных перемещений.

Изучение древних тектонических движений позволяет судить об изменениях в палеогеографической обстановке, строить прогнозы о наличии определенных комплексов полезных ископаемых на данной территории.

Быстрые тектонические движения и дислокации

Быстрые тектонические движения вызывают нарушения разного рода в первоначальном залегании слоев горных пород. Такие нарушения называются дислокациями.

Тектонические дислокации делят на два типа:

а) пликативные (складчатые, пластические) – не ведут к возникновению разрывов (трещин);

б) дизъюнктивные (разрывные) – ведут к разрыву сплошности слоев горных пород.

В пределах любого слоя можно выделить подошву (нижнюю и более древнюю часть) и кровлю (верхнюю и более молодую часть).

Истинной мощностью слоя называют длину отрезка, перпендикулярного кровле (и подошве).

Видимой мощностью слоя называют кратчайшее расстояние от подошвы до кровли, измеренное на обнажившемся слое.

Пликативные дислокации можно разделить на три типа: моноклинали, флексуры и складчатые.

1. Моноклинали – обширные территории, сложенные наклонно падающими в одном направлении слоями.

2. Флексуры – крутые перегибы горизонтально залегающих слоев в местах резкого изменения глубины их залегания. При этом разделенные флексурой разновысотные участки лежат параллельно или под небольшим углом друг к другу.

Моноклинали и флексуры характерны для осадочного чехла платформ, т. е. обычно возникают благодаря медленным тектоническим движениям.

3. Складками называют волнообразные изгибы слоев. Складки свойственны горным областям и кристаллическим фундаментам платформ, следовательно, образуются в результате быстрых (орогенических, т. е. горообразовательных) движений. В строении каждой складки выделяют следующие элементы (рис. 9):

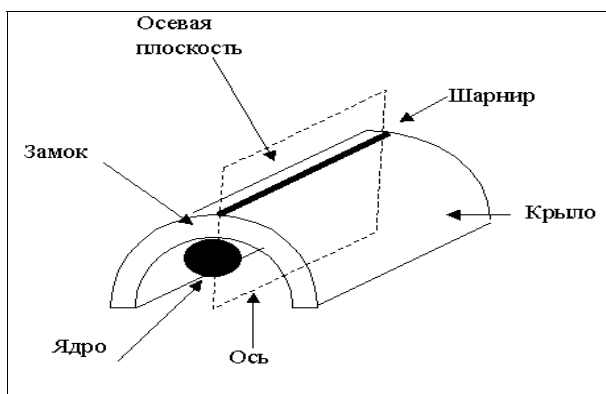


Рис. 9. Элементы складки

- замок – место перегиба слоев;
- крылья – расходящиеся от замка участки изогнутого слоя;
- шарнир – линия перегиба складки в замке, ровные шарниры встречаются редко, как правило, они волнообразно изгибаются – явление ундуляции;
 - ось складки – проекция шарнира на горизонтальную плоскость;
 - осевая плоскость – плоскость, проведенная через шарнир и равноудаленная от обоих крыльев;
 - ядро – внутренняя часть складки, относительно которой произошло смятие слоев.

Складки классифицируют по четырем признакам: соотношению возраста ядра и крыльев; положению осевой плоскости; соотношению длины и ширины складки; форме замка и крыльев.

1. По соотношению возраста ядра и крыльев выделяют складки антиклинальные и синклинальные. В антиклинальной складке породы ядра древнее, чем породы крыльев. В синклинальной складке породы ядра моложе, чем породы крыльев.

2. По положению осевой плоскости выделяют складки:

- прямые – осевая плоскость вертикальна;
- наклонные – крылья падают под разными углами и осевая плоскость наклонена к более пологому крылу;
- опрокинутые – оба крыла и осевая плоскость падают в одну сторону;
- лежачие – осевая плоскость лежит горизонтально;
- перевернутые – осевая плоскость наклонена под отрицательным углом.

3. По соотношению длины и ширины складки:

- линейные складки – длина многократно превосходит ширину; характерны центральным зонам складчатых областей, где параллельные системы линейных складок формируют синклинии и антиклинии;
- брахискладки (короткие складки) – длина в два-три раза превосходит ширину, соответственно возрасту ядра и крыльев они называются брахиантиклиналями или брахисинклиналями (мульдами); возникают на периферии складчатых областей;
- равновеликие складки – длина примерно равна ширине, при антиклинальном залегании слоев возникают купола, при синклинальном – чаши; такие образования представлены в пределах платформ.

По форме замка и крыльев выделяют большое количество видов складок, часть которых представлена на рис. 10. Во время складчатых деформаций слои горных пород обычно пересекаются густой сетью параллельных трещин на тонкие пластины или призмы. Такое явление получило название кливажа.



Рис. 10. Виды складок по форме замка и крыльев

Дизъюнктивные дислокации, или разрывные нарушения, возникающие в слоях горных пород, делят на два типа:

- разломы без смещения пластов, или диаклазы;
- разломы со смещением пластов, или параклазы.

Разлом, относительно которого произошло смещение слоев, называется сместителем. Переместившиеся относительно него блоки называются крыльями разрыва. Крыло, под которое падает наклонный сместитель, называется висячим, а противоположное ему крыло – лежачим.

В зависимости от расположения крыльев (но не от направления их движения) выделяют следующие виды параклазов.

1. Сброс – висячее крыло опущено или сместитель расположен вертикально. Сбросы возникают в режиме растяжения слоев (например, в замке антиклинальной складки).

2. Взброс – висячее крыло поднято, а лежачее опущено.

3. Надвиг – висячее крыло поднято, но сместитель наклонен под углом менее 60° . Взбросы и надвиги возникают в режиме тектонического сжатия слоев (например, в ядре синклинали). При взбросах и надвигах происходят горизонтальные перемещения слоев – их амплитуда тем больше, чем меньше угол наклона сместителя. Если сместитель залегает

почти горизонтально, то могут наблюдаться гигантские горизонтальные подвижки, называемые шарьяжами или тектоническими покровами.

4. Горст – линейно вытянутый поднятый блок земной коры, ограниченный сбросами.

5. Грабен – линейно вытянутый опустившийся блок земной коры, ограниченный сбросами.

По направлению движения параплазы делят на два типа.

1. Сдвиг – крылья разрыва смещаются в горизонтальном направлении, не удаляясь друг от друга.

2. Раздвиг – крылья разрыва смещаются в горизонтальном направлении, удаляясь друг от друга (между ними возникает пропасть). Раздвиги, подобно сбросам, возникают в режиме растяжения слоев (например, в замке антиклинальной складки).

Глубинные разломы – рассекают всю литосферу, выступают в качестве особой геологической разломной структуры. Среди них важнейшее значение принадлежит рифтам, относительно которых литосферные плиты раздвигаются. Другая разновидность глубинных разломов – трансформные разломы, поперек пересекающие рифты. По трансформным разломам сдвигаются участки литосферных плит.

Землетрясения

Землетрясениями называются быстрые толчки земной поверхности, вызываемые сериями колебаний, проходящими через породы Земли.

На поверхности землетрясения проявляются в виде подземных толчков, направленных либо вертикально вверх, либо распространяющихся субгоризонтально. Во время сейсмического толчка вещество планеты подвергается упругим деформациям двух видов: изменяется объем вещества и его форма.

Изменения объема, вызванные прямолинейным поступательно-возвратным движением частиц, проявляются в виде продольных (пер-

вичных) волн. При этом слои горных пород то мгновенно увеличиваются по мощности, то сокращаются.

Изменения формы вещества вызваны поперечными (вторичными) волнами, направленными перпендикулярно продольным.

Во время землетрясения распространяются и поверхностные (длинные) волны, движущиеся вдоль земной поверхности. Быстрее движутся волны продольные (от 5 до 13,8 км/с), они проявляются в твердых, жидких и газообразных средах. Скорость движения поперечных волн меньше (от 3,2 до 7,3 км/с), они проходят только через твердые тела. Медленнее распространяются поверхностные волны (от 2,0 до 4,5 км/с).

Место возникновения сейсмических волн в глуби Земли называют гипоцентром землетрясения (или фокусом, очагом). Проекцию гипоцентра на земную поверхность называют *эпицентром* землетрясения.

По глубине расположения гипоцентра землетрясения делят на мелкофокусные, промежуточные и глубокофокусные.

1. Мелкофокусные – очаг лежит не глубже 60 км. Около 80 % всех землетрясений зарождаются на глубине менее 8–10 км.
2. Промежуточные – глубина залегания очага 60–150 км.
3. Глубокофокусные – очаг расположен глубже 150 км (наибольшие установленные глубины достигают 620–720 км, т.е. близ границ мантии нижней и верхней).

По происхождению землетрясения делят на ряд типов.

1. Тектонические землетрясения – обусловлены мгновенной разрядкой напряжений в слоях горных пород. Чаще всего это происходит при подвижках в тектонических разломах. К этому типу относятся все катастрофические землетрясения, охватывающие огромные площади (в миллионы квадратных километров).

2. Вулканические землетрясения – связаны с давлением поднимающейся магмы и выделяющихся из нее газов; наблюдаются при взрывных извержениях.

3. Экзогенные землетрясения – происходят при обрушении кровли карстовых пустот, обвалах и оползнях, падении метеоритов и т. д.

4. Техногенные землетрясения – обусловлены деятельностью человека (заполнение водохранилищ, взрывы, закачка жидкостей в шахты и др.).

Из перечисленных типов землетрясений чаще всего происходят тектонические, они же причиняют и наибольший ущерб. Во время тектонического землетрясения дробятся и смещаются слои горных пород, прилегающие к разлому. Все названные явления связаны с тремя видами движений в литосфере: сжатием горных пород, их растяжением и со смещениями по горизонтальным сколам.

Режим сжатия обычно приурочен к зонам конвергенции литосферных плит. Здесь возникают глубинные разломы, которые косо погружаются под материки и островные дуги, и по которым океанические плиты подныривают под континентальные массивы. По мере погружения океанические плиты раскалываются, что и вызывает землетрясения. Контролируемые глубинными разломами наклонные плоскости, в пределах которых возникают очаги землетрясений, получили название зон Беньофа (или Заварицкого – Беньофа). Именно здесь возникают многочисленные мелкофокусные и все глубокофокусные землетрясения планеты.

Режим растяжения связан с дивергенцией литосферных плит и наблюдается в пределах срединно-океанических рифтов. Здесь происходят немногочисленные и мелкофокусные землетрясения (около 5 % от числа зарегистрированных).

Смещения по горизонтальным сколам ярко выражены в трансформных разломах, где амплитуды вертикальных и горизонтальных подвижек составляют от нескольких сантиметров до десятков метров, а само смещение прослеживается на расстоянии в сотни километров вдоль разлома. Наиболее показателен в этом отношении разлом Сан-Андреас (штат Калифорния, США), общее смещение по которому достигает, по одним оценкам, 290 км, а по другим – 580 км.

Определение силы землетрясения производится двумя принципиально разными способами, опирающимися на выявление относительной или абсолютной силы толчков.

Определение *относительной силы землетрясения* носит субъективный характер, поскольку опирается на характер разрушений, самочувствие человека и другие внешние признаки. На территории СНГ принята 12-балльная шкала оценки относительной силы толчков.

1 балл (незаметное) – колебания регистрируются только сейсмографами.

2 балла (очень слабое) – толчки замечаются единичными людьми, находящимися в спокойном состоянии на верхних этажах.

3 балла (слабое) – толчки ощущают немногие люди, находящиеся внутри помещений.

4 балла (умеренное) – толчки внутри зданий замечает много людей, возможно колебание дверей и створок окон, дребезжит посуда.

5 баллов (довольно сильное) – землетрясение ощущают все люди. сильно раскачиваются висящие предметы, дребезжат стекла, осыпается побелка, раскачиваются деревья и столбы.

6 баллов (сильное) – незначительные повреждения некоторых зданий: штукатурка покрывается тонкими трещинами, возникают трещины в каминах, печах; бьется посуда, с полок падают книги, сильно колеблется жидкость в сосудах.

7 баллов (очень сильное) – значительные повреждения некоторых зданий: штукатурка отслаивается и осыпается, стены раскалываются тонкими трещинами, повреждаются дымовые трубы; в водоемах возникают волны и вода взмучивается, в сырых грунтах возникают трещины.

8 баллов (разрушительное) – существенно разрушаются здания: в прочных стенах возникают большие трещины, обрушиваются карнизы и дымовые трубы; тяжелая мебель сдвигается или опрокидывается; стволы деревьев быстро раскачиваются или переламываются; на склонах гор

происходят оползни и возникают трещины шириной до нескольких сантиметров.

9 баллов (опустошительное) – стены, перегородки и кровли многих зданий обрушиваются; в грунтах возникают трещины шириной до 10 см и более; в горах происходят обвалы, осыпи и оползни.

10 баллов (уничтожающее) – большинство зданий разрушается; грунты пересекаются трещинами шириной до 1 м, на склонах происходят обвалы и оползни; железнодорожные рельсы изгибаются, трубопроводы разрываются; вода из озер и рек выплескивается на берег.

11 баллов (катастрофа) – общее разрушение зданий; в грунтах широкие трещины и вертикальные подвижки, на склонах многочисленные и большие оползни и обвалы.

12 баллов (сильная катастрофа) – все инженерные сооружения разрушаются; существенно меняется рельеф: грунты покрываются густой сетью трещин, в земной коре происходят вертикальные и горизонтальные подвижки, речные русла изменяются, образуются водопады, происходят гигантские оползни и обвалы.

Абсолютная сила землетрясения оценивается по 9-балльной шкале магнитуд (от латин. *magnitudo* – величина), предложенной в 1935 г. Ч. Рихтером. Шкала опирается на действительную энергию, выделяющуюся в очаге землетрясения – измеряется максимальная амплитуда колебаний частиц грунта, записанная на сейсмограмме на расстоянии 100 км от эпицентра. Магнитуда толчка соответствует величине десятичного логарифма амплитуды колебаний. Отличие магнитуд на единицу означает отличие амплитуд колебаний в десять раз и отличие энергии землетрясения в тридцать раз. Количество выделившейся при землетрясении энергии определяется в эргах (от греч. *ergon* – работа; 1 эрг = 10^{-7} Дж). При самых слабых подземных толчках, регистрируемых сейсмографами, выделяется $2 \cdot 10^4$ эрг. Энергия крупнейших из зарегистрированных сейсмографами землетрясений достигает $2 \cdot 10^{18}$ эрг и соответствует магнитуде 8,9. Крупнейшие землетрясения имеют магнитуду в 6 – 9 баллов.

В среднем за год происходит до миллиона землетрясений, из них около 15–20 сильных и разрушительных.

В географическом распространении землетрясений можно выделить два основных пояса: Круго-Тихоокеанский и Средиземноморско-Индонезийский, а также три второстепенных: пояс срединно-океанических хребтов, Восточно-Африканский пояс, пояс гор Средней Азии, южной Сибири и Дальнего Востока.

Круго-Тихоокеанский пояс – главный сейсмоактивный пояс Земли. Землетрясения связаны с процессами сжатия в зонах субдукции и наиболее распространены сверхглубокие сейсмические очаги. Наблюдаются и землетрясения, вызванные движениями по горизонтальным сколам, часто очень мощные (Калифорнийское землетрясение 1906 г.).

Средиземноморско-Индонезийский пояс характеризуется преобладанием мелкофокусных землетрясений, во всяком случае глубины очагов более 300 км здесь не зарегистрированы. Землетрясения этого пояса также объясняются сжатием слоев горных пород и происходят в горно-складчатых массивах, являющихся реликтами древних зон субдукции (возрастом в 40 – 50 млн. лет).

Глобальный пояс срединно-океанических хребтов отличается слабыми и мелкофокусными (до 10 км) землетрясениями, связанными с растяжениями в океанических рифтах, а также со смещениями по горизонтальным сколам в трансформных разломах. В континентальном рифте располагается Восточно-Африканский пояс землетрясений. С древними зонами субдукции связано существование сейсмического пояса гор Средней Азии, южной Сибири и Дальнего Востока. На сейсмическую активность в нем влияет и Байкальский рифт, т. е. землетрясения связаны как с процессами сжатия, так и растяжения.

18. ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ

Магматизмом (от греч. *magma* – тесто, густая мазь) называется процесс образования, движения и застывания магмы, происходящий в глубине земной коры или на ее поверхности.

Магмой называется расплавленная огненно-жидкая масса преимущественно силикатного состава, возникающая в верхней мантии или в земной коре, и образующая при застывании магматические горные породы. Предположительно, магма образуется из мантийного вещества в астеносфере, где создаются условия для плавления даже ультраосновных горных пород. Соответственно месту застывания расплава магматизм подразделяют на интрузивный (глубинный) и эффузивный (поверхностный).

Интрузивный магматизм иначе называется *плутонизмом*. Он включает образование магмы, ее движение и застывание внутри земной коры. Магматическим очагом называют своеобразную камеру сферoidalной формы, возникающую в литосфере, и заполненную жидким расплавом вещества мантии – магмой. Считается, что исходная (первичная) магма имеет химический состав, аналогичный веществу мантии, – основной или даже ультраосновной. Вместе с тем, изучение магматических горных пород показало, что существуют расплавы и другого химического состава. Главным критерием определения химического состава магмы, как и магматических горных пород, является содержание SiO_2 – кремнезема. Соответственно этому показателю выделяют четыре типа магматических расплавов: ультраосновной (оливиновый); основной (базальтовый); средний (андезитовый); кислый (липаритовый). Расплавы ультраосновного и основного состава обогащены Fe, Mg, Ca, однако бедны Si, Na, K; в расплавах кислого и среднего состава повышено участие Si, Na, K, и понижено Fe, Mg, Ca.

Таким образом, для образования расплавов, по составу отличающихся от первичных (ультраосновных и основных), требуется преобра-

зование магмы. Такое разделение исходной (основной) магмы на расплавы разного состава называется дифференциацией магмы.

Процессы дифференциации магмы

Дифференциация магмы происходит разными путями, из которых можно выделить следующие.

1. *Кристаллизационно-гравитационная дифференциация* заключается в том, что кристаллизация минералов при остывании расплава идет в строгой последовательности, соответствующей реакционному ряду Боуэна: первыми кристаллизуются самые тугоплавкие и тяжелые минералы, затем все менее тугоплавкие и легкие (оливин – пироксен – плагиоклаз – роговая обманка – биотит – ортоклаз – мусковит – кварц). Образующиеся кристаллы минералов могут вступать в реакцию с оставшимся магматическим расплавом и последовательно замещаться все менее тугоплавкими минералами. Если реакция окончательно не завершается, то внутри позднее возникших кристаллов сохраняются остатки предшествующих. Оставшиеся после образования кварца магматические пары и растворы также могут реагировать с минералами, в результате образуются хлорит, серпентин или другие минералы. Магматические расплавы, проникая в трещины, формируют рудоносные пегматитовые тела (дайки и жилы). Во время кристаллизации первыми образуются тяжелые минералы – они оседают на дно магматической камеры, формируя породы ультраосновного и основного состава (дуниты и габбро). Оставшаяся магма оказывается гидростатически легкой не только за счет пониженного участия тяжелых элементов, но и потому, что объем расплава примерно на 10 % больше, чем объем образующихся из него магматических пород. Легкий и богатый подвижными компонентами расплав станет отжиматься вверх – над породами основного состава начнут кристаллизоваться средние (диориты, сиениты, гранодиориты), а затем и кислые магматические породы (граниты).

2. *Ликвация* (от латин. *liquatio* – плавление, разжижение) – разделенные магмы при понижении температуры на два несмешивающихся расплава разного состава. При этом насыщенная кремнеземом легкая жидкость скапливается в верхней части магматической камеры, а более тяжелая – в нижней. Возможно, ликвация принимает участие в образовании пегматитов.

3. *Ассимиляция* (от латин. *assimilatio* – слияние, усвоение) – магма расплавляет окружающие горные породы, обогащается продуктами расплава и, следовательно, изменяет свой химический состав. О процессе ассимиляции свидетельствуют ксенолиты (от греч. *xenos* – чужой и *lithos* – камень) – «впаянные» в интрузив обломки вмещающих пород. Процесс ассимиляции связан с формированием крупнейших по объему интрузивных тел. Иногда ассимиляция ведет к *гибридизму* (от лат. *hibrida* – помесь) – образованию магматических пород неупорядоченного химического и минералогического состава.

По мере остывания интрузивных тел от них отделяются и поднимаются по трещинам перегретые водные растворы и летучие компоненты, создавая пневматолитовые месторождения минералов, содержащих олово, вольфрам и другие металлы. На значительном расстоянии от интрузива летучие компоненты исчезают, температура растворов падает, идет формирование гидротермальных месторождений галенита, сфалерита, халькопирита, кварца, кальцита и других минералов.

Типы интрузивных тел

Предполагается, что не менее 90 % объема возникающего магматического расплава останавливается и застывает в толще литосферы, образуя интрузивные тела, отличающиеся составом, формой, объемом, глубиной залегания и другими характеристиками.

По соотношению с условиями залегания вмещающих пород интрузивные тела подразделяются на конкордантные и дискордантные. Конкордантные интрузивы залегают согласно – при внедрении в слои вме-

щающих пород магма приспосабливается к условиям их залегания, т.е. контуры интрузий совпадают с контурами слоев вмещающих пород. Дискордантные интрузивы залегают несогласно, т. е. прорывают слои вмещающих пород.

В зависимости от *глубины образования* все интрузивы делятся на абиссальные (сверхглубинные) и гипабиссальные (приповерхностные). Отличительный структурный признак всех интрузивных пород – полнокристалличность, характерная текстура – массивная.

Абиссальные интрузивы (от греч. *abyssos* – бездонный) характеризуются большими объемами и тесной связью с магматическим очагом. Благодаря длительному (миллионы лет) остыванию магмы в условиях высочайших температуры и давления, происходит полная кристаллизация вещества. В силу этого абиссальным породам свойственны структуры: полнокристаллическая, крупно- или среднекристаллическая. В составе абиссальных пород чаще всего встречаются граниты, а также диориты, габбро, пироксениты и перидотиты. По условиям залегания все абиссальные тела дискордантны, их важнейшими представителями служат батолиты и штоки.

Батолиты (от греч. *bathos* – глубина и *lithos* – камень) имеют в плане изометричную форму. В вертикальном разрезе могут как расширяться вверх, так и сужаться, соответственно образуя сверху купол или свод. Это крупнейшие интрузивные образования в земной коре: площадь их поверхности превышает 100 км^2 , время остывания достигает десятков и сотен миллионов лет. Обычно батолиты сложены кислыми породами (гранитами). Величайшая известная система батолитов представлена в Андах – ее общая длина около 8 000 км. Три входящих в ее состав батолита, расположенные на территории Перу и Чили, имеют протяженность по 1 300 км каждый. Гигантский батолит Берегового хребта на северо-западе США простирается на 2 000 км при ширине до 200 км.

Штоки (от нем. *stock* – палка, ствол) и бисмалиты – относительно небольшие интрузивные крутопадающие тела цилиндрической формы.

Гипабиссальные интрузивы (от греч. *hyper* – над, и *abyssos* – бездонный) формируются на относительно малой глубине в земной коре. Благодаря сравнительно невысоким температурам и давлению, остывание гипабиссальных тел идет гораздо быстрее, поэтому почти все или все кристаллы не достигают большого размера. Характерными структурами являются полнокристаллическая, мелкокристаллическая или порфировидная, что находит свое отражение в названиях гипабиссальных пород: гранит-порфир, сиенит-порфир, диорит-порфир. В этих же условиях образуются пегматиты, обладающие своеобразной пегматитовой текстурой, обусловленной разнонаправленным ростом гигантских кристаллов ортоклаза, кварца, слюд. По отношению к слоям вмещающих пород гипабиссальные тела бывают как дискордантными, так и конкордантными.

1. **Конкордантные тела** представлены лакколитами, лополитами, факолитами, силлами и другими формами.

Лакколиты (от греч. *lakkos* – яма и *lithos* – камень) в вертикальном разрезе имеют грибообразную форму, обусловленную тем, что магма приподнимает вышележащие слои осадочных пород. Поэтому верхняя часть лакколита куполообразна, а нижняя ровная, параллельная слоям осадочных пород. Если нижняя часть имеет вид воронки, то возникшую форму называют магматическим диапиром (от греч. *diapairo* – пронзаю). Диаметр лакколитов достигает нескольких километров.

Лополиты (от греч. *lopos* – миска и *lithos* – камень) – чашеобразные тела, возникающие при заполнении магмой ядра синклиальной складки. Диаметр некоторых лополитов составляет более 100 км (Бушвелдский лополит в ЮАР).

Факолиты (от греч. *fakos* – чечевица и *lithos* – камень) – тела в форме линз вогнутых или выпуклых, соответственно возникают при заполнении магмой ослабленных сводов синклиальных или антиклинальных складок; факолиты особенно характерны для ультраосновных интрузий.

Интрузивные залежи (силлы) – пластообразные, выдержанные по мощности интрузивные тела. Интрузивные залежи формируются при заполнении магмой горизонтальных или наклонных пластов, часто образуют многоярусные серии. В составе интрузивных залежей преобладают породы основного, реже среднего химического состава.

2. *Дискордантные гипабиссальные тела* представлены дайками, жилами, некками и другими образованиями.

Дайки (от англ. *dike* – преграда) – вертикальные или наклонные плиты, длина и ширина которых многократно превосходит толщину. Дайки возникают при заполнении магмой узких трещин в земной коре. Часто дайки образуют системы в виде параллельных или радиально расходящихся от общего центра плит. Толщина даек варьирует от нескольких миллиметров до десятков и сотен метров, а протяженность иногда составляет несколько сот километров (Великая дайка Зимбабве). Химический состав слагающих дайки магматических пород бывает различным.

Жилы подобны по форме дайкам, но стенки их волнистые. Жилы часто ветвятся, переплетаются друг с другом. Как дайки, так и жилы обычно отходят от более крупного интрузива, часто они играют роль связующих каналов между магматическим очагом и другими интрузивными телами.

Некки (от англ. *neck* – шея) представлены трубообразными интрузивами в вулканических областях. Являются подводящими каналами от магматического очага к жерлу вулкана.

19. ЭФФУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ

Эффузивным магматизмом (вулканизмом) называют выброс на земную поверхность магматических продуктов. Магматические продукты делят на газообразные, жидкие и твердые. В развитии вулкана выделяют три стадии: субвулканическую, извержения, фумарольную.

- *Субвулканическая стадия* охватывает процессы формирования магматического очага и дифференциации магмы. Предположительно, большая часть крупных магматических очагов формируется на глубинах 40–150 км. Затем магма поступает в сравнительно небольшие вторичные очаги, расположенные на небольших глубинах и непосредственно питающие извергающийся вулкан.

- *Собственно вулканическая (стадия извержения)* характеризуется формированием вулканического канала и выбросом твердых, жидких и газообразных вулканических продуктов на земную поверхность.

Вулканическим каналом называют вертикальный или наклонный трубообразный или трещинообразный канал, соединяющий магматический (вулканический) очаг с поверхностью Земли. Форма поперечного сечения вулканического канала круглая, овальная или неправильная.

- *Поствулканическая (фумарольная) стадия* отличается выбросом только газообразных продуктов.

В зависимости от характера подводящего канала вулканы делят на два типа: трещинные и центральные.

Трещинные вулканы обладают трещинообразным подводящим каналом. На поверхности Земли представлены протяженной (до 20 км и более) трещиной. Извержения происходят или вдоль всей трещины, или в отдельных ее участках. Чаще всего трещинные вулканы изливают жидкую и подвижную лаву. После извержения трещина закрывается, но рядом с ней нередко возникает новая трещина, излияния из которой наслаиваются на предыдущие. Растекающаяся по поверхности лава создает обширные уплощенные покровы. Такие извержения характерны геоло-

гическому прошлому Земли, сохранившиеся от них на платформах лавовые покровы называют траппами (от швед. *troppar* – ступени лестницы).

Вулканы центрального типа обладают трубообразным подводющим каналом – жерлом, как правило, сохраняющимся долгое время. Лавы и вулканические обломки скапливаются на поверхности Земли вокруг устья жерла, формируя вулканический конус с кратером (от греч. *krater* – чаша) на вершине. Иногда близ поверхности Земли жерло разветвляется, и на склонах вулканического конуса возникают вторичные (паразитические) кратеры.

Продукты вулканических извержений

Газообразные продукты во время извержения представлены парами воды, углекислоты, встречаются водород, азот, хлористый водород. Интенсивность выделения газов и паров из лавы зависит от степени вязкости лавы: из кислых и вязких газы выходят с трудом, что ведет к их скоплению и последующим взрывам. В фумарольную стадию выделяют сернистые газы. Во время извержения за сутки может выделяться до нескольких тысяч тонн газов.

Жидкие продукты представлены лавами разного химического состава: от кислого до основного. Объем лавы, выделившейся во время извержения, может достигать десятков и сотен кубических километров.

- Кислые лавы содержат более 65 % кремнезема, они самые вязкие и малоподвижные. Застывают короткими и мощными языками, куполами, сложенными липаритом (риолитом), дацитом.

- Средние лавы содержат 65–53 % кремнезема, обладают разной вязкостью и подвижностью, что зависит от содержания в них кремнезема и летучих компонентов. При их остывании возникают трахиты и андезиты. В составе трахитов и андезитов нередко пирокласты – впаянные в породу твердые (обломочные) продукты извержения.

- Основные лавы содержат 53–45 % кремнезема, они очень жидкие и подвижные (скорость движения по земной поверхности может превы-

шать 50 км/ч). При остывании возникают базальты и диабазы, почти никогда не содержащие пирокластов.

▪ Ультраосновные лавы содержат менее 45 % кремнезема, изливаются крайне редко, при застывании образуют пикриты и кимберлиты.

Твердые продукты извержения, или **пирокласты** (от греч. *pur* – огонь и *klastikos* – раздробленный) представляют собой минеральные обломки разного диаметра, возникающие в наибольших объемах при взрывных извержениях. Вулканы Земли извергают пирокластов примерно в шесть раз больше, чем лав. Согласно Апродву В.А., в зависимости от диаметра выделяют следующие типы пирокластов:

а) вулканический пепел, или тефра (от греч. *tefra* – пепел; менее 0,1 мм);

б) вулканический песок (0,1 – 2 мм);

в) лапилли (2 – 30 мм);

г) вулканические бомбы (более 30 мм; при извержении Вулкано была выброшена бомба объемом 25 куб. м и массой 68 т).

При отложении и уплотнении пирокластов на суше возникают вулканические туфы, при осаждении обломков в воде – туффиты. Объемы выброса пирокластов иногда измеряются десятками кубических километров (вулкан Тамбора в 1815 г изверг около 150 км³ пирокластов). Как правило, подобные выбросы сопровождаются ливневыми атмосферными осадками – за счет поступления в атмосферу огромного объема мельчайших ядер конденсации. Вода, смешавшись с пирокластами, создает грязевые потоки – лахары.

Типы вулканических извержений

Главным фактором, определяющим характер извержения, следует считать химический состав магмы и лав, поскольку от них зависят подвижность лавы и наличие в ней газов. Вероятно, существует связь между химическим составом лавы и глубиной магматического очага – чем глубже расположен очаг, тем более кислая лава извергается. По характе-

ру извержения и составе вулканических продуктов выделяют четыре категории вулканов: эффузивную наземную; эффузивную подводную; пирокластовую; взрывную. В составе каждой категории выделяют несколько типов извержений.

Эффузивные наземные извержения характеризуются господством лавы в составе продуктов и отсутствием сильных взрывов; приурочены к рифтам; изливают подвижную базальтовую (основную) лаву.

Исландский (трещинный) тип извержений отличается тем, что магма приближается к поверхности по узким и длинным трещинам. Газы, скопившиеся в верхней части очага, выходят по ранее существовавшей трещине, поэтому сильных взрывов не происходит. За выделением газов изливаются потоки жидкой базальтовой лавы, растекающиеся на большие расстояния и формирующие плоский конус. В конце извержения лава прорывается только в отдельных местах трещины, где возникают многочисленные плоские конусы.

Гавайский тип извержений близок к трещинным, но лава поднимается по трубообразному каналу. В начале извержения выбрасывается небольшое количество газов, после чего из мелкого и широкого (блюдцеобразного) кратера изливается подвижная базальтовая лава. Конус вулканов плоский, обычно гигантских размеров. В силу особенностей формы такие вулканы называют щитовыми. Крупнейшим действующим вулканом Земли является Мауна-Лоа на о. Гавайи (его высота над дном океана более 10 км).

Эффузивные подводные извержения самые многочисленные и наименее изученные. Они приурочены к рифтовым структурам, отличаются господством базальтовых лав. На дне океана при глубине 2 км и более давление воды столь велико, что взрывов не происходит и пирокластов не возникает. Под давлением воды даже жидкая базальтовая лава далеко не растекается, образует короткие куполообразные тела или узкие и длинные потоки, покрытые стекловатой коркой. Отличительной чертой подводных вулканов, находящихся на больших глубинах, является

обильное выделение гидротерм, содержащих высокое количество сульфидов меди, свинца, цинка и других цветных металлов. Подобные гидротермы называют «черными курильщиками».

Пирокластовые (смешанные) извержения характеризуются выбросом всех видов вулканических продуктов, сопровождающимся взрывами разной силы. Это извержения центрального типа, создающие стратовулканы (слоистые вулканы) – конусы правильной формы, сложенные переслаиваниями лав и твердых продуктов.

Стромболианский тип извержений (по названию вулкана Стромболи на Липарских островах) характерен вулканам, изливающим более вязкую, по сравнению с предыдущими типами, лаву. Остывая, она образует короткие языки на склонах. Очаг располагается близко к поверхности, а жерло почти всегда заполнено бурлящей лавой, из которой непрерывно выделяются газы. Извержения происходят часто, отличаются четкой ритмичностью, сопровождаются сравнительно слабыми взрывами. Так, на протяжении уже более 200 лет каждые 8 мин извергается и наращивает свой конус вулкан Исалько (Ицалько) в Центральной Америке.

Вулканский тип извержений (по названию вулкана Вулкано на Липарских островах) отличается сильными взрывами с выбросом газо-пылевых туч и обилия обломков при сравнительно небольшом участии лавы. Магматический очаг у таких вулканов располагается близко к поверхности, а лава характеризуется еще большей вязкостью (состав ее трахитовый или андезитовый) и меньшей подвижностью. После очередного извержения лава, застывая в кратере, образует плотную пробку, препятствующую свободному выходу газов. Поэтому при последующих извержениях скопившиеся под пробкой газы с силой выбрасывают ее вверх, образуя обломки самого разного размера. Интервал между извержениями большой, чем у вулканов стромболианского типа.

Этно-Везувийанский тип отличается еще большими интервалами между извержениями и еще большим количеством выделяющихся газов. Сильные взрывы ведут к образованию на склонах вулкана многочислен-

ных трещин, по которым изливается лава во время последующих извержений. Отверстия таких жерл, обнажающиеся на поверхности склона, называют бокками (от итал. *bokka* – рот). В результате на склонах главного вулкана возникают побочные (паразитические) вулканические конусы. На склонах вулкана Этна около 800 бокк и более 200 паразитических конусов. При сильных взрывах верхняя часть вулканического конуса может разрушиться, кратер расширится, а при следующих извержениях внутри его вырастает новый небольшой конус. Стенки древнего кратера, окружающие новый конус, называются сомма. В некоторых случаях на месте вулканического конуса возникает гигантская воронка – кальдера (от порт. *caldera* – котел), диаметр которой многократно превышает глубину. Кальдера формируется в результате обрушения вулканического конуса в возникшую под ним полость – благодаря опустошению магматического очага. Реже кальдера образуется из-за взрыва вулкана.

4. **Эксплозивные (газово-взрывные)** извержения (от англ. *explosion* – взрыв) свойственны вулканам с очень глубоким залеганием магматического очага, содержащим лаву кислого или среднего состава. При извержении выделяется огромное количество газов и пара, а лава, в силу высокой вязкости, низкой подвижности и большой глубины залегания, выбрасывается в минимальных количествах или отсутствует полностью.

Мерапийский тип извержений (вулкан Мерапи на о. Ява) отличается выделением палящих газовой-пылевых туч, иногда взрывами в начале извержения, а также образованием горячих грязе-каменных потоков – лахаров. Потоки лахаров вулкана Мерапи достигают длины 40 км. Лава кислого (дацитового) или среднего (андезитового) состава во время взрыва часто расплывается в виде пепла или лапиллей, а в конце извержения выдавливается на поверхность в виде куполов.

Пелейский тип извержений (вулкан Мон-Пеле, о. Мартиника в составе Малых Антильских островов, в 1902 г. погибло более 31 тыс. человек) наблюдается у вулканов с очень густой и малоподвижной лавой. В начале извержения из кратера, закупоренного пробкой ранее застывшей

лавы, прорываются тучи газов, раскаленных до 800 °С. Тучи насыщены твердыми продуктами извержения, а потому не поднимаются вверх – с большой скоростью (до 150 м/сек) катятся вниз по склону. Выброс газов часто сопровождается землетрясениями. В конце извержения из кратера выдавливается раскаленный обелиск застывшей лавы – такие извержения называют экструзивными (от лат. *extrusio* – выталкивание).

Катмайский тип извержений (вулкан Катмай, п-ов Аляска, извержение 1912 г.) знаменит выбросами кислой лавы, настолько перенасыщенной газами, что формируется газово-лавовая туча, катящаяся по склону. Раскаленные тучи извергаются из главного кратера и боковых трещин. Поднимающаяся лава закупоривает жерло, препятствуя выделению газов – происходит мощный взрыв, уничтожающий верхнюю часть вулкана. Возникает конус неправильной формы с огромным кратером.

Кракатауский тип извержений (вулкан Кракатау, 1883 г.) отличается взрывами чудовищной силы и выбросом гигантского объема газов и пирокластов (18 км³). В отличие от предыдущих типов извержений лава кислого состава, накапливающаяся в расположенном на огромной глубине очаге, на поверхность не выходит совсем. В итоге извержения возникает огромная кальдера (диаметром 11 км у вулкана Санторин).

Бандайсанский тип (вулкан Бандай-Сан, о. Хонсю, 1883 г.) подобен другим типам взрывных извержений: мощные и частые взрывы, отсутствие лавы. Однако чрезвычайная сила взрывов здесь связана с испарением воды, проникшей по трещинам внутрь вулкана.

Маарский тип объединяет лишь единожды извергавшиеся, ныне потухшие взрывные вулканы. В рельефе они представлены плоскими блюдцеобразными котловинами, обрамленными невысокими валами. В составе валов присутствуют как вулканические шлаки, так и обломки невулканических пород, слагающих данную территорию. В вертикальном разрезе кратер имеет вид воронки, которая в нижней части соединяется с трубообразным жерлом, или трубкой взрыва. Древние структуры такого облика получили название диатрем (от греч. *diatrema* – отверстие, дыра).

Диаметр их колеблется от нескольких десятков метров до нескольких километров. Верхняя часть диатрем до 400 – 500 м заполнена кимберлитом (по г. Кимберли, ЮАР) – брекчиевидной породой ультраосновного состава, состоящей из пироксенов, оливинов, пиропов и обломочного материала. Обломки представлены как ультраосновными эффузивами, так и породами, рассеченными диатремой. Кимберлиты окрашены в сине- и зелено-черные цвета. Состав кимберлитов свидетельствует о высочайших температурах и давлении во время их образования, а также о сверхглубинном (мантийном) расположении магматического очага. К кимберлитам приурочены коренные месторождения алмазов, пиропов и других минералов. На больших глубинах диатремы заполнены ультраосновными породами или базальтоидами.

Деятельность вулканов растягивается на многие годы и тысячелетия. Большинство вулканов извергается периодически (циклически), перемежая этапы активности с долгими этапами покоя. Во время каждого цикла происходит серия извержений, и состав лавы постепенно меняется, что связано с дифференциацией магмы в очаге. Вначале извергается базальтовая лава, затем андезитовая, и, в завершении, кислая. Соответственно меняется и характер извержений одного и того же вулкана. После исчерпания магматического очага начинается поствулканическая стадия, продолжающаяся иногда до нескольких сотен лет. Позднее очаг может вновь заполниться магмой, что приведет к «пробуждению» вулкана и очередному циклу извержений. Длительность отдельных циклов может достигать нескольких десятков лет.

Поствулканическая стадия

Поствулканическая (фумарольная) стадия начинается после прекращения выбросов лавы и пирокластов. В эту стадию наблюдается лишь выделение магматогенных газов, паров, горячих подземных вод.

Газовые струи, или **фумаролы** (от итал. *fumarola* – дым), проходя сквозь горные породы оставляют на стенках трещин и пор налет из раз-

личных минералов, иногда создавая промышленные месторождения полезных ископаемых. Согласно Апродову В.А., фумаролы по температуре и составу газов делятся на несколько типов: сухие, кислые, щелочные, сернистые, углекислые.

- *Сухие фумаролы* – температура газов составляет 1000 – 650 °С; паров воды в них нет или почти нет, содержат хлориды калия и натрия, часто с примесями меди, марганца, фтора.

- *Кислые фумаролы* – температура их колеблется от 650 до 400 °С; содержат пары воды, кислоту серную и хлористоводородную.

- *Щелочные (аммиачные) фумаролы* – температура 400 – 200 °С, газы представлены сероводородом, углекислым аммонием, парами воды.

- *Сернистые фумаролы (сульфатары, от итал. *zolfo* – сера)* – температура 300 – 100 °С; представлены парами воды, содержащими сероводород или сернистый газ. Вокруг них на поверхности возникает ярко-желтый налет самородной серы.

- *Углекислые фумаролы (мофеты, от итал. *mofeta* – место зловонных испарений)* – температура ниже 100 °С; выбрасывают углекислый газ и пары воды, содержат примеси азота, водорода, метана.

На протяжении поствулканической стадии характер фумарольной деятельности изменяется: вначале преобладают сухие фумаролы, затем кислые и щелочные, а в завершении – сернистые и углекислые.

Гейзеры (от исл. *geysa* – хлынуть) – это источники, периодически выбрасывающие фонтаны воды и пара. Распространены в поясах современного вулканизма и приурочены к местам скопления грунтовых вод. Чаще всего гейзеры связаны с эффузивами кислого состава (липаритами). Для формирования гейзеров необходимы сообщающиеся подземные резервуары, в которых накапливаются грунтовые воды, а также выводные трещины от этих резервуаров к поверхности Земли. В грунтовые воды, скопившиеся в подземных резервуарах на небольшой глубине (до 100–150 м), поступают горячие газы и перегретый водяной пар. Давление водяного столба препятствует быстрому вскипанию, нижние слои

воды нагреваются до 120–150 °С. На глубине в больших объемах формируется водяной пар, который приподнимает вышележащую колонну воды. Поднявшись, вода оказывается в условиях малого давления, мгновенно вскипает, и фонтанирует – гейзер извергается. После извержения трещина вновь заполняется более холодной грунтовой водой, вода разогревается – цикл повторяется. Гейзеры извергаются из грифонов – чашеобразно расширенных устьев выводных каналов. Интервалы между извержениями составляют от 1 минуты до нескольких месяцев, высота фонтана может достигать 30–50 м. Величайший из известных гейзеров – Ваймангу (Новая Зеландия, действовал с 1899 по 1904 г.) выбрасывал при каждом извержении до 800 т воды на высоту до 460 м. Главные районы современной деятельности гейзеров – Исландия, Йеллоустонский парк (США), Камчатка (Долина Гейзеров), Новая Зеландия. Воды гейзеров имеют температуру 80–100 °С, обычно они минерализованы: содержат соли кальция, кремния, натрия, магния. Общая минерализация воды составляет 1–3 г/л, иногда до 10 г/л. В результате осаждения солей вокруг гейзеров накапливаются легкие макropористые породы: туфы известковые (травертины) или туфы кремнистые (гейзериты). Со временем гейзеры затухают и превращаются в источники горячих вод.

Иногда к фумарольной стадии приурочен *грязевой вулканизм*. Он связан с прохождением паров и газов через пропитанные водой глинистые отложения. Разжиженный и горячий (до 80 °С) глинистый материал выбрасывается вместе с парами и газами, что ведет к образованию грязевой сопки (сальзы). Грязевая сопка имеет вид уплощенного конуса высотой 1–2 м, в ее центре обычно находится кратер, заполненный бурлящей грязью. Форма сопки зависит от густоты выделяемой грязи: при очень жидкой сопочной грязи конус может не сформироваться. Грязевые вулканы представлены на Камчатке, острове Ява, в Сицилии.

С грязевыми сопками нельзя путать *нефтяные сопки*, являющиеся результатом экзогенного процесса – псевдовулканизма. Псевдовулканизм приурочен к нефтяным месторождениям: попутные газы и пары во-

ды, поднимающиеся из нефтеносных пластов, разжижают и захватывают глинистые отложения, и выталкивают их на поверхность. Псевдовулканы (вулканоиды) характерны территориям, на которых происходят вертикальные подвижки земной коры. Вулканоиды распространены в пределах нефтяных месторождений Апшеронского полуострова, Сахалина, Мьянмы и Румынии, на полуостровах Керченском и Таманском. Высота псевдовулканов иногда достигает 400 м, а диаметр кратера – до нескольких метров.

Географическое распространение вулканизма

За последние 3000 лет истории Земли зафиксировано более 2500 извержений и установлено около 1000 действующих наземных вулканов, из которых порядка 200 ныне пребывают в фумарольной стадии. Почти все известные наземные вулканы располагаются на окраинах материков или на островах. Абсолютное большинство – 90 % наземных вулканов приурочено к четырем вулканическим поясам, совпадающим с границами крупнейших литосферно-мантийных структур.

Круго-Тихоокеанский пояс (Циркум-Тихоокеанский, Тихоокеанское Огненное кольцо) – охватывает от 340 до 381 действующих наземных вулканов. Из них 59 – в Южной Америке, 70 – в Центральной Америке, 46 – в Северной Америке (включая Алеутские острова), и, наконец, 140 – в северо-западной части пояса (от Камчатки до Японских островов). Остальные вулканы располагаются в юго-западной и южной части пояса (от островов Рюкю через острова Микронезии, Меланезии и Новой Зеландии к побережью Чили). Вулканы Круго-Тихоокеанского пояса располагаются вдоль узких глубоководных желобов, на расстоянии 100 – 200 км от их оси в сторону материков. К желобам приурочены сейсмофокальные зоны Беньофа, по которым литосферная плита с земной корой океанического типа поддвигается под литосферную плиту с материковым строением земной коры. Большинство вулканов располагается там, где глубина залегания сейсмофокальных зон составляет 90–150 км. Вул-

каны этого пояса по характеру извержений относятся к самым разным категориям и типам.

Средиземноморско-Индонезийский (Средиземный) пояс, опоясывающий планету в широтном направлении, включает от 117 до 175 действующих вулканов. Из них в районе Средиземного моря известно 13 наземных вулканов (в основном пирокластовой категории), а в пределах Малайского архипелага – 123 наземных вулкана (в большинстве эксплозивной категории). Вулканизм данного пояса также связан с активными сейсмофокальными зонами – реликтами неогенового пика альпийской складчатости. Наиболее активный вулканизм здесь наблюдался, очевидно, в неогене и начале четвертичного периода, о чем свидетельствуют многочисленные потухшие вулканы Карпат, Кавказа, Иранского нагорья, Тибета (на территории последнего расположен и один действующий вулкан – Рубрук, пребывающий в фумарольной стадии).

Атлантический пояс располагается в осевой меридиональной части Атлантики, все 44 действующих наземных вулкана находятся на островах (от о. Ян-Майен до о-вов Тристан-да-Кунья). Большинство вулканов здесь связаны с рифтовыми структурами растяжения, поэтому очаги залегают совсем неглубоко, а состав лавы базальтовый. По характеру извержений преобладают эффузивные вулканы (трещинного типа).

Восточно-Африканский пояс, расположенный в пределах величайшей континентальной рифтовой системы, включает в свой состав 42 действующих наземных вулкана, разных по составу лав и характеру извержений.

Небольшое количество наземных вулканов находится за пределами названных поясов, являясь в большинстве своем внутриплитными вулканами. Размещаются они как на островах в океанах (Канарские, Зеленого Мыса, Маврикий, Реюньон, Гавайи), так и на материках (Камерун). И наконец, на дне океанов имеется огромное количество подводных вулканов.

20. МЕТАМОРФИЗМ

Факторы и следствия метаморфизма

Метаморфизмом называется процесс преобразования горных пород, происходящий в глуби Земли под действием эндогенных сил. Реже метаморфизм наблюдается на поверхности Земли – здесь он обусловлен падением крупных метеоритов.

Факторами метаморфизма выступают высокие температуры и давление, воздействие различных флюидов: магматических газов, паров и др. Главнейший фактор – температура. Влияние временного фактора при этом не проявляется.

Метаморфизму подвергаются горные породы осадочного, магматического и метаморфического происхождения. Провести четкую термическую границу между метагенезом и метаморфизмом сложно: она пролегает в пределах температур от 150 до 350 °С (по мнению разных авторов и для разных минералогических ассоциаций). То же относится и к глубинам, на которых метаморфизм начинает проявляться: в срединно-океанических хребтах метаморфизация начинается с глубины 0,5 км, а в пределах осадочного чехла плитных участков древних платформ метаморфизма может не быть даже на глубине 20 км. Явным признаком метаморфизма служит образование некоторых типичных минералов: графита, возникающего из антрацита, диккита ($Al_4(OH)_8(Si_4O_{10})$) – из каолинита и др. По мере роста температуры метаморфизм сопровождается плавлением горных пород: частичное плавление называют *палингенезисом*, тогда как полное – *анатексисом*. Существует мнение, что благодаря анатексису возникли граниты. Анатексис, соответствующий высшей фазе метаморфизма, в легкоплавких кислых породах начинается при температуре около 700 °С, а в более тугоплавких основных породах при 1000 °С. Давление, обуславливающее метаморфизм, составляет от 2 до 30 кбар, а при ударном метаморфизме и гораздо больше. В результате

метаморфизма изменяются минералогический состав, структуры и текстуры горных пород.

Изменение минералогического состава ведет к исчезновению неустойчивых минералов и образованию устойчивых, соответствующих создавшимся термодинамическим условиям. Если минералы изменяются при сохранении химического состава, то метаморфизм называют *изохимическим*. Если привносятся одни химические элементы и удаляются другие, то говорят об *аллохимическом метаморфизме*. Разновидностью последнего является *метасоматоз* – аллохимический метаморфизм, при котором объем пород не изменяется. Учитывая непостоянство минералогического состава метаморфических пород, необходимо признать, что их названия являются, по сути, комплексными – они отражают скорее условия метаморфизма, чем минералогический состав пород.

Структурные изменения заключаются в перекристаллизации пород, когда мелкозернистая порода превращается в крупнозернистую. Однако благодаря анатексису возможен и обратный переход, часто проявляющийся при формировании кварцитов. В метаморфических породах нередко возникают крупные (в диаметре до 3 см и более) кристаллы с ярко выраженными гранями, ребрами и вершинами. В этом случае говорят о *порфиробластовой* структуре. Если форма зерен минералов изометричная, то структуру называют *гранобластовой*.

Изменения текстуры проявляются двояко. Во-первых, одновременно с перекристаллизацией породы в ней исчезают поры, каверны, и возникает *массивная (плотная)* текстура. Во-вторых, под действием направленного давления, именуемого стрессом, формируются полосчатые текстуры (*сланцеватая* и *линейная*).

Сланцеватая текстура характерна сланцам, проявляется в образовании параллельно-пластинчатых пород. Причины сланцеватости:

- свойство пластинчатых минералов (слюд, хлорита и др.) расти в плоскости, перпендикулярной направленному давлению (стрессу);

- первичная слоистость осадочных пород, переуплотненная во время метаморфизма и, благодаря этому, ставшая еще более яркой.

Линейная текстура, свойственная гнейсам, образуется игольчатыми или призматическими кристаллами, вытянутыми параллельно плоскости сланцеватости.

Всю совокупность процессов метаморфизма в зависимости от площади их проявления можно разделить на два типа: локальный и региональный. Каждый из типов включает несколько видов.

Локальный метаморфизм

Локальный метаморфизм охватывает сравнительно небольшие площади, приуроченные либо к местам внедрения интрузий, либо к разломным структурам, либо, крайне редко, к местам падения крупных метеоритов. Локальный метаморфизм подразделяется на три вида: контактовый, дислокационный и ударный. Главное отличие между ними заключается в характере процессов метаморфизма и, следовательно, в особенностях возникающих метаморфических пород.

Контактовый метаморфизм – следствие интрузивного магматизма. При внедрении раскаленного магматического расплава в верхние, сравнительно холодные слои земной коры (как правило, в осадочный чехол), метаморфизму подвергаются горные породы, контактирующие с интрузивом. Главным фактором здесь выступает температура.

Мощность метаморфизирующихся слоев зависит от следующих факторов:

- от объема интрузива: чем он больше, тем на большее расстояние метаморфизм распространяется;
- от глубины застывания интрузива (зависимость та же);
- от состава интрузива: ореол метаморфизма вокруг кислых интрузивов, насыщенных летучими компонентами, гораздо шире, чем вокруг основных интрузивов.

Минералогический состав возникающих при контактовом метаморфизме пород зависит от:

- состава интрузива;
- состава вмещающих пород.

Самыми характерными породами контактового метаморфизма являются роговики – плотные тонкозернистые породы серого или белого цвета с раковистым изломом, в основном состоящие из мельчайших спекшихся зерен кварца и образующиеся из глинистых пород. Роговики, возникшие близ интрузива, обладают гранобластовой структурой, а возникшие в середине ареала метаморфизма – порфиробластовой.

При воздействии больших объемов магматических растворов и газов активно протекает метасоматоз. Так, при внедрении в известняки гранитоидной магмы, в условиях высоких температур и воздействия щелочных растворов возникают скарны – крупнозернистые породы, состоящие из силикатов кальция и обогащенные турмалином, гранатами.

Под действием высоких температур кварцевые песчаники переходят в кварцит – самую прочную из существующих на Земле горных пород, состоящую из кварца. Высочайшая прочность кварцита достигается проращением кристаллов кварца друг в друга, а также за счет вторичного кварца, привнесенного в породу растворами и отложенного вокруг первичных песчаных зерен. При высокотемпературном воздействии кислых растворов на кварцево-полевошпатовые породы образуются грейзены и вторичные кварциты. Эти породы состоят из кварца и слюд, возникших благодаря метасоматическому разложению полевых шпатов. Метаморфизм известняков и доломитов формирует мрамор – породу от тонко- до крупнозернистой структуры, состоящей из кальцита, реже – доломита. Окраска мрамора, состоящего из чистого кальцита, белая; примеси гематита и лимонита придают породе оттенки от розового и желтого до красного и бурого; серпентин и хлорит сообщают мрамору зеленую окраску, а присутствие метаморфизованной до графита органики – черную.

Дислокационный метаморфизм (или *динамометаморфизм*) проявляется в результате давления в зонах тектонических разломов. Он приурочен к структурам типа сдвигов или надвигов, а значит, развивается в режиме сжатия горных пород под влиянием направленного давления – стресса. Под воздействием стресса горные породы либо механически размалываются, либо происходит их пластичное отжимание вверх по разлому (т. е. в направлении минимального давления). В результате такого отжимания формируются милониты – массивные полосчатые или сланцеватые (бластомилониты) породы. Полосчатость милонитов объясняется тем, что под влиянием стресса зерна многих минералов вытягиваются параллельно плоскости разлома. Минералогический состав милонитов отличается разнообразием и зависит от состава метаморфизовавшихся пород. Если сжимались гранитоиды или кварцево-полевошпатовые породы, то милонит будет сложен спекшимися тонкими зернами светлых минералов: кварца и кислых полевых шпатов. Если же стрессу подверглись ультраосновные или основные магматические породы, то в составе милонита господствующее положение займут темнокрасные минералы: оливин, пироксен, основные плагиоклазы.

Ударный метаморфизм вызван падением крупных метеоритов. Главным фактором выступает давление. При падении метеорита мгновенно выделяется огромное количество энергии, расходуемой на механическое и тепловое изменение горных пород. В центре удара температура может достигать 10 000 °С, а давление 10 000 кбар. Благодаря этому в пределах метеоритных кратеров – астроблем – горные породы подвергаются сжатию, дроблению, плавлению и испарению. В результате механического разрушения и плавления пород возникают импактиты – лавоподобные метаморфические породы, состоящие из стекла со значительной примесью обломков вмещающих пород. Главная особенность ударного метаморфизма – образование высокобарических минералов, не характерных для земных условий. Среди таких минералов необходимо

назвать модификации углерода: лонсдейлит и алмаз (морфологически отличный от земного), а также модификации кварца: стишовит и коэсит.

Сегодня на Земле известно более 200 астроблем, крупнейшая из которых – Попигайская – расположена на севере Восточной Сибири (ее диаметр 100 км). Находки импактитов в пределах Беларуси позволили установить Логойскую астроблему, диаметр которой составляет около 10 км, а мощность метаморфизованных ударом пород достигает 500 м.

Региональный метаморфизм

Региональный метаморфизм охватывает площадь в тысячи и сотни тысяч квадратных километров. Главным фактором выступает температура, а воздействие давления и флюидов, как правило, имеет второстепенное значение. Региональный метаморфизм играл важнейшую роль на протяжении архейского и протерозойского эонов. Породы архейского возраста независимо от глубины их современного залегания метаморфизованы сильно и повсеместно. Породы протерозоя метаморфизованы очень часто, но в разной степени. Фанерозойские породы, как правило, испытали лишь локальную метаморфизацию. Такая возрастная дифференциация позволяет предполагать либо связь регионального метаморфизма с архейско-протерозойскими процессами конвергенции литосферных плит, либо то, что в глубокой древности тепловой поток Земли был значительно большим, нежели сейчас.

В пределах распространения метаморфических комплексов закономерно изменяются минералогические ассоциации (парагенезы минералов) от регионов с высшей степенью метаморфизма к периферийным областям, что обусловлено понижением температуры и давления. Соответственно выделяют *метаморфические фации* – комплексы наиболее характерных метаморфических пород. Названия фациям присваивают по господствующим в них (т. е. по типичным и широко распространенным) минералам и горным породам. Критерием принадлежности метаморфической породы к той или иной фации метаморфизма выступает предпо-

ложение, что в исходных горных породах одинакового химического состава при одинаковых условиях метаморфизма возникает одна и та же минералогическая ассоциация.

В зависимости от интенсивности процессов метаморфизма выделяют *ступени метаморфизма*, каждой из которых соответствует определенная метаморфическая фация. Ступени и фации метаморфизма – последовательный ряд, отражающий рост степени регионального метаморфизма. Низшей ступени метаморфизма соответствуют породы цеолитовой фации, нижней – зеленосланцевой, средней – амфиболитовой, высокой – гранулитовой, высшей – эклогитовой фации.

В зависимости от *направленности процессов* метаморфизм разделяют на прогрессивный и регрессивный. При прогрессивном метаморфизме исходная порода проходит ряд последовательных превращений от низшей к высшей ступени метаморфизма. Регрессивный (ретроградный) метаморфизм заключается в повторной слабой метаморфизации ранее возникших сильно метаморфизованных пород.

Нижняя (цеолитовая) ступень метаморфизма протекает при минимальных температурах (до 200 °С) и давлении. Глины и аргиллиты превращаются в глинистые и аспидные сланцы, сложенных микроскопическими зернами. Значительная часть глинистых минералов трансформируется в кристаллы биотита, хлоритов.

Нижняя (зеленосланцевая) ступень метаморфизма проявляется при более высоких температурах (до 250 °С) и давлении, характеризуется формированием мелкозернистых структур. Метаморфизму подвергаются породы осадочные и магматические.

Зеленые сланцы – самые характерные породы нижней ступени, состоят из зеленых минералов: роговой обманки, хлоритов, эпидота. Зеленые сланцы возникают благодаря метаморфизации вулканических пород основного состава. Совместно с амфиболитами (породами следующей ступени метаморфизма) зеленые сланцы формируют зеленокаменные пояса – узкие и длинные синклиновые структуры позднеархейского

возраста в фундаментах древних платформ. Метаморфические породы зеленокаменных поясов смяты в складки и прорваны интрузиями.

Метаморфизм ультраосновных пород земной коры океанического типа формирует серпентиниты (змеевики) – оливин, взаимодействуя при метаморфизме с морскими водами, переходит в серпентин.

На низкой ступени метаморфизма образуются специфические голубые сланцы, состоящие из голубой разновидности роговой обманки.

Средняя (амфиболитовая) ступень метаморфизма характеризуется более высокими температурами (250–700 °С) и давлением (до $3 \cdot 10^6$ Па), что ведет к росту размеров кристаллов и снижению доли гидратированных минералов в составе пород. Температурному интервалу 250–400 °С характерно формирование кристаллических сланцев, мраморов, кварцитов и амфиболитов. При более высоких температурах (от 400 до 700 °С) возникают гнейсы. На верхней границе средней ступени начинается палингенезис – частичное плавление горных пород.

Высокая (гранулитовая) ступень метаморфизма протекает при температурах от 700 до 1500 °С и давлении около $5 \cdot 10^6$ Па. В этих условиях слюды, роговые обманки и другие водосодержащие минералы замещаются пироксенами. Высокие температуры обуславливают анатексис – полную переплавку исходных пород. Гранулит – самая характерная порода данной ступени, возникающая из магматических или осадочных пород. Гранулиты основного состава образуются из габбро или базальтов, а гранулиты кислого состава – из глинистых или песчано-глинистых пород. Гранулитовая фация широко представлена в архейских и реже в протерозойских породах фундаментов древних платформ.

Высшая (эклогитовая) ступень метаморфизма протекает при самых высоких температурах (от 1500 до 3000 °С и выше) и давлении ($2 \cdot 10^9$ Па). Эклогиты – самые тяжелые и плотные из метаморфических пород, возникают из базальтов, и входят в состав нижней части земной коры континентального типа. Обломки эклогитов встречаются в кимберлитовых трубках.

21. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ГИПОТЕЗЫ

Тектонические гипотезы по-разному объясняют развитие самой верхней твердой оболочки Земли. Гипотезы отличаются объектами исследований и приоритетом направления тектонических движений.

Гипотеза фиксизма (геосинклиналей и платформ) пытается объяснить развитие земной коры, главное значение отводит вертикальным движениям. Истоки фиксизма лежат в гипотезе контракции земной коры (остывающая планета уменьшается в объеме, что ведет к складчатым деформациям ее верхней твердой части). Согласно фиксизму, главными структурами земной коры являются геосинклинальные пояса и платформы (материковые и океанические). Платформой называют жесткий устойчивый блок земной коры, не претерпевающий активных тектонических движений (вулканизм и землетрясения редки). Платформы или их участки подвержены лишь медленному воздыманию или погружению. Геосинклиналью называют подвижный участок земной коры, испытывающий быстрые вертикальные перемещения. В геосинклиналях земная кора расчленена разломами и отличается повышенной проницаемостью.

Геосинклиналям характерны следующие черты:

- 1) вертикальная направленность тектонических движений, резкая смена прогиба поднятением;
- 2) большие мощности осадочных пород (до 10 – 15 км);
- 3) широкое развитие интрузивного и эффузивного магматизма, высокая сейсмичность;
- 4) активный метаморфизм горных пород;
- 5) интенсивные дислокации пликативные и дизъюнктивные.

Геосинклинали возникают благодаря расколу материковой земной коры и провалу ее блоков в мантию с их последующей переплавкой. На месте провалившегося блока формируется тонкий и подвижный базальтовый слой – образуется земная кора океанического типа. Развитие морского геосинклинального бассейна проходит через несколько стадий.

1. *Собственно геосинклинальная стадия* – тонкая и тяжелая океаническая кора погружается. На дне углубляющегося моря накапливаются все более мощные толщи осадков. Базальтовый слой не выдерживает растяжения и разрывается – формируются подводные лавовые покровы.

2. *Островная стадия* – усложняются тектонические движения: на фоне преобладающего погружения отдельные массивы дна поднимаются. Активизируются вулканизм и интрузивный магматизм. Над водой поднимаются вершины вулканических гор, формируя островные дуги.

3. *Орогенная стадия* – дно геосинклинального бассейна, разбитое трещинами на блоки, испытывает активные вертикальные и горизонтальные подвижки, что ведет к общему смятию накопленных осадочных толщ. С разломами связан активный магматизм – формируются огромные интрузивные тела. Слои осадочных пород сильно метаморфизуются – благодаря давлению при складкообразовании и воздействию интрузивного тепла, газов и растворов. Господствует режим тектонического вздымания территории – на месте моря возникает горно-складчатая суша.

4. *Постгеосинклинальная (платформенная) стадия* – в пределах горно-складчатой суши затухают быстрые тектонические движения, главное значение приобретает денудация. Сохранившиеся от разрушения «корни» гор причленяются к платформе, наращивая ее площадь. Такой процесс роста континентальной земной коры называют аккрецией.

Гипотеза тектоники литосферных плит зародилась в конце девятнадцатого века как гипотеза дрейфа материков (мобилизма). Эта гипотеза пытается объяснить развитие литосферы, главное значение отводит горизонтальным движениям. Согласно гипотезе, главными тектоническими структурами являются литосферные плиты и разделяющие их рифты. Литосферные плиты, включающие в свой состав участки земной коры как океанического, так и континентального типов, находятся в постоянном горизонтальном движении. Различия абсолютной высоты между материковыми и океаническими участками плит объясняют изостазией – явлением уравнивания мощных, но легких блоков (континен-

тального типа), блоками тонкими, но тяжелыми (океанического типа). Рифты (от англ. *rift* – расселина, ущелье) – рассекающие всю литосферу глубинные разломы, в которых происходит раздвиг (растяжение, спрединг) литосферных плит и наблюдается высочайшая сейсмическая активность, а мощность земной коры минимальна (до 0 м).

Основные положения концепции сводятся к тому, что магма, поднимающаяся по рифтовым зонам, изливается на поверхность и застывает, образуя напластования базальтов, представленные в рельефе срединно-океаническими хребтами. Образующиеся при застывании магмы кристаллы ферромагнитных минералов ориентируются в соответствии с направлением линий напряженности магнитного поля Земли. Затем новообразованная океаническая кора разламывается и раздвигается со скоростью до нескольких сантиметров в год в обе стороны от рифта, тем самым увеличивая площадь океана. Этот процесс получил название «спрединга». В соответствии с инверсиями магнитного поля Земли, в разрастающейся океанической коре возникают полосы магнитных аномалий, обрамляющие срединно-океанический хребет. По трансформным разломам происходит сдвиг как срединных хребтов и рифтов, так и полосовых магнитных аномалий. В зоне конвергенции литосферных плит с корой материкового и океанического типа происходит процесс субдукции. Субдукция заключается в том, что тонкая, но тяжелая плита с океанической корой полого погружается в мантию под гораздо более мощную, но легкую плиту с корой материковой. Там, где океаническая плита перегибается, возникает глубоководный желоб. В зоне взаимодействия плит, но ближе к материку, формируется островная дуга, созданная, во-первых, слоями морских отложений, которые смялись в складки, метаморфизовались и пронзились интрузиями и, во-вторых, вулканическими породами. Таким образом, конвергенция ведет к поглощению океанических участков литосферы и приращению континентальных участков. Приведем три группы фактов, свидетельствующих в пользу концепции спрединга.

1. Особенности строения срединно-океанических хребтов:

- сложены базальтоидами с примесью ультраосновных пород;
- они молоды, поскольку почти лишены осадков;
- положительные аномалии силы тяжести, вызванные близким залеганием тяжелых масс;
- высокие значения теплового потока, обусловленные близостью расплавленных масс;
- наблюдаются многочисленные мелкофокусные землетрясения, свидетельствующие о малой мощности литосферы.

2. Особенности строения океанического дна:

- наличие полосовых магнитных аномалий, попарно разного знака полярности;
- отсутствие осадочных пород, древнее юрских;
- вулканические конусы и подводные горы вытянуты в линии, в целом параллельные срединно-океаническому хребту;
- увеличение возраста вулканических конусов от срединно-океанического хребта к материкам;
- увеличение возраста и мощности осадочных пород в этом же направлении;
- рост глубин океана с удалением от срединно-океанического хребта;
- снижение величины теплового потока в этом же направлении.

3. Особенности строения зон субдукции:

- вулканизм островных дуг;
- промежуточные и глубокофокусные землетрясения, сосредоточенные в наклонных зонах, погружающихся под материк;
- отрицательные аномалии силы тяжести;
- пониженный тепловой поток.

22. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ ЛИТОСФЕРЫ И ЗЕМНОЙ КОРЫ

Тектоническими структурами называют участки литосферы и земной коры, обладающие определенными размерами, строением, составом, мощностью, характером тектонических движений, возрастом и историей развития. Крупнейшие тектонические структуры по их значимости можно расположить в следующем порядке.

1. *Суперглобальные структуры* имеют площадь в десятки миллионов квадратных километров и протяженность в тысячи километров. Развитие их проходит на протяжении всего геологического этапа истории планеты.

2. *Глобальные структуры* занимают площади до десяти и более миллионов квадратных километров, протягиваются на несколько тысяч километров. Время их жизни совпадает с предыдущими структурами.

3. *Субглобальные структуры* охватывают несколько миллионов квадратных километров, длина их достигает тысячи километров и более. Время развития превышает один миллиард лет.

Помимо названных, выделяют структуры более мелких порядков.

В первую очередь, на основании единства движения, а также сравнительной монолитности необходимо выделить такие суперглобальные структуры, как литосферные плиты. Выделяют семь крупнейших плит и от одиннадцати до тринадцати более мелких. Крупнейшие плиты: Евразийская, Африканская, Северо-Американская, Южно-Американская, Индо-Австралийская, Антарктическая, Тихоокеанская. К мелким плитам относят Филиппинскую, Аравийскую, Кокос, Наска, Карибскую и др.

Во-вторых, важнейшими являются разломные структуры, разделяющие литосферные плиты. Среди разломных структур выделяются рифты, которые подразделяют на срединно-океанические и континентальные. Срединно-океанические рифты образуют глобальную систему протяженностью более 64 000 км. Примером континентальных рифтов служит величайший на планете Восточно-Африканский, а также Байкаль-

ский. Другая разновидность разломных структур – трансформные разломы, перпендикулярно пересекающие рифты. По трансформным разломам происходит горизонтальное проскальзывание (сдвиг) прилегающих к ним частей литосферных плит.

В пределах материков глобальными структурами выступают платформы и горно-складчатые области.

Платформы – это жесткие, малоподвижные блоки земной коры, прошедшие длительный этап геологического развития, и имеющие трехъярусное строение. Состоят из кристаллического фундамента (базальтовый и гранито-гнейсовый слои) и осадочного чехла. Кристаллический фундамент сложен смятыми в складки слоями метаморфических пород. Вся эта сложнодислоцированная толща во многих местах прорвана интрузиями (преимущественно кислого и среднего состава). По возрасту формирования кристаллического фундамента платформы разделяются на древние (докембрийские) и молодые (палеозойские и, реже, раннемезозойские). Древние платформы являются ядрами всех материков и занимают их центральную часть. Молодые платформы размещаются на периферии древних или между древними платформами. В составе осадочного чехла господствуют недислоцированные слои шельфовых и лагунных, значительно реже – континентальных осадков.

В пределах древних платформ по особенностям геологического строения выделяют такие субглобальные структуры, как щиты и плиты.

Щит – участок платформы, где кристаллический фундамент выходит на поверхность (т. е. где нет осадочного слоя). Щиты возникают при тектоническом воздымании территории и господстве процессов денудации. В рельефе щиты обычно представлены плоскогорьями (Бразильский щит) или возвышенностями (Украинский щит).

Плиты – это платформы (или их участки) с мощным осадочным слоем. Образование плит связано с тектоническим погружением платформы и морской трансгрессией. На поверхности платформ плитным территориям соответствуют низменности, нередко – возвышенности.

Более мелкие структурные подразделения в пределах осадочного чехла древних платформ представлены *суперрегиональными структурами*, площадь которых составляет сотни тысяч квадратных километров, а протяженность – до нескольких сот километров. Их развитие происходит во время накопления осадочного чехла и измеряется сотнями миллионов лет. Суперрегиональные структуры подразделяются на *региональные*, а последние, в свою очередь, на структуры еще более мелких порядков.

Суперрегиональными структурами являются антеклизы, синеклизы и моноклинали.

Антеклизы – крупнейшие положительные структуры плитных участков с выпуклой поверхностью фундамента и осадочным чехлом небольшой мощности. Антеклизы формируются в режиме тектонического воздымания территории, поэтому на них могут отсутствовать многие горизонты, представленные на соседних отрицательных структурах. В пределах антеклиз выделяют такие региональные структуры, как массивы и выступы. Массивы – высшие части антеклиз, в которых фундамент либо выходит на поверхность, либо перекрыт осадочными накоплениями четвертичного возраста. Выступы – изометричные или вытянутые поднятия фундамента диаметром до 100 км в пределах массивов, антеклиз. Выделяют погребенные выступы, над которыми осадочный чехол представлен сильно сокращенным разрезом (по сравнению с окружающими отрицательными структурами).

Синеклизы – крупнейшие отрицательные суперрегиональные структуры плитных участков с вогнутой поверхностью фундамента, плоским дном и очень пологими (доли градуса) углами падения слоев на склонах. Синеклизы возникают в режиме тектонического погружения территории, поэтому характеризуются повышенной мощностью осадочного чехла. Региональными структурами, подобными синеклизам, являются изометричной формы *впадины* и линейно вытянутые *прогибы*.

Моноклинали – тектонические структуры с односторонним наклоном слоев, угол падения которых редко превышает 1°. В зависимости от

ранга положительных и отрицательных структур, между которыми предполагается моноклиналь, ее ранг также может быть разным.

Среди региональных структур осадочного чехла необходимо упомянуть *горсты*, *грабены* и *седловины*. *Седловины* – региональные образования, размещенные в зоне сочленения положительных и отрицательных структур и занимающие промежуточное положение по высоте поверхности фундамента. Седловины лежат выше окружающих их отрицательных структур, но ниже положительных.

Горно-складчатые области, характеризующиеся резким возрастанием мощности земной коры, формируются при конвергенции литосферных плит. Большинству горно-складчатых областей, особенно молодых, свойственна повышенная сейсмичность.

Основополагающим принципом их разделения является возраст складчатости, устанавливаемый по возрасту самых молодых, смятых в складки слоев. Соответственно складчатые массивы подразделяются на докембрийские, байкальские, каледонские, герцинские, киммерийские и альпийские. Такое разделение достаточно условно, поскольку большинством ученых признается непрерывность складкообразования во времени. Другими словами, в истории Земли не было общепланетарных этапов тектонической активности и покоя. Горообразование происходит непрерывно, проявляясь то в одном, то в другом месте. Следовательно, выделение байкальской и других складчатостей определяет лишь временные рамки начала и завершения крупных исторических этапов тектонического развития планеты.

По *тектоническому строению* горно-складчатые области можно разделить на структуры складчатые и складчато-глыбовые.

Складчатые массивы представлены в молодых (альпийского и отчасти киммерийского этапов складкообразования) горно-складчатых поясах.

Складчато-глыбовые (омоложенные, возрожденные) сооружения формируются при оживлении вертикальных и горизонтальных тектони-

ческих подвижек в пределах ранее образованных и часто уже разрушенных складчатых систем. Поэтому складчато-глыбовое строение особенно характерно регионам палеозойских и более древних этапов складчатости. Вместе с тем, складчато-глыбовые сооружения широко распространены даже в поясах современного складкообразования. Рельеф складчатых массивов в целом соответствует конфигурации изгибов слоев горных пород, что далеко не всегда проявляется в складчато-глыбовых образованиях. Так, в молодых складчатых горах структурам антиклинальных складок (или антиклинориев) соответствуют горные хребты, а структурам синклинальных складок (или синклинориев) – межгорные долины (прогибы).

Внутри горно-складчатых областей и на их периферии выделяют соответственно межгорные и предгорные (краевые, передовые) прогибы и впадины. На поверхности этих структур залегают грубообломочные продукты разрушения гор – молассы. Образование предгорных прогибов происходит в результате субдукции литосферных плит, т. е., по сути, предгорные прогибы являются реликтами глубоководных желобов.

23. ШКАЛА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ВРЕМЕНИ

Главная задача исторической геологии – восстановление истории развития Земли, земной коры и жизни на Земле. Первоочередная цель такого изучения – составление прогноза развития планеты Земля, протекающих на ней геологических процессов и жизни на Земле. Главным объектом исследований служат горные породы – их состав, распространение, условия залегания поставляют информацию о геологическом прошлом. Периодизация событий опирается на понятие о времени относительном и абсолютном. Выделяют геохронологию относительную и абсолютную.

Относительная геохронология отвечает на вопрос, какая из пород (или геологических тел, например слоев) старше или моложе. Иными словами, относительная геохронология восстанавливает последовательность геологических процессов. В ее основу положены стратиграфический и палеонтологические методы, а также ряд других.

Согласно *стратиграфическому* (от латин. *stratum* – слой) методу, при ненарушенном залегании нижележащий слой древнее, а вышележащий моложе. Данный закон был установлен в 1669 г. датским естествоиспытателем Николаусом Стено. Стратиграфическому методу принадлежит основополагающее значение, поэтому остальные методы определения относительного возраста объединяются понятием стратиграфических.

Палеонтологические (биостратиграфические) методы посвящены изучению ископаемых органических остатков, соответственно которым эти методы разделяют на две группы: палеозоологические и палеофлористические. Органические остатки в слоях осадочных горных пород представлены либо окаменелостями, либо углефицированными остатками, либо отпечатками или следами. В редких случаях обнаруживаются неразложившиеся туши животных в многолетнемерзлых породах или в асфальтовых озерах. Применение палеонтологических методов опирается

на признание того факта, что каждому продолжительному этапу развития Земли характерны специфические представители органического мира. Этот закон установил английский инженер Уильям Смит в начале XIX в.

Ископаемые организмы по их стратиграфическому значению делят на ряд групп:

- руководящие организмы – характерны только данному времени, либо получившие наибольшее значение в отложениях данного времени;
- контролирующие организмы – характерны для слоя данного возраста, но представленные и в соседних, более старых или молодых слоях;
- зарождающиеся и вымирающие организмы – соответственно или впервые появляющиеся, или окончательно исчезающие в слое данного возраста;
- транзитные организмы – их остатки встречаются во множестве слоев, накопившихся за долгое время.

Для выявления относительного возраста слоев используют методы минералого-петрографические, структурно-тектонические, геофизические и другие.

Изменения состава органического мира запечатлены в разновозрастных слоях. Разные по объему слои горных пород, формировавшиеся в течение определенных этапов геологической истории, называются стратиграфическими подразделениями (единицами). Стратиграфические единицы разного ранга входят в состав стратиграфической шкалы. Стратиграфическая шкала – шкала последовательных по времени формирования и соподчиненных стратиграфических подразделений, слагающих земную кору, и отражающих этапы геологической истории Земли. Крупнейшие по объему стратиграфические подразделения – эонотемы, которые последовательно дробятся на более мелкие единицы: эратемы, системы, отделы. Указанные стратиграфические единицы являются общими – едиными для истории всей Земли. Кроме них выделяются меньшие

по объему региональные (провинциальные) подразделения: ярус и зона. Наименьшим объемом характеризуются местные подразделения: серия, свита, горизонт и прочие.

Абсолютная геохронология устанавливает возраст горных пород в годах. Для решения этой задачи используются методы радиоизотопного анализа, изучения сезонно-слоистых осадков и ряд других.

Методам радиоизотопного анализа в абсолютной геохронологии принадлежит ведущая роль. Они основаны на природном процессе распада неустойчивых изотопов и превращения их в устойчивые. Применение данных методов опирается на ряд допущений: скорость распада в истории Земли строго постоянна и не зависит от внешних факторов; состав материнских (неустойчивых) и дочерних (устойчивых) продуктов точно известен; конечные продукты распада всегда стабильны. Распад начинается с момента формирования минерала – следовательно, за определенное время из конкретного количества материнских изотопов может возникнуть строго определенное количество дочерних изотопов. Поэтому для определения абсолютного возраста горной породы необходимо знать скорость распада (или полураспада) неустойчивого изотопа, современное содержание в породе материнских и дочерних изотопов. Использование радиоизотопного анализа для определения возраста минералов впервые было предложено П. Кюри в 1902 г., практическое применение этих методов началось с 1907 г. Наиболее употребимы следующие методы (в скобках приведен период полураспада, тогда как полный распад занимает примерно в 10 раз больше времени):

- уран-свинцовый (4,56 млрд. лет) – как правило, для определения возраста кислых магматических пород;
- калиево-аргоновый (1,31 млрд. лет) – при работе с магматическими породами кислого, среднего и основного состава, и многими осадочными породами;
- рубидиево-стронциевый (49,9 млрд. лет) – при изучении возраста самых древних магматических пород кислого и среднего состава;

- самарий-неодимовый (106 млрд. лет) – при изучении возраста древнейших магматических пород основного и ультраосновного состава;
- радиоуглеродный (5 568 лет) – для определения возраста самых молодых органогенных пород, не древнее 30 – 40 тыс. лет.

Методы изучения сезонно-слоистых осадков основаны на разном вещественном составе слоев, накапливающихся летом и зимой на дне водоемов. Так, в аридных условиях умеренного пояса в сульфатных озерах зимой накапливается мирабилит (глауберова соль, $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$), тогда как летом – гипс ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$). В приледниковых бассейнах зимой отлагается слой глины, летом – алеврита. За год формируется одна пара слоев – количество пар слоев укажет продолжительность существования озера.

С помощью методов радиоизотопного анализа стратиграфическая шкала дополнилась абсолютными возрастными датировками (в миллионах лет). Каждому стратиграфическому подразделению соответствует определенный геохронологический эквивалент (табл. 3).

Таблица 3

Соответствие стратиграфических и геохронологических подразделений

Стратиграфические подразделения	Геохронологические подразделения
Эонотема	Эон
Эратема	Эра
Система	Период
Отдел	Эпоха
Ярус	Век
Зона (горизонт)	Время (фаза)

Каждому общему геохронологическому подразделению присвоен буквенный (или буквенно-цифровой) индекс. На геологических картах слои горных пород, соответствующие общим стратиграфическим подразделениям, показываются определенным цветом (или оттенком цвета). Например, отложения юрской системы обозначаются индексом J и включают три отдела: нижний (J_1), средний (J_2) и верхний (J_3) – чем

Таблица 4

Общая шкала геологического времени

Эон	Эра	Период	Эпоха	Время, млн. лет
ФАНЕРОЗОЙСКИЙ РН	Кайнозойская KZ	Четвертичный Q	Голоцен	0,0117
			Плейстоцен	2,588
		Неогеновый N	Плиоцен	23
			Миоцен	
		Палеогеновый E	Олигоцен	65
			Эоцен	
	Палеоцен			
	Мезозойская MZ	Меловой K	Поздняя	145
			Ранняя	
		Юрский J	Поздняя	200
			Средняя	
			Ранняя	
		Триасовый T	Поздняя	251
	Средняя			
	Ранняя			
	Палеозойская PZ	Пермский P	Лопингий	299
			Гваделупий	
			Цисуралий	
		Каменноугольный C	Пенсильваний	359
			Миссисипий	
		Девонский D	Поздняя	416
			Средняя	
			Ранняя	
		Силурийский S	Пржидол	444
Лудлов				
Венлок				
Лландовери				
Ордовикский O		Поздняя	488	
		Средняя		
		Ранняя		
Кембрийский Є	Поздняя	542		
	Средняя			
	Ранняя			

меньше числовой индекс, тем старше отложения. На геологической карте накопления нижнего отдела показывают самым темным оттенком, верхнего отдела – самым светлым оттенком. Если отделы называют соответственно их стратиграфическому положению в разрезе: нижний, средний и верхний, то названия их геохронологических эквивалентов (эпох) отражают временную последовательность: ранний, средний и поздний.

В современной шкале геологического времени (геохронологической таблице), утвержденной решениями Международной стратиграфической комиссии в 2012 г., история Земли разделена три эона: архейский, протерозойский и фанерозойский (табл. 4). Архейский эон включает четыре эры, протерозойский и фанерозойский – по три эры. В настоящее время не разработано общее стратиграфическое деление эратем архея и протерозоя. Поэтому в таблице 5 приведены региональные – принятые в СНГ для территории Восточно-Европейской платформы подразделения докембрия.

Таблица 5

Региональная шкала геологического времени

Эон	Эра	Восточно-Европейская платформа		Время, млрд.лет
		Поздний протерозой	Венд Рифей	
PR Протерозойский	Неопротерозойская	Поздний протерозой	Венд	1,0
	Мезопротерозойская		Рифей	1,6
	Палеопротерозойская	Ранний протерозой		2,5
AR Архейский	Неоархейская	Поздний архей		2,8
	Мезоархейская			3,2
	Палеоархейская	Ранний архей		3,6
	Эоархейская			> 4,0

24. РАЗВИТИЕ ЛИТОСФЕРЫ

Этапы тектонического развития платформ

В развитии платформенных структур выделяют ряд этапов: доплатформенный, доплитный, плитный. Тектонические этапы состоят из стадий развития.

Доплатформенный этап характеризуется формированием земной коры континентального типа на базе океанической коры. Эта трансформация осуществлялась за счет складкообразования – на месте первичной коры океанического типа возникали складчатые горы. Складчатые структуры пересекались разломами, пронизывались интрузиями кислых и средних пород, и повсеместно подвергались региональному метаморфизму – возникали гранулитовый, амфиболитовый, гнейсовый, сланцевый комплексы. В пределах древних платформ характеризуемый этап занял большую часть архейского эона – завершился к концу мезоархея.

Доплитный этап характеризуется формированием кристаллического фундамента на месте горно-складчатого пояса. К началу доплитного этапа складкообразование сместилось на периферию горно-складчатой системы (на побережье). Протекавшие там процессы горообразования вели к дроблению горно-складчатого массива на блоки – в итоге возникли горы складчато-глыбовые. Межгорные прогибы пересекались разломами. По разломам в земную кору внедрялись базальтоиды, образуя дайки и другие линейно вытянутые структуры магматических пород основного состава. В начале неоархея в основном завершились процессы вулканизма и регионального метаморфизма. Метаморфизм основных вулканических пород (базальтоидов) привел к возникновению зеленокаменных поясов. Складчато-глыбовые пояса разрушались силами денудации, быстрые тектонические движения и вулканизм прекращались. В итоге от гор оставался выровненный спекшийся монолит, поверхность которого была представлена денудационной равниной – так

возникали кристаллические фундаменты платформ. В пределах древних платформ доплитный этап завершился в неопротерозое.

Плитный этап характеризуется накоплением осадочного чехла. Возникший на предыдущем этапе кристаллический фундамент мог испытывать только колебательные движения. Под действием отрицательных тектонических движений самые низкие участки поверхности фундамента подвергались морским трансгрессиям – там накапливались осадочные породы морского происхождения. Так формировались плитные участки платформ. Высокие участки поверхности фундамента оставались сушей и являлись щитами. Щиты могли возникнуть и позднее, даже на месте плит – если соответствующие территории испытывали тектоническое воздымание, то с поднятой поверхности силами денудации осадочный чехол удалялся, и на поверхности обнажались породы кристаллического фундамента. В пределах древних платформ плитный этап начался в конце неопротерозоя.

Необходимо обратить внимание на особенность развития платформ, входивших в состав Лавразии и Гондваны: с момента завершения доплитного этапа блоки Гондваны преимущественно оставались поднятыми – поэтому там велика площадь щитов. Наоборот, блоки Лавразии часто и надолго погружались под воды океанов – поэтому в Евразии и Северной Америке крупные территории заняты плитными структурами. Соответственно различаются особенности современного рельефа материков, а также преобладающие комплексы полезных ископаемых. Если в пределах Южных континентов большие площади заняты денудационными равнинами, то на поверхности Северных преобладают аккумулятивные. Соответственно, Евразия и Северная Америка выделяются запасами и добычей полезных ископаемых осадочного происхождения (каустобиолитов, горно-химического сырья). На Южных материках близко к поверхности сосредоточены ресурсы металлогоруд и драгоценных камней.

Структурно-тектонические и палеогеографические следствия процессов конвергенции и дивергенции

В результате *конвергенции* увеличивается площадь материков: либо за счет образования новых горных систем на периферии суши, либо за счет столкновения и слияния материков. Соответствующие этапы в истории Земли получили название *геократических*. Конвергенция сопровождается массивным интрузивным магматизмом, метаморфизмом и вулканизмом, в том числе и платформенным вулканизмом – излиянием базальтовых лав, формированием трапповых покровов. Эти процессы ведут к воздыманию суши и, как правило, к морским регрессиям. В итоге горообразования и морских регрессий сильно возрастают показатели площади, средней высоты и расчлененности рельефа суши, глубин океанов – резко возрастает общая расчлененность всей поверхности Земли. Кроме того, рост площади суши, ее высоты и пересеченности рельефа приводят к резкому увеличению территорий, занятых континентальным климатом. В пустынных условиях поверхностные отложения приобретают красновато-черную, красно-бурую окраску. Внутренние водоемы пересыхают, активизируется накопление хемогенных соединений: карбонатных, хлоридных и сульфатных солей. Аридизация климата влечет за собой изменения в составе и распространении представителей флоры и фауны.

В результате *дивергенции* массивы суши (платформы) распадаются на отдельные блоки – между ними возникают новые океаны. Распад материков обязательно сопровождается платформенным вулканизмом, излиянием базальтов. Континенты затапливаются морями, что ведет к накоплению осадочного чехла, в составе которого 95 % занимают морские осадки. Дробление суши и морские трансгрессии обуславливают широкое распространение влажных климатических условий. Расширяются площади лесных биотопов, увеличивается разнообразие организмов. Возрастает обводненность суши, в водоемах накапливаются орга-

нические осадки (сапрпели, торфа). Исторические этапы, во время которых суша дробилась и затапливалась морями, называют талассократическими.

25. ДОКЕМБРИЙСКИЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ

Догеологический этап (лунная эра)

На протяжении догеологического этапа формировались первичные оболочки планеты: лито-, атмо- и гидросфера. Первичная земная кора, возникшая из остывающего мантийного расплава, имела океанический тип строения – состояла из базальтового слоя. Она была хрупкой, тонкой, легко дробилась ударами метеоритов и тектоническими процессами. Ведущее место занимали эндогенные геологические процессы, а среди них – вулканизм. Образовалась первичная атмосфера, по составу предположительно аналогичная вулканическим газам. Остывание Земли вызвало конденсацию паров в атмосфере, что привело к формированию первичной гидросферы. Химический состав вод древнего Океана остается дискуссионным. Образование первичных оболочек обусловило начало деятельности экзогенных агентов: вступили в работу выветривание, поверхностные и подземные воды, ветер – началось накопление первых осадочных пород (преимущественно обломочного состава).

Ранний архей – рифей

Тектоника. На протяжении архея структурно разделилась литосфера – обособились участки с земной корой океанического и континентального типа. В начале архея активно протекали интрузивный магматизм и трещинный вулканизм, начались процессы метаморфизма. Метаморфизму подвергались как вулканогенные образования основного и ультраосновного состава, так и обломочные осадки, накопившиеся в неглубоких бассейнах. В результате возникли два комплекса древнейших горных пород Земли: кристаллических сланцев зеленокаменных поясов, а также гранитов и гранито-гнейсов. Породы этих комплексов вскрыты в Канадском, Балтийском и других кристаллических щитах. Первые в ис-

тории Земли граниты образовали гранитоидные купола – овалы структуры диаметром до 100 км (эти купола позднее стали ядрами древних платформ). Поверхность куполов являла собой небольшие и низкие участки суши, разделенные океанами – мелководными бассейнами с пологими бортами. В раннем архее на периферии гранитоидных куполов начались процессы складкообразования, сопровождавшиеся региональным метаморфизмом. Возникшие горно-складчатые сооружения соединяли купола, формируя все более крупные массивы коры материкового типа. В результате к середине протерозоя закончилось формирование кристаллических фундаментов древних платформ – в течение архея и раннего протерозоя докембрийские платформы переживали доплатформенный и доплитный этапы развития. Примерно 2,9–2,7 млрд лет назад произошло первое покровное оледенение. О нем свидетельствуют тиллоиды (сходные с тиллитами породы), вскрытые в верхнеархейском комплексе Витватерсранд Южной Африки. В океанах распространились простейшие формы жизни, деятельность которых обусловила накопление осадочных пород органогенного типа.

Органический мир. Древнейшие свидетельства жизни – следы углерода, накопленного фотосинтезирующими бактериями. Углерод найден в морских отложениях формации Исуа (возраст 3,7 млрд лет) на западе Гренландии. В мелководных архейских морях возникли строматолиты – самые ранние карбонатные постройки органогенного происхождения, внешне напоминающие коралловые. Строматолиты – продукт деятельности одноклеточных безъядерных организмов (прокариот), представленных архебактериями и эубактериями, в том числе – сине-зелеными водорослями, распространившимися не менее чем 3,5 млрд лет назад. Изобилие бактерий 2,5 млрд лет назад привело к появлению свободного кислорода в атмосфере.

Современными свидетельствами возможности жизни при экстремальных условиях (высоких температурах или морозе, в растворах кислот или щелочей, в темноте и отсутствии кислорода) служат следующие

факты. В гипертермальных водах (85 °С) гейзеров Йеллоустонского парка обнаружены термофильные бактерии, питающиеся растворами солей; одноклеточные микроорганизмы представлены также в кипящих (около 100 °С), насыщенных кислотами выбросах черных курильщиков дна океана.

Венд

Тектоника. Вся суша располагалась в Западном полушарии (на месте современного Тихого океана). Восточное полушарие занимал океан Панталасса (рис. 11).

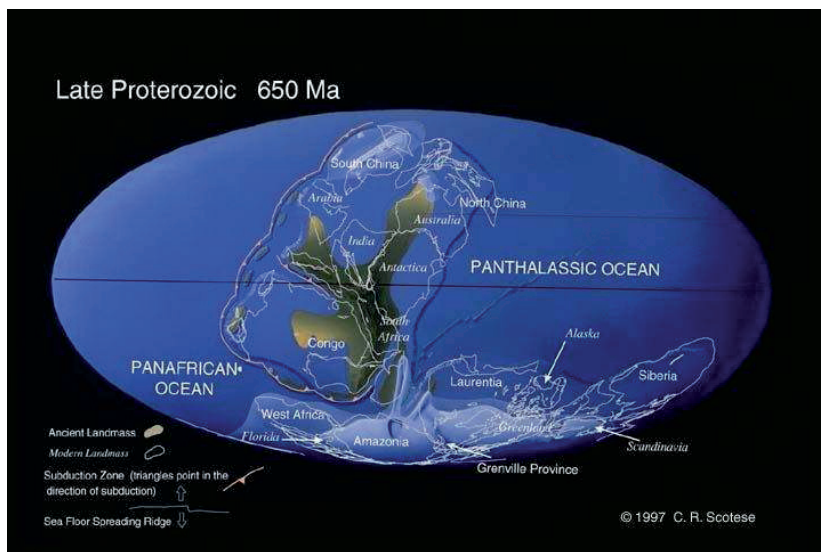


Рис. 11. Океаны и суша позднего протерозоя [15]

Суша представлена тремя массивами. Из них своими размерами выделялись два главных: Северная Гондвана и Южная Гондвана. Север-

ная Гондвана включала три платформы: Индостанскую, Австралийскую и Антарктическую. Южная Гондвана объединяла платформы Африканскую, Северо-Американскую, Южно-Американскую, Восточно-Китайскую и Южно-Китайскую. Отдельно от них на юге размещалась Сибирская платформа. Около 580 млн лет назад эти массивы сблизились, что привело к началу байкальской складчатости, и на несколько миллионов лет возник единый суперконтинент Паннотия (или Пангея-1). Во второй половине венда часть Паннотии оказалась в полярных широтах, и развилось покровное оледенение Южной Гондваны, о чем свидетельствуют тиллиты венда, найденные на территории Китая.

Органический мир. В начале протерозоя в морской среде возникли *эукариоты* – организмы с обособленным ядром и хромосомным аппаратом. В породах нижнего протерозоя возрастом 2 млрд лет в Южной Африке и Австралии обнаружены следы нефти, являющейся, возможно, наследием микрофлоры. Приблизительно такой же возраст установлен для окаменевших остатков многоклеточных водорослей, найденных в Северной Америке и Австралии. Примерно 1 млрд лет назад началось половое размножение организмов. Более 605 млн лет назад, на рубеже рифея и венда, произошел первый биологический взрыв – распространение получила эдиакарская фауна (вендобионты). Ее остатки найдены в слоях морских отложений, слагающих Эдиакарские холмы (близ гор Флиндерс в Южной Австралии) – здесь был обнаружен лагерштетт (захоронение отпечатков мягкотелых животных). Эдиакарская биота представлена древнейшими многоклеточными мягкотелыми (студенистыми, не имевшими твердых частей тела). Среди них известны крупные формы, достигавшие длины 1 м: диски перидонии и птеридинии (диаметром до 60 см); членистые отпечатки сприггины (существа, похожего на трилобита). Возможно, эдиакарские обитатели являлись не фауной и не флорой, а совершенно особой ветвью органического мира. Распространение вендобионтов совпало по времени с резким увеличением доли кислорода в атмосфере – от 0,2 % до 17 %. В конце венда произошло

первое массовое вымирание – исчезли практически все многоклеточные животные. В течение протерозоя имели место четыре ледниковых этапа: 2,3; 0,9; 0,8 и 0,6 млрд. лет назад.

Полезные ископаемые докембрия. Докембрийский этап охватывает около 85 % времени развития земной коры, и характеризуется господством эндогенных полезных ископаемых. В породах архея и протерозоя заключено до 80 % мировых запасов железа, титана, никеля, золота, платиноидов и урана; практически все коренные месторождения строительного камня: гранита, лабрадорита, мрамора и кварцита; крупнейшие запасы слюд и графита; свыше 25 % запасов марганца, хрома, меди, свинца и цинка.

27. ПАЛЕОЗОЙСКИЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ

Кембрийский период

Тектоника. На протяжении кембрия существовало от трех до четырех крупных массивов суши и два океана. В начале кембрия суперконтинент Паннотия раскололся, из его раздвинувшихся частей сформировались четыре материка, распределившихся по Восточному и Западному полушариям. В Восточное полушарие сместилась Гондвана (в ней находились платформы Китайская, Индостанская, Австралийская, Антарктическая, Африканская и Южно-Американская). Неподалеку от Гондваны лежала затопленная водами океана Авалония (восток Северо-Американской платформы). В Западном полушарии находились три материка: Сибирь, Балтика (Восточно-Европейская платформа и большая часть Скандинавии) и Лаврентия (большая части Северо-Американской платформы, Шотландия, Гренландия и Ньюфаундленд). Между материками Западного полушария простирался океан Япетус, а вокруг них – океан Панталасса.

В раннем кембрии завершилась байкальская складчатость, начавшаяся еще в позднем протерозое (в рифее). Складчатые сооружения байкальского возраста возникали на периферии древних платформ, наращивая или соединяя их воедино. В байкальскую складчатость возникли Тимано-Печорская складчатая область, Енисейский кряж, Восточный Саян, северо-запад Забайкалья и юго-восток полуострова Лабрадор. Крупными массивами байкалид обрамлена на востоке Австралийская платформа и спаяны блоки Южно-Американской, Африканской и Аравийской платформ. В позднем кембрии материка сохранились прежние, но почти все они лежали в Южном полушарии (рис. 12).

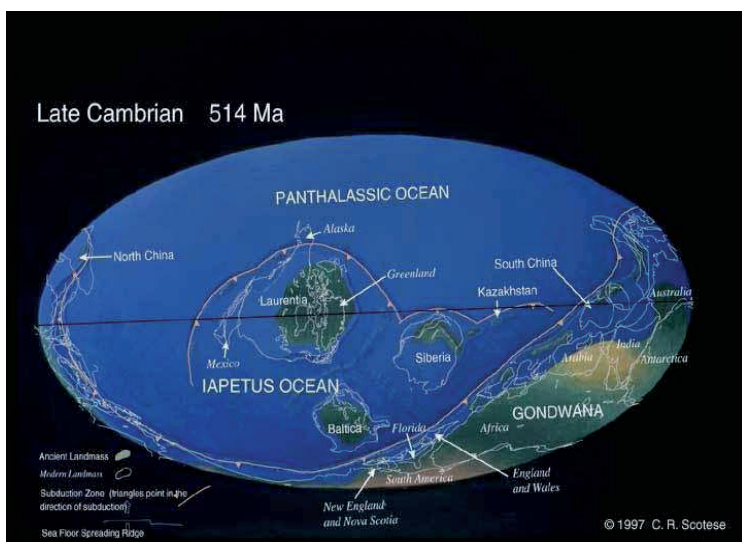


Рис. 12. Океаны и суша позднего кембрия [15]

К Северному полушарию сдвинулись Лаврентия и Восточная Сибирь. В Южном полушарии возвышались Гондвана и Балтика. Рядом с Гондваной на дне океана лежали затопленные Авалония (восток Северо-Американской платформы), Иберия (Пиренейский полуостров) и Арморика (древняя часть Западной Европы). Между северными и южными материками раскинулся океан Япетус. Перемещение Сибири на юг привело к столкновению с более мелкими обломками Паннотии – началась каледонская складчатость. В конце кембрия над водами поднимались Гондвана, Лаврентия и Балтика.

Органический мир. После таяния вендских покровных ледников уровень океана поднялся, окраины материков затопились теплыми мелкими морями. С началом кембрия связан второй биологический взрыв, хотя жизнь еще была сосредоточена в океане. Кембрийская флора представлена различными водорослями. В морях появилась масса новых форм животных, но почти все – небольших размеров (до нескольких сан-

тиметров). Развились первые животные с наружным скелетом, останки которых широко распространены в отложениях кембрия. Руководящее значение принадлежит остаткам древнейших рифостроителей Земли – археоциатов, от которых сохранились вложенные друг в друга карбонатные конусы. Известны конусовидные и блюдцеобразные карбонатные раковины примитивных моллюсков, в том числе плеченогих (брахиопод) и головоногих (цефалопод). Возникли и приобрели породообразующее значение мельчайшие (до 1 мм) колониальные бентосные животные – мшанки. Развились панцирные формы древних членистоногих – трилобитов (с панцирями карбонатного или фосфатного состава). Широчайшее распространение и видовое разнообразие трилобитов превратило этих животных в символов кембрия и последующего ордовика. В лагерштетте сланцевой формации Берджесс (на территории западно-канадской провинции Британская Колумбия) найдено множество отпечатков, среди которых особо знамениты червеобразная галлюцигения, головохоботные животные. Здесь же обнаружен крупнейший хищник кембрия – аномалокарис (или лаггания), длиной более 1 м. В раннем кембрии развилось первое хордовое существо – юннанозоон. На смену ему в середине кембрия пришла пикайя (обе формы подобны ланцетнику). В середине кембрия произошло второе массовое вымирание, в результате которого исчезло 70 % видов животных. Затем последовал третий биологический взрыв, и господство получили членистоногие (панцирные трилобиты), иглокожие, мшанки, губки, фораминиферы и щетинистые черви. Продолжили развитие брахиоподы и пикайя. Из всех названных животных форм кембрия до наших дней дожили головохоботные, мшанки, фораминиферы и брахиоподы. Конец кембрия ознаменовался третьим массовым вымиранием, охватившим более 50 % видов животных.

Ордовикский период

Тектоника. Существовали четыре крупных массива суши и четыре океана. Большая часть суши по-прежнему находилась в южном полушарии (рис. 13). От Гондваны откололись и удалились Авалония (восток Северо-Американской платформы) и Арморика (древняя часть Западной Европы) – между этими тремя массивами заложилась пересекающиеся крестом рифты, давшие начало океану Рея. Океан Япетус, лежавший между Балтией и Лаврентией, наоборот, начал закрываться.

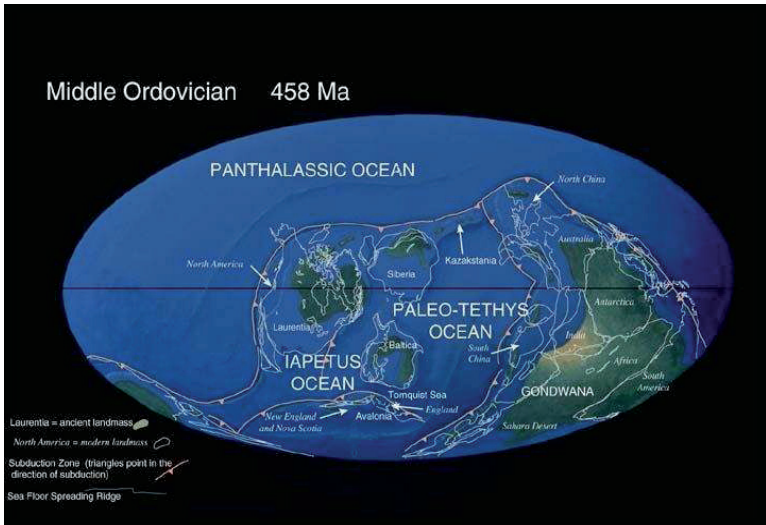


Рис. 13. Океаны и суша среднего ордовика [15]

На юго-востоке, между Балтикой, Сибирью и Гондваной началось формирование Уральского океана. К северу от него, между Сибирью и севером Гондваны, возник океан Палеотетис. В ордовике происходили едва ли не крупнейшие морские трансгрессии фанерозоя: погружались под воду Балтия, Лаврентия и Сибирь. В конце ордовика массивы суши

оказались близ Южного полюса – распространились покровные ледники Великого оледенения Гондваны. Гиллиты ордовика найдены в Южной Америке, Африке, на Аравийском и Пиренейском полуостровах.

Органический мир. Ордовикский период ознаменовался четвертым биологическим взрывом. По-прежнему господствовали мелкие формы морской жизни, насчитывавшие более 600 семейств. Руководящее значение приобрели строматопораты (огромные дисковидные губки) и граптолиты. Граптолиты – прикрепленные ко дну колониальные животные (возможно, кишечно-полостные) с общим для всей колонии трубчатым дендровидным скелетом. Продолжили развиваться брахиоподы и членистоногие (трилобиты, некоторые до 1,5 м длиной). Для всего раннего палеозоя (кембрий – силур) важнейшими руководящими являются четыре формы организмов: трилобиты, брахиоподы, граптолиты и археоциаты. Только в составе палеозойской толщи представлены остатки организмов неясного происхождения и систематического положения: конодонтов и акритархов. Среди головоногих моллюсков возникли крупнейшие хищники ордовика – эндоцератиты (весом до 3 т). Расширились ареалы рифообразующих животных: строматопорат, мшанок и кораллов. Коралловые организмы разделились на табуляты и четырехлучевых, или ругоз. Возникли первые истинные позвоночные, представленные бесчелюстными рыбами – небольшими (длиной до 20 см) акулородными животными, защищенными кожистым панцирным полупокровом. На сушу вышли растения и животные. Первые наземные растения – споровые мохообразные – бриофиты. Первые сухопутные животные – членистоногие, вышедшие из пресной воды, что установлено по отпечаткам следов на глинистых породах. Большую часть ордовика климат сохранялся теплым и влажным, но во второй его половине началось похолодание и иссушение. На конец ордовика пришлось Великое оледенение Гондваны и четвертое массовое вымирание животных (исчезло более 60 % видов).

Силурийский период

Тектоника. Почти вся суша размещалась в южном полушарии, и оледенение по-прежнему захватывало крупные участки Гондваны. Существовали три крупных массива суши и четыре океана. Северное полушарие находилось под водами океана Панталасса. Затопленная Лаврентия и Балтика сближались – в южном полушарии исчезал океан Япетус. Суша представлена тремя материками: Лаврентией, Балтикой и Гондваной. Гондвана включала Индостанскую, Австралийскую, Африканскую, Антарктическую и Южно-Американскую платформы. Между этими тремя континентами раскинулся океан Рея (рис. 14).

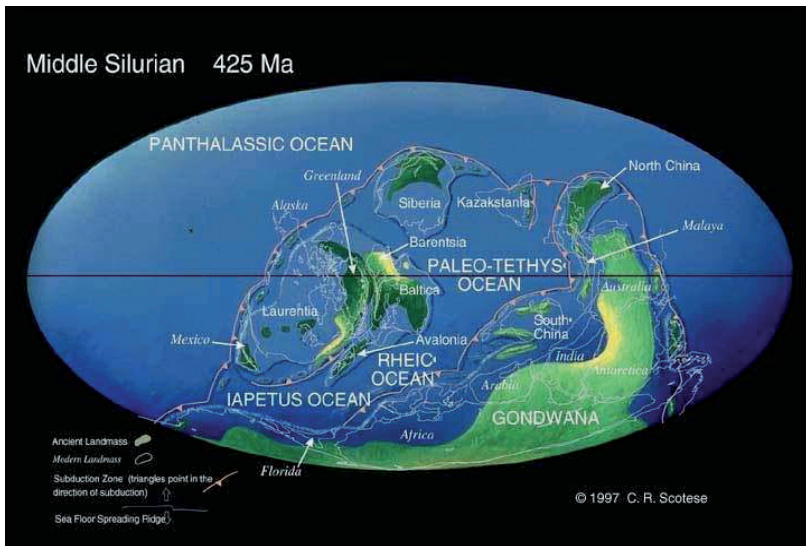


Рис. 14. Океаны и суша среднего силура [15]

На дне его лежали затопленные Авалония (восток Северо-Американской платформы) и Арморика (древняя часть Западной Европы). Авалония и Арморика постепенно смещались от Гондваны в сторо-

ну Лаврентии и Балтики. Лаврентия, в свою очередь, двигалась к Балтике. После столкновения Лаврентии с Балтикой океан Япетус исчез, на его месте возникли складчатые массивы.

Завершались каледонская складчатость, и возник единый массив суши – Еврамерика. Каледониды представлены Северными Аппалачами, горами востока Гренландии, горами Шпицбергена, Ирландии и Шотландии, Скандинавскими, Западным Саяном, Горным Алтаем, Кузнецким Алатау и Горной Шорией, сооружениями севера и центра Казахского мелкосопочника, хребтами Северного Тянь-Шаня и Наньшаня, западными отрогами большого Водораздельного хребта и проч.

Органический мир. Силурийский период отмечен пятым биологическим взрывом, приведшим к росту размеров животных. В морях вымерли эндоцератиты, зато появились наутилоидеи – головоногие с коническим панцирем. Быстро развивались и приобрели руководящее значение колониальные граптолиты. Появились древнейшие морские лилии – криноидеи. В океане появились паукообразные, а также водяные скорпионы. Среди последних размерами выделялись эвриптериды – морские ракоскорпионы длиной более 3 м, крупнейшие обитатели силурийских морей. Начался расцвет позвоночных, в том числе с костным скелетом. Продолжилось развитие бесчелюстных – среди них лишенный панциря ямойтий и укрытая костным полупанцирем ателеаспида. Появились чешуистые рыбы – акантоды и первые хрящевые рыбы. Главное событие в развитии сухопутной флоры – возникновение прямостоячих сосудистых растений – риниофитов (или псилофитов). Риниофиты – небольшие, высотой до 30 см споровые болотники, не имевшие настоящих корней, их представитель – куксония. Риниофиты – единственный известный вымерший класс растений. На суше господствовали членистоногие животные: распространились скорпионы, пауки и многоножки. В верхнесилурийских отложениях найдены древнейшие (420 млн лет) останки наземных хищников – клещей палеокаринусов.

Девонский период

Тектоника. Девон – период относительного тектонического покоя. Существовали четыре океана, три крупных материка и несколько мелких. Суша значительно раздроблена и почти целиком располагалась в Западной полушарии (рис. 15).

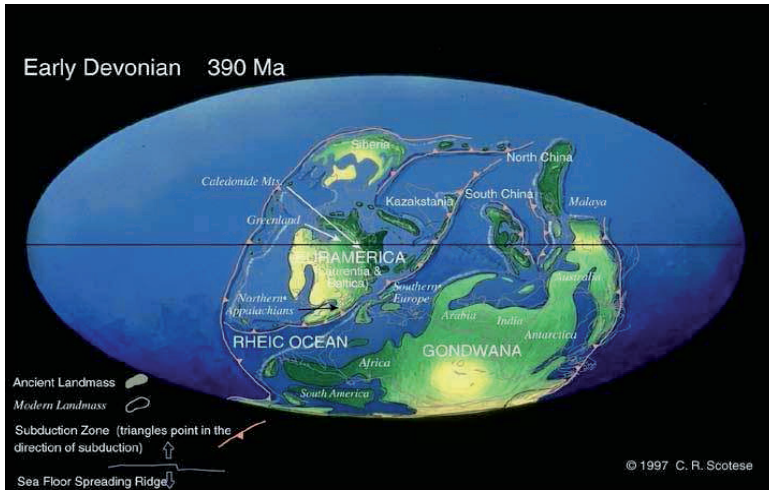


Рис. 15. Океаны и суша раннего девона [15]

На юге Западного полушария разместились Гондвана, на севере – Евразмерика, Сибирь и мелкие массивы. Континенты сближались, лежащие между ними океаны (Рея, Уральский и Палеотетис) уменьшались в размерах. В состав Евразмерики входили Лаврентия, Балтика и Авалония (восток Северо-Американской платформы), а также затопленная Арморика (древняя часть Западной Европы). Рядом с Евразмерикой лежали полузатопленные Иберия и Сибирь. Рельеф Евразмерики отличался расчлененностью: меж горными системами каледонского возраста размещались крупные котловины. Эти котловины то затапливались мо-

рями, и тогда в них отлагались известняки, то пересыхали, что вело к накоплению солей.

В конце девона на юге Западного полушария возвышалась монолитная Гондвана, объединявшая Индостанскую, Австралийскую, Антарктическую, Африканскую и Южно-Американскую платформы. В Восточном полушарии раскинулся океан Панталасса, из-под вод которого островами приподнимались фрагменты затопленной Китайской платформы.

Органический мир. Девон – век рыб. Габариты животных возрастали, крупнейший морской хищник – панцирная рыба динихтис – в длину превышал 10 м. К концу девона почти все бесчелюстные рыбы исчезли, до нашего времени сохранились только миноги и миксины. Челюстные рыбы разделились на группы: панцирные, лучеперые, кистеперые, истинные акулы, двоякодышащие рыбы. Среди морских беспозвоночных руководящее значение сохранили моллюски: брахиоподы и головоногие. В составе головоногих появились новые группы: аммоноидеи и наутилоидеи. Гигантские рифы строились кораллами (ругозами, табулятами) и строматопоратами. Изменилось строение наземных растений – возникли прочные древесные ткани и органы, подобные корням. В середине девона, около 375 млн лет назад, возникли лесные сообщества. Первыми древовидными растениями были споровые: плауновидные, папоротниковидные, хвощевидные. В конце девона возникли первые голосеменные растения – кордаиты. В позднем девоне появились возможные предшественники наземных четвероногих позвоночных – рыбы пандерихтииды. В конце позднего девона распространились первые четвероногие животные – амфибии с жабрами и легкими – стегоцефалы. На суше обитали членистоногие, земноводные, некоторые брюхоногие моллюски (или гастроподы). В позднем девоне произошло массовое вымирание, охватившее более 50 % видов животных.

Каменноугольный период

Тектоника. Вся суша лежала в Западном полушарии. В результате сближения материков началась герцинская складчатость. Евразмерика вплотную приблизилась к Гондване, и океан Рея практически замкнулся, став одним из заливов Палеотетиса. С севера к Евразмерике почти прикнули Сибирь и Казахстан, что привело к исчезновению Уральского океана. Таким образом, в карбоне началось формирование грандиозного суперконтинента Пангеи – в него пока не вошли только Сибирская и Китайская платформы, которые были представлены разрозненными островами (рис. 16).

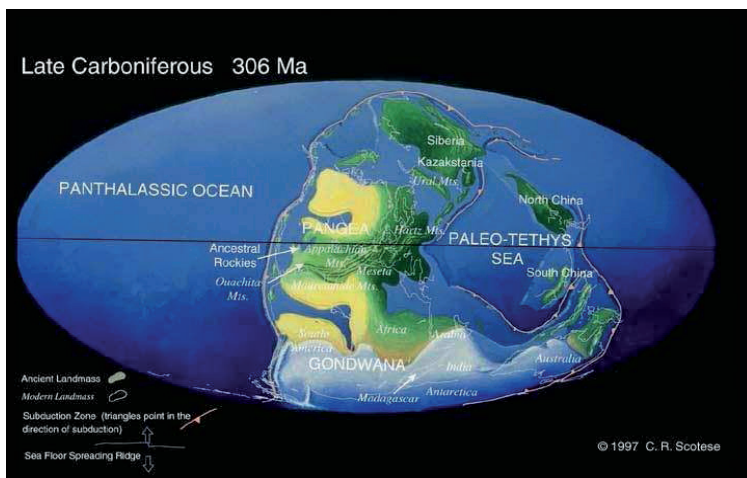


Рисунок 16. Океаны и суша позднего карбона [15]

После объединения древних платформ остался по сути лишь один океан – Панталасса. От него внутрь Пангеи гигантским заливом с востока внедрялся океан Палеотетис. Блоки Пангеи в конце карбона во многих местах еще разделялись протяженными и глубокими проливами и заливами. Массив Гондваны в очередной раз оказался на Южном полюсе –

началось покровное оледенение Гондваны. В это же время жаркий и влажный климат сохранялся в пределах Еврамерики – здесь активно накапливались гигантские запасы торфа, позднее превратившиеся в угли.

Органический мир. Бурно развивались леса, и содержание атмосферного кислорода достигло пика во всей истории Земли – 35 %. В лесах росли споровые и голосеменные деревья. Размерами и разнообразием выделялись древовидные папоротники, древовидные плауны – лепидодендроны и сигиллярии, древовидные хвощи – каламиты. Широко распространились голосеменные деревья – кордаиты, а также древесные и кустарниковые формы глоссоптеридиевых. В океанах росло разнообразие акул и костных рыб. Землю заселили гигантские членистоногие. Их морскими представителями были эвриптериды, в частности, гиббертоптерус Скоулера, достигавший 3 м в длину (крупнейшее членистоногое за всю историю Земли). На суше обитали пульмоноскорпионы (до 70 см длиной) и древние пауки-сенокосцы. Возникли первые летающие обитатели планеты – гигантские стрекозы, с размахом крыльев до 1 м. На суше распространились такие амфибии, как антракозавры (их представитель – силванерпетон). Признаки амфибий и рептилий сочетала эвкритта. Почти настоящей рептилией была вестлотиана лиззия. Наконец, возникли первые истинные яйцекладущие рептилии – палеотирис и гилономус Лайеля. В позднем карбоне яйцекладущие четвероногие разделились на две ветви: рептилий и синапсид. Среди руководящих морских беспозвоночных многообразием форм выделились представители фораминифер (одноклеточных простейших) – фузулиниды, длина их карбонатных раковин достигала 3 см. Руководящее значение принадлежит мшанкам, брахиоподам, криноидеям, морским ежам, кораллам (табулятам и ругозам). Развивались двустворчатые и брюхоногие моллюски. В конце карбона произошло покровное оледенение.

Пермский период

Тектоника. Массивы почти всех древних платформ соединились – завершилась герцинская складчатость, и на планете возник единый континент Пангея. Вокруг него раскинул воды океан Панталасса, а с востока внутрь Пангеи вклинивался океан Палеотетис (рис. 17).

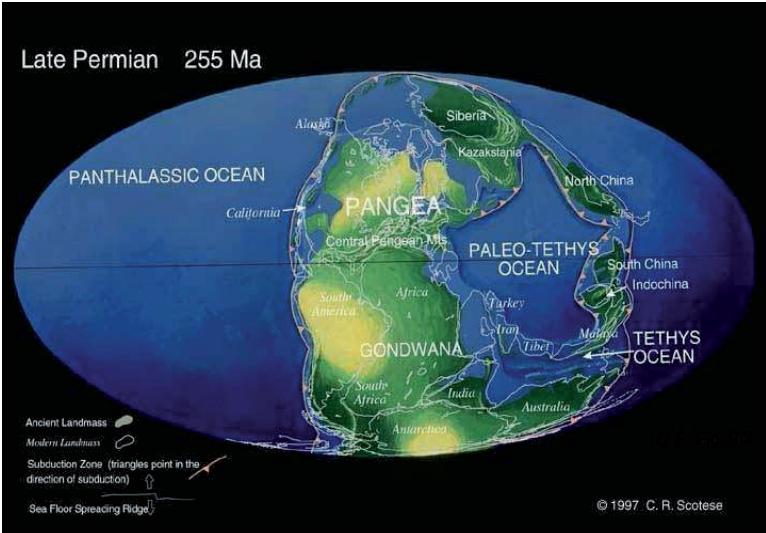


Рис. 17. Океаны и суша поздней перми [15]

В состав Пангеи не вошли только три платформенных области: Северного и Южного Китая и Индокитая – они служили восточным обрамлением Палеотетиса. В конце перми и эти платформы слились, превратив Палеотетис в замкнутый бассейн. От Гондваны откололись и двинулись на север центральные массивы современных Анатолийского, Иранского и Тибетского нагорий. В пермском периоде уровень морских вод упал до минимальной отметки за всю историю фанерозоя. Герцинский орогенез сопровождался крупнейшим вулканизмом на территории Сибирской

платформы – из трещин изливались потоки базальтовых лав, формируя огромные трапповые покровы.

Складчатые сооружения герцинского возраста ныне представлены на всех материках. Ими сформированы кристаллические фундаменты молодых платформ: Патагонской, Западно-Европейской, Скифской, Туранской, Западно-Сибирской. К концу палеозоя завершилось складкообразование в Южных Аппалачах, горах Герцинской Европы, на Урале, востоке Казахского мелкосопочника, в Южном Тянь-Шане, на Алтае, Куньлуне, в Большом Водораздельном хребте, Капских горах и проч.

Гигантские размеры суши и обмеление океана обусловили невиданную степень аридности климата, что привело к сокращению роли споровых растений, и росту значения голосеменных. В районах влажного теплого климата накапливались массы отмершей растительной органики, давшие начало формированию крупнейших угольных месторождений (Кузбасс, Печорский бассейн и др.). Шельфовые моря превращались в лагуны, где в засушливом климате активно накапливались соли – свыше 80 % мировых запасов калийной соли имеют пермский возраст. В конце пермского периода начался раскол Гондваны, ее обширные участки вновь испытали покровное оледенение.

Органический мир. Руководящее значение в составе морской фауны принадлежит представителям фораминифер – фузулинидам, которые к концу перми вымирают. Руководящими являлись многие виды брахиопод и мшанок. В ранней перми вся суша объединилась в один массив – Пангею, что привело к установлению геократических условий и резкому усилению континентальности климата. С этим связана деградация споровых (особенно древовидных плаунов и хвощей), и начало расцвета голосеменных. Среди голосеменных формировались птеридоспермовые, хвойные, цикадовые и гинкговые – все они получили лидерство позднее, в мезозое. В начале перми суша северного полушария находилась в теплых климатических условиях – здесь росли примитивные хвойные (вальчия), тогда как в более прохладном южном полушарии распространились

голосеменные папоротники – глоссоптериды. В конце перми господство на Земле получили голосеменные. Развитие сухопутных рептилий ознаменовалось распространением синапсид. В ранней перми среди синапсид появились холоднокровные пеликозавры – они составляли 75 % числа всех видов наземных четвероногих. В поздней перми пеликозавры вымерли, зато распространились терапсиды, а среди них – цинодонты. Цинодонты («собачьи зубы») обладали рядом признаков, характерных млекопитающим: они были первыми четвероногими с дифференцированными зубами, ноги цинодонтов располагались под туловищем (как у современных млекопитающих), а не сбоку от него (как у нынешних рептилий). В перми возникла первая летающая рептилия – целурозавравус. Роль крыла у нее выполняла кожистая пленка, натягивавшаяся между длинными ребрами. На конец перми приходится *величайшая экологическая катастрофа* – самое страшное за всю историю массовое вымирание животных. Погибло 90 % видов морских беспозвоночных (из 250 000 видов выжило 10 000), среди них – все трилобиты и фузулиниды, почти все брахиоподы. На суше исчезло 2/3 семейств терапсидов и 1/3 семейств амфибий.

27. МЕЗОЗОЙСКИЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ

Триасовый период

Тектоника. Триасовый период характеризуется относительным тектоническим покоем и преобладанием геократических условий. Только в позднем триасе проявились первые фазы киммерийской складчатости. В меридиональной плоскости Земля разделялась на две части: одна из них была занята океаном Панталасса, другая – Пангеей и расширявшимся океаном Тетис (рис. 18).

Единый массив Северного, Южного Китая и Индокитая примкнул к юго-восточной окраине Лавразии. Южнее, до границ Гондваны, простирался океан Тетис. Продолжались распад Гондваны и излияния трапповых лав в Сибири.

Органический мир. На протяжении большей части триаса климат оставался континентальным. Влажность возросла лишь к концу триаса, что связано с началом распада Пангеи. Триас – переходный период в развитии органического мира – наряду с появлением новых, мезозойских форм, продолжали существовать и представители палеозоя. В морях распространились головоногие моллюски, остаткам которых принадлежит руководящее значение. Среди них амmonoидеи со спирально закрученной раковиной, и белемниты с цилиндрическим ростром. На смену вымершим древним кораллам (ругозам и табулятам) пришли шестилучевые кораллы. В начале и середине триаса бурно развивались конодонты, но в конце триаса они окончательно вымерли. Разнообразнее стали костные рыбы. На мелководье активно расселялись двустворчатые моллюски. Изменялась растительность суши – голосеменные древовидные папоротники исчезли, хотя их споровые представители сохранились. Процветали хвощи и цикадовые, увеличилось разнообразие хвойных – в целом на суше преобладали голосеменные.

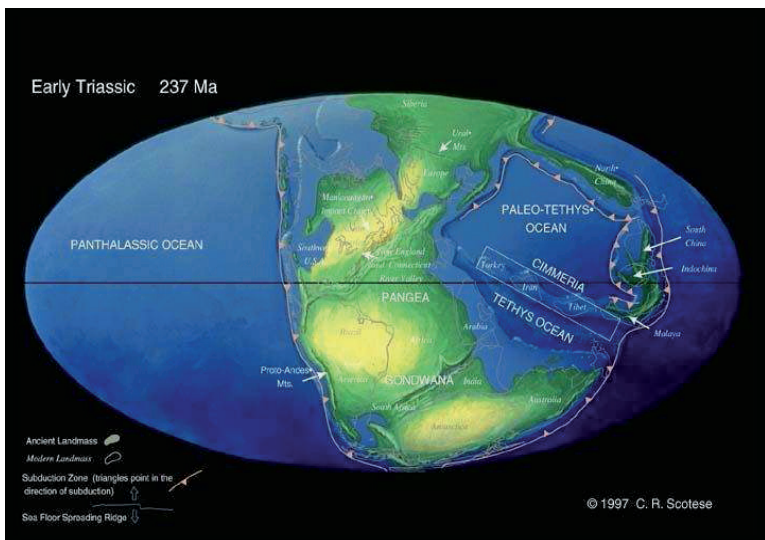


Рис. 18. Океаны и суша раннего триаса [15]

Изменялся животный мир суши: если в начале триаса еще широко распространены были хвостатые амфибии (лабиринтодонты), то к концу триаса они вымерли, уступив место бесхвостым – лягушкам. Среди обитателей суши многие четвероногие перми также вымерли, но цинодонты сохранились, разнообразие их возросло – распространились архозавры, из которых большими размерами выделялся постозух. Цинодонты («собачьи зубы») явились, вероятнее всего, прямыми предками древнейших млекопитающих. Первые млекопитающие возникли в триасе – они были яйцекладущими и отличались малыми размерами (длиной 5 – 15 см). Их представителями можно назвать птилидуса и мегастродона. Среди водных рептилий господствовала новая группа – фитозавры, и их крупнейший хищный представитель – рутиодон. В конце триаса власть в небе захватили летающие рептилии – птерозавры, у которых кожистые перепонки натягивались уже не между ребрами, а между конечностями и ту-

ловищем (древнейшая форма – эвдморфодон). В триасе некоторые группы рептилий переходят к жизни в воде и быстро получают там господство – владыками морей стали ихтиозавры, в том числе крупнейшие из них – шонизавры (до 15 м в длину). В конце триаса на суше распространились потомки архозавров – динозавры. Возникла первая птица (нелетающая) – протоавис.

Юрский период

Тектоника. В пределах океана Панталасса формировалась котловина Палеотихого океана. Пангея разделилась крестообразно пересекающимися разломами и затем распалась – начал формироваться центр будущей Атлантики (рис. 19).

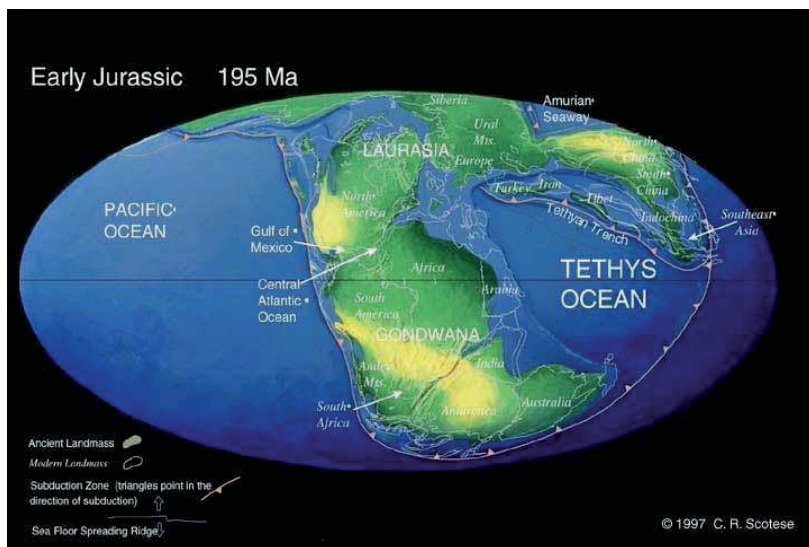


Рис. 19. Океаны и суша ранней юры [15]

Огромная Гондвана двинулась к югу. Лавразия раздробилась и сместилась на север. Северо-Американский блок вместе с Гренландией отделился от остальной части Лавразии и от Южной Америки – зарождались Северная Атлантика и Северный Ледовитый океан.

В середине юры возник разлом между Африканской и Южно-Американской платформами – заложилась впадина Южной Атлантики (рис. 20). Начал закрываться океан Тетис – на его месте формировались горно-складчатые сооружения мезозойской (киммерийской) складчатости.

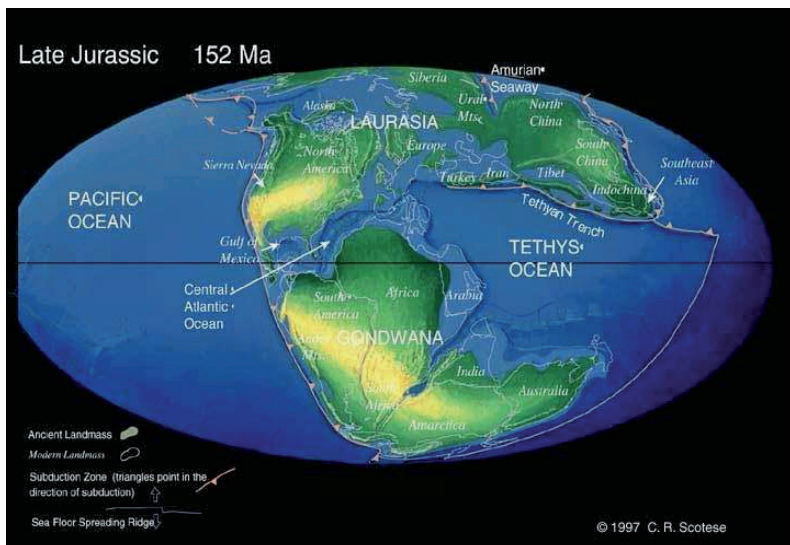


Рис. 20. Океаны и суша поздней юры [15]

Органический мир. Распад Пангеи привел к прогрессирующим морским трансгрессиям и установлению талассократических условий. Окраины материков затопились мелкими шельфовыми морями, увеличилась влажность и температура воздуха – климат стал «парниковым». В

мелководных теплых морях широко распространились планктон и кораллы, возникли грандиозные коралловые рифы. Органический мир в юре приобрел типично мезозойский облик. Юра – это период расцвета рептилий, получивших господство в морях, на суше и в воздухе (юру часто называют веком динозавров). Среди морских беспозвоночных руководящее значение получили (и стали символом юрского периода) аммониты – головоногие моллюски, диаметр раковины которых мог превышать 2 м. Столь же широкое распространение получили и головоногие моллюски белемниты, подобные современным кальмарам. Окаменевший ростр белемнитов, или «чертов палец», иногда достигает длины 40 см.

Появились и приобрели рифообразующее значение шестилучевые кораллы, аналогичные современным. На мелководье рифов селились моллюски: двустворчатые рудисты и брюхоногие неринеи (со спиральной раковиной). Важнейшим событием явилось бурное развитие двух групп планктонных организмов: одноклеточных водорослей кокколитофорид и простейших фораминифер. Скопления их карбонатных скорлупок создали толщи известковых пород. Среди морских позвоночных господствовали рептилии: ихтиозавры (до 15 м длиной), плезиозавры (длинношеие ящеры до 14 м длиной) и плиозавры (короткошеие ящеры до 12 м длиной). Увеличилось разнообразие рыб. Преобладали костные ганоиды – рыбы округлой формы, с толстыми чешуями. Распространялись костистые рыбы, подобные современным. Существенно изменилась растительность суши. Сильно упала роль споровых – исчезли древовидные плауны и хвощи, хотя папоротники по-прежнему процветали. В юре продолжалось господство голосеменных. Их типичными представителями были деревья лиственные: цикадовые, беннетитовые, чекановские, а также гинкговые (дожили до наших дней). Развивались и хвойные (например, предки секвойи). Важнейшим событием раннего мела явилось возникновение покрытосеменных (цветковых) – колючих кустарников, таких как архефруктус (ранее древнейшими цветковыми полагали магнолий, возможными предками которых были беннетиты). Широкое

распространение болот обусловило активное торфонакопление – юрские слои по запасам углей занимают третье место после карбоновых и пермских (в отложениях юры заключено более 15 % мировых запасов ископаемых углей). В животном мире суши господствовали динозавры, которых разделяют на две группы: звероящеров и птицеящеров. Принципиальное отличие между ними заключалось в строении тазового пояса. У звероящеров тазовый пояс был построен почти так же, как у современных ящериц, у птицеящеров – почти как у птиц. Группа звероящеров делится на два отряда: травоядных (зауроподы) и хищных (тероподы). Среди травоядных крупнейшими были брахиозавр, или рукоящер (длиной до 23 м и весом до 60 тонн), бронтозавр, или апатозавр (весом до 30 тонн), диплодок (длиной до 23 м и высотой более 11 м), стегозавр (длиной до 9 м). Хищные динозавры были представлены аллозавами. В числе птицетазовых ящеров нужно отметить отряд анкилозавров – самых распространенных из растительноядных динозавров. В начале юрского периода развивается новая группа мелких млекопитающих – многобугорчатые млекопитающие (например, морганукодон, длиной около 15 см), обитавшие на планете около 40 млн. лет. Многобугорчатые были живородящими и растительноядными. В воздухе продолжалось господство птерозавров: птеродактили, рамфоринхи, птеранодоны (с размахом крыльев до 12 м). Появляется первая летающая птица – археоптерикс (размером с сороку).

Меловой период

Тектоника. В начале мелового периода большая часть суши находилась в Западном полушарии. Почти завершилось разделение Южной Америки и Африки – продолжалось формирование Южной Атлантики.

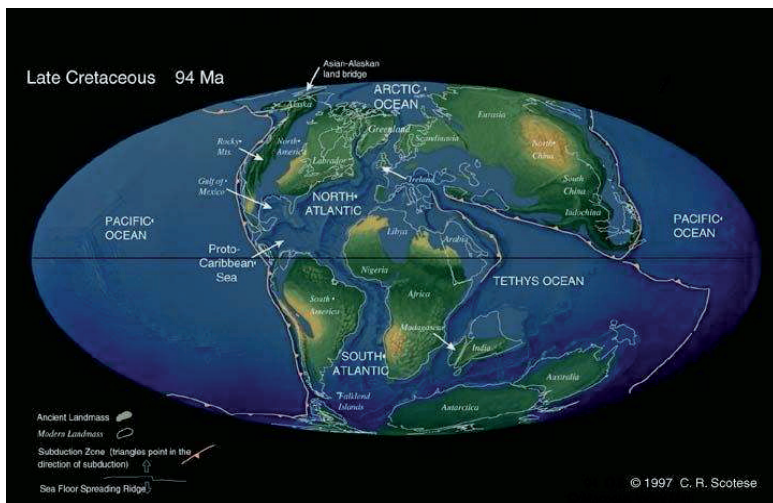


Рис. 21. Океаны и суша в начале позднего мела [15]

На восточной окраине Африканского разломы отделили платформы Австралийскую, Антарктическую, Индостанскую и Мадагаскар. В результате заложилась впадина Индийского океана, и восточная окраина Тетиса начала сужаться. Северная Америка с Гренландией обособились от Южной Америки и еще сильнее отодвинулись от Евразии – в итоге океан Тетис проник в Северную Атлантику и соединил западную и восточную окраины Палеотихого океана. Китайская платформа впервые целиком стала сушей. Во второй половине мела суша распределилась между Северным и Южным полушариями. В начале позднего мела возникло два новых массива суши: объединенные Антарктида и Австралия, а также Индостан с Мадагаскаром (рис. 21). Эти массивы окончательно распались в конце позднего мела, когда Австралия и Антарктида двинулись на юго-восток, а Индостан в сопровождении более мелких блоков (Иранского, Тибетского и проч.) – на север.

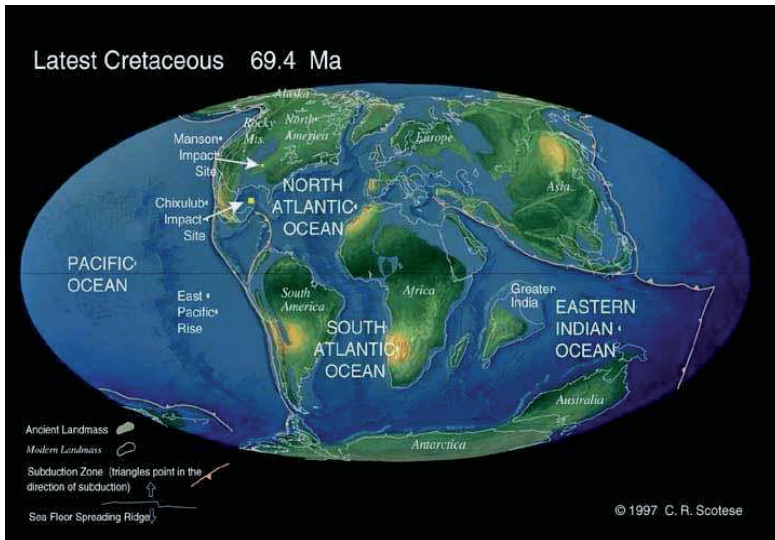


Рис. 22. Океаны и суша в конце позднего мела [15]

В позднем мелу соединились в одно целое не только бассейны Северной и Южной Атлантики, но и все океаны – на планете установился талассократический режим. Атлантика на востоке сливалась с Тетисом, на севере – с Северным Ледовитым, а на западе – с Палеотихим океанами (рис. 22). Завершалась киммерийская (мезозойская) складчатость. Индостан покрылся сетью разломов, из которых излились гигантские объемы базальтов – сформировались трапповые покровы плоскогорья Декан. Киммерийские горно-складчатые сооружения приурочены к двум поясам: Тихоокеанскому и Альпийско-Гималайскому. Они развиты в пределах Скалистых гор и Кордильер США и Канады, в Верхояно-Чукотской складчатой области и Сихоте-Алине, в южном обрамлении Тибета, горах Индокитая и п-ова Малакка. На рубеже с палеогеном – 65 млн. лет назад, Земля подверглась ударам астероидов: на севере современного Юкатана и на побережье Карского моря.

Органический мир. В меловом периоде моря охватили наибольшую площадь за всю историю фанерозоя. Благодаря этому климат оставался теплым и влажным – нигде не найдено тиллитов не только мелового, но и в целом мезозойского возраста. Изменяется растительность суши – если в раннем мелу господствовали голосеменные, преобладали кедр и секвойи, то с середины мела широко распространились покрытосеменные: предки современных магнолий, ив, тополей, платанов, лавров. К концу мела сложились все основные группы цветковых растений.

В океане обитали те же группы беспозвоночных, что и в юре: аммониты, белемниты, шестилучевые кораллы. Отмечаются три уникальные особенности морских беспозвоночных мела. Во-первых, широчайшее развитие микроскопических кокколитофорид, обусловившее накопление запасов белого писчего мела. Во-вторых, гигантизм многих беспозвоночных – диаметр раковин меловых аммонитов превышал 2 м. В третьих, двустворчатые моллюски (рудисты) испытали эколого-морфологическую метаморфозу, в результате которой они приобрели рифообразующее значение. Среди морских позвоночных по-прежнему господствовали рептилии, однако на смену исчезающим ихтиозаврам пришли еще более грозные хищники – мозазавры, длина которых превышала 15 м. Мозазавры были крупнейшими и наиболее высокоразвитыми из морских рептилий. Распространились гигантские черепахи: архелон и аллоплеврон (длиной до 5 м). Развились также величайшие из животных, когда-либо обитавших на суше – стонные сейсмозавры (или суперзавры) из группы травоядных звероящеров. Точно так же и хищные динозавры были крупнейшими за всю историю плотоядными суши: в отряде карнозавров знамениты 12-метровый длины королевские тираннозавры (или тираннозавр рекс, весом более 9 тонн); несколько меньшие по размерам мегалозавры и бариониксы; сравнительно небольшие, но быстрые велоцирапторы. Если в Южном полушарии преобладали гиганты зауроподы, то в Северном полушарии самыми распространенными из динозавров были птицетазовые растительноядные ящеры – анкилозавры

(укрытые толстой броней из кожи или кости) и игуанодоны. Известны динозавры отряда церапсид с развитыми роговыми выростами. В конце мела побережья заселяют гадрозавры (утконосые ящеры). Млекопитающие в мелу оставались маленькими, но разделились на четыре типа: многобугорчатые (ныне вымершие, растительноядные), яйцекладущие (или однопроходные), сумчатые (или метатерии), истинные (или плацентарные, или эутерии). Представителями древнейших плацентарных были заламбдалестес (похожий на землеройку) и древнейший предок приматов пургаторий – все они, вероятно, питались насекомыми. Продолжалось развитие птиц, известны летающий ихтиорнис и подобный пингвину гесперорнис. В конце мела произошло грандиозное вымирание – гибнут почти все рептилии мезозоя (морские, сухопутные и летающие), в целом же исчезло 75 % видов животных. Кроме того, погибают многие наземные растения: полностью – птеридоспермовые, почти целиком – гинкговые и цикадовые. Возможной причиной экологической катастрофы явились последствия падения астероидов – Карского на берегу Карского моря и Чиксулубского на северо-западе Юкатана. Чиксулубский астероид, диаметром около 10 км, врезался в Землю под малым углом и пропахал борозду протяженностью до 100 км и глубиной 12 км. Вал кратера достигал высоты 8 км. Взрыв выбросил в атмосферу до 50 000 км³ измельченного известняка и миллионы тонн серы – последнее привело к массивным сернокислотным дождям. По суше пронеслись гигантские цунами, возникли ураганы и пожары, сажа от которых погрузила планету во тьму, вызвав дожди и глобальное похолодание. Свидетельством космического катаклизма выступает иридиевая аномалия – крайне высокое содержание иридия в горных породах возрастом 65 млн лет. Динозавры окончательно исчезли через 100 тыс. лет после катастрофы, аммониты – через 200 тыс. лет.

28. КАЙНОЗОЙСКИЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ

Палеогеновый период

Тектоника. Завершилось разделение Австралии и Антарктиды. На северо-востоке Африки заложился рифт Красного моря, от Африканской платформы отделился Аравийский блок (рис. 23). Африканская литосферная плита продвинулась севернее, и Тетис разделился на две части: западную и восточную. На западе началось оформление Альп, гор Балканского полуострова и складчатого обрамления Анатолии. С Евразией столкнулась Иберия – возникли Пиренеи.

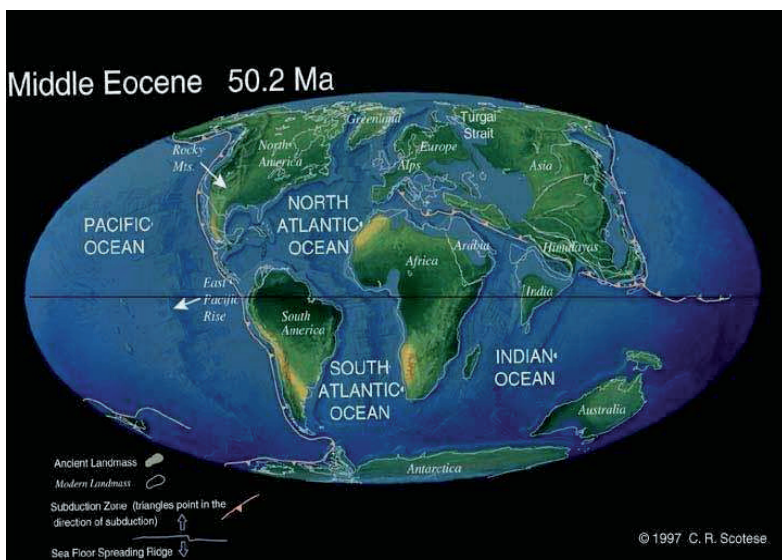


Рис. 23. Океаны и суша среднего эоцена [15]

В результате горообразования западная часть Тетиса также распалась на Западный Паратетис (соединял Атлантический и Индийский оке-

аны) и Восточный Паратетис (от предгорий Альп по Аральское море). Индостан приближался к Евразии – продолжалось сужение восточной окраины Тетиса, которая временами превращалась в изолированный бассейн. В конце олигоцена восточная часть Тетиса исчезает – на ее месте возносится гигантская горно-складчатая система. В позднем эоцене Африканский рифт продолжился на юг – возникли лавовые покровы Эфиопского нагорья. В конце палеогена началось похолодание, и в горах Антарктиды возникли ледники.

Органический мир. С начала палеогена постепенно падал уровень океанов, но климат оставался теплым и влажным. Лишь в конце палеогена морские регрессии обусловили рост континентальности и похолодание климата. Органический мир Земли приобрел черты, близкие к современным; господство получили млекопитающие. В океанах ведущая роль перешла к рыбам костистым и хрящевым (акулам), а также к древнейшим морским млекопитающим – китам. Среди фораминифер (морских простейших) в середине палеогена руководящее значение заняли нуммулиты, некоторые из них обладали огромными раковинами (диаметром до 10 см). Из беспозвоночных активнее всех развивались моллюски: двустворчатые (или пеллециподы) и брюхоногие (или гастроподы). В растительности суши произошел расцвет покрытосеменных. В мягком климате палеогена леса, подобные современным умеренных широт, распространялись почти до полярных кругов. На суше место гигантских рептилий мезозоя заняли гигантские же млекопитающие – типичной для палеогена является индрикотериевая фауна. Она получила название по крупнейшему в истории суши млекопитающему – индрикотерию (гигантский безрогий носорог, высотой более 5 м). Млекопитающие разделились на хищных, грызунов, насекомоядных, парно- и непарнокопытных, хоботных, сумчатых, рукокрылых и приматов. Быстро развивались птицы и насекомые. Из пресмыкающихся обитали ящерицы, крокодилы, змеи, черепахи; из амфибий – лягушки, жабы и саламандры.

Другими крупными обитателями были носороги титанотерии, слоны динотерии и платибелодоны.

Неогеновый период

Тектоника. В миоцене вознеслись складки Анд и Северо-Американских Кордильер, оформился Панамский перешеек (рис. 24). В результате прервалась связь центра Атлантики с Тихим океаном, обособились морские течения тропических широт, и возник Гольфстрим.

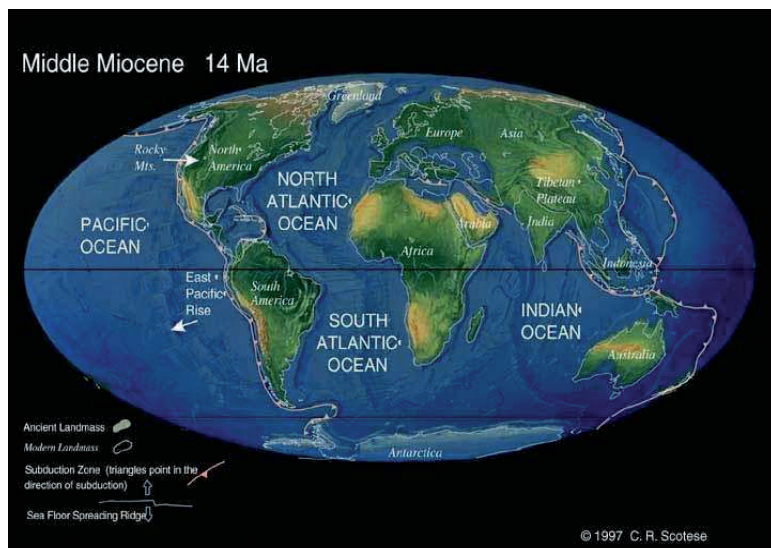


Рис. 24. Океаны и суша среднего миоцена [15]

По мосту суши начались миграции животных между Америками. Индо-Австралийская плита столкнулась с Евразийской – вздыбились хребты Гималаев. Океан Тетис практически исчез, от него сохранилась лишь единая котловина Восточного Паратетиса, объединявшая современные Средиземное, Черное и Каспийское моря. Уровень воды в этом

бассейне сильно колебался. Около миллиона лет Восточный Паратетис был изолирован, что привело к накоплению мощных соляных толщ. Примерно 20 млн. лет назад возникли первые ледники в пределах Антарктиды.

В эоцене продолжился раскол Африки – оформлялся Восточно-Африканский континентальный рифт. Индо-Австралийская и Африкано-Аравийская плиты двигались все дальше на север, наращивая складчатые массивы Средиземноморско-Индонезийского пояса. Таким образом, альпийская складчатость привела не только к росту площади суши, но и увеличению ее средней высоты, что не могло не сказаться на климате. К концу неогена глобальное похолодание усилилось, и горное оледенение Антарктиды перешло в покровное. Сформировались горные ледники в Евразии и Северной Америке. Около 5 млн. лет назад возникла Исландия, почти сразу покрывшаяся льдами.

Органический мир. Прогрессировало похолодание и иссушение климата, начавшееся в позднем палеогене. В начале неогена (около 22 млн лет назад) в горах Антарктиды возникли ледники, к концу неогена ледники охватили высокогорья северных материков. Лесные зоны сузились и отступили к низким широтам. Широко распространились степи и саванны. Облик флоры и фауны стал еще ближе к современному. Разделение материков обусловило дифференциацию развития млекопитающих. В пределах соединявшихся сушей Евразии, Северной Америки и Африки быстро развивались копытные, собачьи, кошачьи, хоботные и медведи, а также обезьяны узконосые (в том числе человекообразные). Здесь, на обширных просторах степей и саванн сложилась своеобразная фауна открытых пространств – наиболее характерными животными были гиппарионы (парнокопытные семейства лошадиных). В их честь фауну неогена называют гиппарионовой. На разрозненных южных континентах формировались специфические сообщества. Так, в Южной Америке прогрессировали насекомоядные и обезьяны широконосые. В Австралии

развивались наиболее примитивные млекопитающие: однопроходные (яйцекладущие) и сумчатые.

Четвертичный период (квартер)

Тектоника. Глобальное похолодание, начавшееся в миоцене, в квартере привело к развитию гигантских покровных ледников Северного полушария (рис. 25). Вся история четвертичного периода складывается из чередований волн тепла и холода – климат стал главным фактором, определявшим специфику природных геологических процессов. Соответственно климатическим условиям накопления, все четвертичные отложения распределены между двумя разделами: плейстоценом и голоценом.

Плейстоцен объединяет отложения ледниковый и межледниковый.

Голоцен охватывает только послеледниковые (современные) накопления.

Во время ледниковых этапов господствующими агентами становились ледники, которые занимали до 30 % площади суши, а многолетняя мерзлота охватывала еще 20 %. В океанах до 50 % площади поверхности также покрывали шельфовые, припайные и плавучие льды. На суше ледниками накапливались толщи отложений моренных и водно-ледниковых. Близ границ ледников – в перигляциальных условиях формировались лессовые отложения. Атмосферная влага концентрировалась в ледниках, уровень океанов понижался на 100 м и более, обводненность суши снижалась. Под давлением ледников земная кора прогибалась, уклоны рек уменьшались – падала скорость течения. Поэтому в речных долинах господствовали процессы аккумуляции, что вело к накоплению избыточных толщ аллювия. Во время межледниковый и в голоцене влажность климата увеличивалась, происходило гляциокомпенсационное поднятие материков – уклоны рек возрастали. Реки активизировали эрозионную работу, размывали и выносили аллювий – в речных долинах возникали

надпойменные террасы. Накапливались озерные и болотные отложения, формировались развитые горизонты почв.

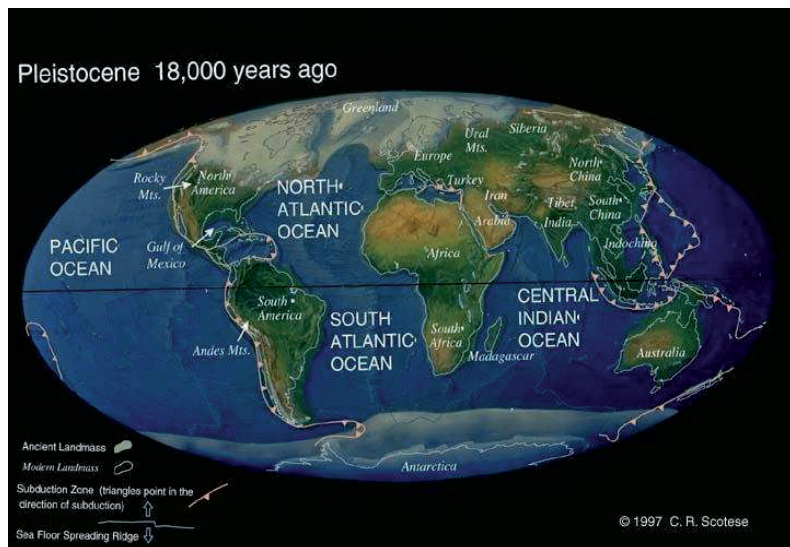


Рис. 25. Океаны и суша позднего плейстоцена [15]

В голоцене продолжилась альпийская складчатость, материки и океаны приобрели современные размеры и очертания (рис. 26).

Органический мир. Сильнее всего климатические колебания проявлялись в высоких и умеренных широтах, тогда как на экваторе их почти не ощущалось. Синхронно господству холодных либо теплых условий изменялись и все природные процессы: сужались либо расширялись климатические пояса и природные зоны. Во время оледенений расширялись пояса полярные, субполярные и умеренные – их границы смещались к низким широтам. Только во время оледенений распространялась специфическая природная зона – перигляциальная. Перигляциальной зоне характерны сплошная поверхностная многолетняя мерзлота, низкие

температуры воздуха и малое количество атмосферных осадков. В таких условиях складывались своеобразные ксерофильные фитоценозы, сочетавшие характерные черты современных тундр и высокогорных степей.

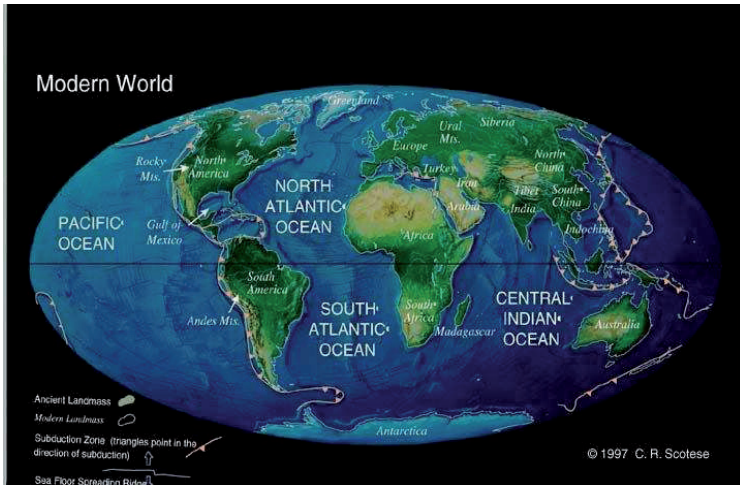


Рис. 26. Океаны и суша голоцена [15]

Климатические колебания обусловили многократные миграции животных и смену растительности. Расширение областей континентального климата привело к экспансии азиатских представителей фауны, захвативших территории Европы и Северной Америки. По данным Р. Флинта, из 119 видов млекопитающих, ныне обитающих в Европе и соседних частях Азии, 113 появились в четвертичном периоде благодаря миграции. Около 40 000 лет назад распространился человек современного облика. Примерно на рубеже с голоценом вымерли некоторые типично плейстоценовые виды млекопитающих: мамонты, носороги шерстистые, медведи и львы пещерные, лемминги копытные. В голоцене впервые в истории планеты сформировались природные зоны тундры, лесотундры и тайги.

За последние сто лет по степени изменения земной коры техногенная деятельность вошла в состав ведущих геологических агентов.

Важнейшими событиями развития органического мира в четвертичном периоде явились следующие:

- становление современного состава биоты;
- широкое распространение представителей азиатской фауны в Северном полушарии;
- формирование современной структуры природной зональности;
- возникновение зон тундры, лесотундры и тайги;
- развитие и распространение человека разумного.

Литература

1. Аллисон А., Палмер Д. Геология. – М.: Мир, 1984; 567 с.
2. Апродов В.А. Вулканы. (Природа мира) – М.: Мысль, 1982; 367 с.
3. Владимирская Е.В., Кагарманов А.Х., Спасский Н.Я. и др. Историческая геология с основами палеонтологии. – Л.: Недра, 1985; 423 с.
4. Геологический словарь: в 2 т. – М.: Недра, 1973. Т.1: А – М; под ред. Смирновой З.А., Власовой Л.В. 1973; 487 с. Т. 2: Н – Я; под ред. Власовой Л.В., Стариковой Л.М. 1973; 456 с .
5. Геология. Энциклопедия. М.: Аванта+, 2002; 688 с.
6. Гвоздецкий Н.А., Голубчиков Ю.Н. Горы. (Природа мира) – М.: Мысль, 1987; 399 с.).
7. Добровольский В.В. Геология. – М.: Владос, 2001; 320 с.
8. Долгушин Л.Д., Осипова Г.Б. Ледники. (Природа мира). – М.: Мысль, 1989; 447 с.
9. Лукашев К.И. Геология четвертичного периода. Мн.: Вышэйшая школа, 1971; 399 с.
10. Методическое руководство по изучению и геологической съемке четвертичных отложений / Агаджанян А.К. [и др.]. Л.: Недра, 1987; 308 с.
11. Немков Г.И., Левицкий Е.С., Гречишникова И.А. и др. Историческая геология. 2-е изд., перераб. и доп. – М.: Недра, 1986; 352 с.
12. Палмер Д. Атлас Динозавров: доисторический мир. М.: ЗАО «Премьера», 2001; 224 с.
13. Шпинар З.В. История жизни на Земле. – Прага: Артия, 1977; 228 с.
14. Якушова А.Ф., Хаин В.Ф., Славин В.И. Общая геология. – М.: МГУ, 1988; 448 с.
15. Continental Drift Maps | Plant Evolution | Adam Dimech [Electronic resource]. – 1997. – Режим доступа: Onlinecscotese@gmail.com. – Дата доступа: 10. 09. 2012.



MoreBooks!
publishing



yes i want morebooks!

Покупайте Ваши книги быстро и без посредников он-лайн – в одном из самых быстрорастущих книжных он-лайн магазинов! окружающей среде благодаря технологии Печати-на-Заказ.

Покупайте Ваши книги на
www.more-books.ru

Buy your books fast and straightforward online - at one of world's fastest growing online book stores! Environmentally sound due to Print-on-Demand technologies.

Buy your books online at
www.get-morebooks.com



VDM Verlagsservicegesellschaft mbH

Heinrich-Böcking-Str. 6-8
D - 66121 Saarbrücken

Telefon: +49 681 3720 174
Telefax: +49 681 3720 1749

info@vdm-vsg.de
www.vdm-vsg.de

