ВОПРОСЫ ДЛЯ ПОВТОРЕНИЯ

1. Укажите на различия между низшими и высшими растениями.
2. У каких растений впервые появилась способность к фотосинтезу?
3. Что понимается под термином «строматолиты»?

4. Охарактеризуйте бактерии, дайте оценку их геологического значения.
5. Охарактеризуйте водоросли, дайте оценку их геологического значения.
6. В чем заключается особое эволюционное положение жгутиковых?
7. Охарактеризуйте риниофиты. Какова их роль в эволюции растений?
8. Назовите характерные особенности мхов.
9. Охарактеризуйте древних представителей плауновидных.
10. Охарактеризуйте древних представителей членистосте-бельных.
11. Охарактеризуйте три класса папоротниковидных: класс Папоротников, класс Голосеменных, класс Цветковых. Назовите древних представителей этих классов.
12. Каково общее направление эволюции растений при выходе на сушу за время силур — карбон?
13. Каково общее направление эволюции растений начиная с мелового периода?

ЗАДАНИЯ ДЛЯ САМОСТОЯТЕЛЬНОЙ РАБОТЫ НА ЛАБОРАТОРНОМ ЗАНЯТИИ

О б о р у д о в а н и е . Образцы органогенных пород, образцы псевдоморфоз по древесине, отпечатки листьев, рисунки и схемы, помещенные в данном пособии, контурные карты полушарий.

Цель, Знакомство с основными этапами развития растительного мира.

1. Познакомьтесь с формами сохранности растительного мира, используя водорослевые известняки, диатомиты, отпечатки листьев, псевдоморфозы по древесине, рисунки спор и пыльцы и т. д.
2. На фоне геохронологических подразделений постройте филогенетическое дерево растительного мира.
3. Используя геохронологическую шкалу, укажите продолжительность «веков», выделенных в истории развития растительного мира в абсолютном летосчислении, и отдаленность основных рубежей в эволюции растений с момента выхода на сушу до настоящего времени (т. е. сколько миллионов лет назад произошла смена одного «века» другим). Объясните эту смену на основе палеогеографических предпосылок.

4,* Используя палеогеографические схемы карбона, юры, палеогена, неогена, обозначьте на контурной карте флористические зоны для этих периодов. Объясните распределение зон. В условных знаках покажите характер флоры в пределах зоны. Научитесь показывать флористические зоны на физико-географической карте. Отметьте основные отличия в характере флористических зон палеогена, неогена и четвертичного периода.

РЕПОЗИТОРИЙ ГГУ

ЗАДАНИЯ ДЛЯ САМОСТОЯТЕЛЬНОЙ РАБОТЫ НА ЛАБОРАТОРНЫХ ЗАНЯТИЯХ

О б о р у д о в а н и е : 1) коллекция ископаемых форм (отпрепарированных и в породе); 2) литература, лупа.

Занятия по беспозвоночным рассчитаны на 10 часов.

1. *Цель.* Знакомство с представителями типов Простейшие, Губки, Археоциаты, Кишечнополостные, Членистоногие и подтипа Черви.

Задание. Определите родовую принадлежность 8—10 форм. Из них 4—5 форм (по возможности по одному представителю из каждого типа) зарисуйте, укажите возраст, характерные признаки, геологическое значение.

2. *Цель.* Знакомство с представителями типа Моллюски (класс Брюхоногие).

Задание. Определите родовую принадлежность 10—12 форм. Из них 6—8 форм зарисуйте, укажите возраст, характерные признаки, геологическое значение.

3. *Цель.* Знакомство с представителями типа Моллюски (класс Двустворчатые).

Задание. Определите родовую принадлежность 10—12 форм. Из них б—8 форм зарисуйте, укажите возраст, характерные признаки, геологическое значение.

4. *Цель.* Знакомство с представителя типа Моллюски (класс Головоногие).

Задание. Определите родовую принадлежность 10—12 форм, 5—б форм зарисуйте, укажите возраст, характерные признаки, геологическое значение. Формы должны иллюстрировать наиболее важные подклассы.

5. *Цель.* Знакомство с представителями типов Плеченогие, Игло кожие, Полухордовые.

Задание. Определите родовую принадлежность 8—10 форм, 5—6 форм зарисуйте, укажите возраст, характерные признаки, геологическое значение.

В заключение необходимо провести письменную контрольную работу по вариантам (см. с. 86).

Для проверки готовности студентов к занятиям можно использовать контрольные тесты.

ТЕСТ I

Фораминиферы
Радиолярии
Археоциаты
Губки
Табулята
Четырехлучевые кораллы
Трилобиты
Морские ежи
Морские лилии

А. 1. На поверхности тела имеются известковые иглы, тело покрыто подкожным панцирем, состоящим из известковых табличек.
2. Имеют сходство с одноименными растениями.
3. По внешнему виду напоминают цветы.
4. Имеют стрекательные клетки.
5. Тело — трехслойный мешок.
6. Характерны классификационные признаки: лицевой шов, гла-*бель,* щеки.
7. Морские колониальные и одиночные животные.

Б. 1. Древние морские прикрепленные организмы.
2. Морские, ведут прикрепленный (донный) образ жизни. Немногочисленные формы обитают в пресных водоемах.
3. Морские одиночные животные, свободноживущие и прикрепленные.
4. Примитивные, низшие многоклеточные животные.

5. Морские микроскопические одноклеточные организмы.
6. Имеют своеобразную водно-сосудистую (амбулякральную) систему.
7. Только морские свободноживущие одиночные животные.
8. Только колониальные формы.
9. Морские одиночные прикрепленные животные.
10. Древние морские животные, ведущие донный образ жизни, некоторые из них обладали способностью сворачиваться.

В. 1. Скелет состоит из кремнистых или известковых игл (спикул).
2. Выделяются правильные и неправильные, древние и молодые.
3. Характерна двусторонняя симметрия.
4. Имеют известковый скелет с хорошо развитыми вертикальными перегородками — септами.
5. Микрораковина из роговоподобного органического вещества (хитина) или извести, или песчинок, сцементированных известью или хитином.
6. Микроорганизмы, имеющие шарообразный, дисковидный или шлемовидный скелет, состоящий в большинстве случаев из кремнезема.
7. Скелет известковый, массивный, в форме конус в конусе.
8. Микрораковина одно- и многокамерная с различным расположением камер.
9. Выделяются такие морфологические элементы тела, как крона (чашечка и руки), стебель, корень.
10. Характерна пятилучевая симметрия.
11. Имеют известковый скелет с хорошо развитыми горизонтальными перегородками — днищами.
12. Имели хитиноизвестковый панцирь, разделенный на три части.

Г. 1. Известны в позднем протерозое, широкое распространение получили в силуре и мелу. Живут в настоящее время.
2. Образуют криноидные известняки.
3. Известны с ордовика, широко представлены в палеозое и мезозое, встречаются в настоящее время.
4. Известны с докембрия до настоящего времени.
5. Древние, жившие и вымершие в палеозое животные.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

6. Играют важную роль в породообразовании.
7. Известны только в отложениях кембрия.

ТЕСТ II

Брюхоногие моллюски
Двустворчатые моллюски
Наутилоидеи
Аммоноидеи
Внутреннераковинные
Плеченогие

А. 1. Животное помещается в жилой камере внутри раковины.
2. Характерны для нижнего палеозоя, в настоящее время сохранился род в Тихом и Индийском океанах.
3. Органом передвижения является воронка.
4. Образуют пелециподовые известняки.
5. Являются непосредственными предками современных головоногих моллюсков.

6. Распространение получают с середины палеозоя, вымирают в мезозое.
7. Известны с триаса, развитие получили в юрском и меловом периодах.
8. В палеозое развиты слабо, в мезозое широко распространены, расцвета достигли в кайнозое.
9. В палеозое были одними из самых многочисленных и разнообразных морских животных, в настоящее время мало распространены.
10. Самый обширный в современную эпоху класс моллюсков.

Б. 1. Имеются следующие морфологические элементы: жилая камера, фрагмокон, сифон.
2. Имеются следующие морфологические элементы: рострум, протракум, альвеола.
3. По типу замка подразделяются на рядозубые, разнозубые, беззубые.
4. Имеются такие морфологические элементы, как мантийная линия, мантийный синус, отпечатки мускулов.
5. У большинства раковина асимметричная.
6. Выделяются такие морфологические элементы раковины, как шовная линия, устье, столбик, виток.
7. Имеют отверстие для выхода ножки.
8. Некоторые представители имеют такие морфологические элементы, как арея, синус, седло.
9. Бывают замковые и беззамковые.
10. Замок состоит из двух зубов на одной створке и двух выемок на другой.
11. Замок — чередование зубов и ямок на обеих створках.
12. Плоскость симметрии проходит через створки, деля их пополам.

В. 1. На раковине могут быть отпечатки кровеносной системы.
2. Раковина обтянута кожей.
3. Ведут придонный образ жизни.
4. Древние, примитивные представители головоногих.
5. Ведут прикрепленный донный образ жизни. Прикрепляются при помощи специальной ножки.
6. Главным образом плавающие животные.
7. Имеют представителей, ведущих наземный образ жизни, т. е. с легочным типом дыхания.
8. Пресноводные одиночные животные.
9. Морские одиночные животные.
10. Морские и пресноводные одиночные животные.

Г. 1. Раковины могут быть объемлющими, полуобъемлющими, необъемлющими.
2. Могут быть равностворчатыми и неравностворчатыми, равносторонними и неравносторонними.
3. Имеют «ручной аппарат».
4. Имеют брюшную и спинную створки.
5. У большинства раковина спирально-коническая.
6. Имеют левую и правую створки.
7. Раковина прямая, слегка согнутая или спирально-плоскостная.
8. Перегородка прямая, перегородочная линия простая.
9. Преобладают раковины, свернутые в одной плоскости.
10. Имеют сложное строение перегородочной линии.
11. Обладают двусторонней симметрией.

Пояснения к тестам

В верхней части теста приведены группы фауны, отдельные признаки которых скомпонованы определенным образом. Знакомясь со списком этих признаков по порядку, необходимо отобрать признаки заданной группы и записать их в виде формулы. Остальные признаки **в** данном случае не принимаются во внимание. Например:

Губки А 5, 7; Б 2, 4; В 1; Г 1. Правильность ответа можно проконтролировать, сравнив полученную формулу с формулой, приведенной в ответах к тестам.

Подобные тесты (изменив порядок компоновки признаков) могут быть использованы преподавателем с минимальной затратой времени для контроля готовности студентов к занятиям.

Ответы к тестам

Фораминиферы Б 5, 7; В 5, 8; Г 4, 6.
Радиолярии Б 5, 7; В 6; Г 4, 6.
Археоциаты А 7; Б 1, 4; В 7; Г 5, 6, 7.
Губки А 5, 7; Б 2, 4; В 1; Г 1.
Табулята А 3, 4, 5; Б 1, 8; В 11; Г 5, 6.
Четырехлучевые кораллы А 3, 4, 5, 7; Б 1; В 4; Г 5.
Трилобиты А 6; Б 7, 10; В 3, 12; Г 5.

Репозиторий БГПУ

Морские ежи А 1; Б 6, 7; В 2, 3, 10; Г 3.
Морские лилии А 2; Б 3, 6; В 9, 10; Г 2, 3, 6.
Брюхоногие моллюски А 8, 10; Б 5, 6; В 7; Г 5.
Двустворчатые моллюски А 4, 8; Б 3, 4, 9, И; В 3, 10; Г 2, б, 11.
Наутилоидеи А 1, 2, 3; Б 1; В 3, 4, 9; Г 7, 8, И.
Аммоноидеи А 1, 3, 6; Б 1; В 3, 6, 9; Г 1, 9, 10, 11.
Внутреннераковинные А 1, 3, 5, 7; Б 1, 2; В 1, 2, 6, 9; Г 11.
Плеченогие А 9; Б 7, 8, 9, 10, 12; В 3, 5, 9; Г 3, 4, **11.**

КОНТРОЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ ДЛЯ ПИСЬМЕННОГО ОТВЕТА ПО ВАРИАНТАМ (1 — 15)

1. 1. Тип Плеченогие. Общая характеристика.
2. Геологическое значение и распространение простейших (фо-раминифер и радиолярий).
3. Археоциаты.
4. Ругоза (зафрентис).
2. 1. Тип Простейшие. Класс Саркодовые. Общая характеристика.
2. Геологическое значение и распространение кишечнополостных.
3. Геликс.
4. Теребратулиды.
3. 1. Тип Членистоногие. Общая характеристика (кроме класса Трилобиты).
2. Геологическое значение и распространение брюхоногих моллюсков.
3. Пектен.
4. Нуммулитес.
4. 1. Тип Членистоногие. Класс Трилобиты. Общая характеристика.

86

2. Типы перегородочных линий у аммоноидей.
3. Анодонта.
4. Эхинокорис.
5. 1. Тип Кишечнополостные. Класс Четырехлучевые кораллы. Общая характеристика и геологическое значение.
2. Геологическое значение и распространение трилобитов.
3. Белемниты.
4. Унио.
6. 1. Надотряд Наутилоидей. Строение, образ жизни и геологическое значение.
2. Геологическое значение и распространение табулят.
3. Цератиты.
4. Фузулины.
7. 1. Тип Моллюски. Класс Двустворчатые. Образ жизни, строение, классификационные признаки.
2. Геологическое значение и распространение четырехлучевых кораллов.
3. Азафус.
4. Глобигерина.
8. 1. Тип Иглокожие, свободноживущие (морские ежи правильные и неправильные, древние и молодые).
2. Геологическое значение и распространение граптолитов.
3. Продуктус.
4. Пектункулус.
9. 1. Тип Моллюски. Класс Брюхоногие. Общая характеристика.
2. Геологическое значение и распространение плеченогих.
3. Гониатиты.
4. Турителла.
10. 1. Тип Иглокожие, прикрепленные (морские лилии).
2. Геологическое значение и распространение аммоноидей.
3. Церитиум.
4. Фавозитес.
11. 1. Надотряд Аммоноидей. Общая характеристика.
2. Геологическое значение и распространение иглокожих.
3. Устрицы.
4. Евриптерус.
12. 1. Палеозойские коралловые полипы. Общая характеристика.
2. Геологическое значение и распространение наутилоидей.
3. Бактритиды.
4. Остракоды.
13. 1. Внутреннераковинные головоногие моллюски. Общая характеристика.
2. Геологическое значение и распространение археоциат.
3. Эндоцерас.
4. Спирифер.
14. 1. Тип Полухордовые. Общая характеристика.
2. Геологическое значение и распространение плеченогих.
3. Цератиты.
4. Белемниты.
15. 1. Наружнораковинные головоногие моллюски. Общая характеристика.
2. Геологическое значение и распространение губок.
3. Агностус.
4. Сирингопора.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

ВОПРОСЫ ДЛЯ ПОВТОРЕНИЯ

1. Назовите основные признаки позвоночных. Дайте классификацию этого типа с детализацией до класса.
2. Кого считают предполагаемым предком позвоночных животных?
3. Охарактеризуйте бесчелюстных. Назовите их отдаленного современного родственника.
4. Что объединяет животных в разделе Челюстноротые и какие надклассы в этом разделе выделяются?
5. Какие классы рыб выделяются? Назовите отличительные признаки каждого класса.
6. Какие подклассы включает класс Костные рыбы?
7. Кого считают предком земноводных?
8. Назовите основные признаки земноводных.
9. Назовите время появления, расцвета и вымирания древних земноводных.
10. Какие земноводные получили название стегоцефалов?
11. Назовите предполагаемых предков пресмыкающихся.
12. Назовите признаки пресмыкающихся.
13. Укажите время появления, господства и вымирания пресмыкающихся.
14. Охарактеризуйте палеозойских пресмыкающихся.
15. Охарактеризуйте мезозойских пресмыкающихся, в чем их отличие от палеозойских?
16. Назовите предполагаемых предков птиц.
17. Назовите время появления и расцвета птиц.
18. Что собой представляла первоптица и как она называется?
19. Назовите предполагаемых предков млекопитающих.
20. Укажите время появления и расцвета млекопитающих.
21. Какие млекопитающие являются архаическими?
22. Какие млекопитающие называются первозверями?
23. Какие млекопитающие называются сумчатыми?
24. Какие млекопитающие называются плацентарными?
25. Как вы понимаете полифилитическое развитие животных?

ЗАДАНИЕ ДЛЯ САМОСТОЯТЕЛЬНОЙ РАБОТЫ НА ЛАБОРАТОРНОМ ЗАНЯТИИ

Лабораторное занятие проводится в форме коллоквиума. При выяснении знаний студентов можно использовать вопросы для повторения и тесты. В заключение предлагается построить на геохронологической основе филогенетическое дерево позвоночных.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

ТЕСТ I

Бесчелюстные Пластинокожие Хрящевые рыбы Акантоды
Двоякодышащие рыбы Кистеперые рыбы

А. 1. В девоне самые многочисленные среди рыб, до наших дней дожили в виде реликтов.
2. Получили развитие в девоне, вымерли в перми.
3. В девоне многочисленны, сейчас редки, встречаются только в пресных водоемах.
4. Известны в силуре, расцвет отмечается в каменноугольном периоде, в настоящее время немногочисленны.
5. Известны с силура, характерны для пресных и лагунных фаций девона.
6. Остатки организмов обнаружены в ордовикских отложениях.

Б. 1. Покрыты панцирем из костных пластин.
2. Парные плавники отсутствовали.
3. Были приспособлены к ходьбе.
4. Кроме жабр, имеют легкие.
5. Занимают промежуточное положение между хрящевыми и костистыми рыбами.
6. Ископаемые формы в большинстве случаев известны по остаткам зубов.
7. Являются отдаленными предками всех четвероногих.
8. Не имели внутреннего скелета, но имели подвижные челюсти.
9. Имели рыбоподобное тело, но не рыбы.
10. Являются предками современных круглоротых.

ТЕСТ II

Земноводные Пресмыкающиеся Птицы Млекопитающие

А. 1. Первые наземные позвоночные животные.
2. Развиваются из яйца, защищенного скорлупой.
3. В палеозое представлены отрядами пеликозавров и звероподобных.
4. Не имели постоянной температуры тела.
5. Древние были представлены археоптериксами.
6. Имеют совершенный скелет и внутренние органы, дифференцированные зубы, волосяной покров.
7. Температура тела постоянная.
8. Имели своим предком псевдозухий.
9/Примитивные представлены ихтиостегами, развитые — стегоцефалами.
10. Тело защищено покровным роговым слоем.
11. Жили в пресноводных водоемах, хищники.
12. Откладывают яйца, детенышей вскармливают молоком.
13. Развиваются внутриутробно.
14. Детеныш рождается недоразвитым.
15. Древние представлены лягушкоящерами.
16. Личиночную стадию проходят в воде, для взрослой характерен легочный тип дыхания.

Б. 1. Появились в верхнекаменноугольном периоде, господствовали среди наземных позвоночных в мезозое.
2. Имеют архаических представителей в триасе.

3. Появились в юрском периоде, расцвета достигли в кайнозое.
4. Появились в меловом периоде, расцвета достигли в кайнозое.
5. В мезозое были многообразны и высоко специализированы, по образу жизни выделялись наземные, водные, летающие.
6. Первые наземные позвоночные животные.
7. Появились в позднем девоне, расцвета достигли в каменноугольном и пермском периодах, в мезозое и кайнозое редки.

Ответы к тестам

Бесчелюстные А 6; Б 1, 2, 9, 10. Пластинокожие А 5; Б 1,8. Хрящевые рыбы А 4; Б 6. Акантоды А 2; Б 5. Двоякодышащие рыбы А3; Б 4. Кистеперые рыбы А 1; Б 3, 4, 7. Земноводные А 1, 4, 9, 11, 15, 16; Б 6, 7. Пресмыкающиеся А 2, 3, 4, 10; Б 5. Птицы А 7, 8; Б 3. Млекопитающие А 6, 7, 12, 13, 14; Б 2, 4.

Часть 2 (Гурский)

Контрольные вопросы

I. 1. Дать определение понятия «кристалл».

Назвать сингонию вида симметрии Ь^Ь^РС,

Сколько плоскостей симметрии может иметь кристалл?

Назвать важнейшие свойства кристаллических веществ.

Что называется гранью, ребром кристалла?

П. 1. Практическое значение свойств кристаллических веществ.

Что называется сингонией?

Назвать сингонию вида симметрии 31^-

Что представляет собой пространственная решетка?

Какие тела называются аморфными? III. 1. Что называется полиморфизмом?

2. Может ли кристалл иметь вид симметрии ЬеАЬ^ЗЬ^Р'?

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

3. Изобразить типы граней: тригон, тетрагон, дельта.
4. Чем отличаются кристаллические вещества от аморфных?
5. Какие формы кристаллов называются простыми?

IV. 1. Как распространены кристаллические вещества в природе?
2. Количество простых форм кристаллов.
3. Что означает способность кристаллических веществ самограняться?
4. Назвать сингонию вида симметрии *ЬебЬг.*
5. Дать определение понятия «симметрия».

V. 1. Что называется порядком оси симметрии?
2. Какие сингонии относятся к средней категории?
3. Привести примеры искусственных кристаллов.
4. В чем заключается закон постоянства гранных углов?
5. Назвать сингонию вида симметрии 4^з3^4б^2-VI.

1. Для чего применяется гониометр?
2. Какое максимальное количество осей симметрии одного порядка может иметь кристалл?
3. Что называется центром симметрии?
4. Какие существуют сингонии?

VII. 1. Как определить сингонию кристалла?
2. Назвать сингонию вида симметрии *Ь^ъ*
3. Привести примеры, подтверждающие зависимость свойств минералов от особенностей строения кристаллической решетки.
4. Как определить наличие в кристалле центра симметрии?
5. Какие кристаллы относятся к кубической сингонии?

VIII. 1. Что называется гранью кристалла?
2. К какой сингонии относится кристалл, имеющий элементы симметрии *Ь^Ь2ЬРС">*
3. В чем заключается явление анизотропии?
4. Что называется плоскостью симметрии?
5. Какие кристаллы относятся к моноклинной сингонии?

IX. 1. Может ли кристалл иметь вид симметрии $Ь_6$*\\РС?*
2. Какие кристаллы относятся к тетрагональной сингонии?
3. Что называется видом симметрии?
4. Что понимается под термином «простые формы кристаллов»?
5. Изобразить следующие типы граней: ромбоид, скалена, Пентагон.

X. 1. Как определить порядок оси симметрии?
2. К какой сингонии принадлежит вид симметрии 31_2?
3. Что называется комбинацией?
4. Какие простые формы существуют в кристаллах низших сингонии?
5. На каком опыте можно показать свойства анизотропного тела?

XI. 1. Какие простые формы существуют в кристаллах средних сингонии?
2. Какие кристаллы относятся к гексагональной сингонии?
3. Назвать сингонии низшей категории.
4. К какой сингонии принадлежит вид симметрии $Ь_2$*2Р}*
5. Существует ли ось $А_5$?

РЕПОЗИТОРИЙ БГТУ

XII. 1. Как могут располагаться оси симметрии в кристалле относительно элементов его ограничения?
2. Простые формы кубической сингонии.
3. К какой сингонии принадлежит вид симметрии *Ь^С}*
4. Какие кристаллы относятся к тригональной сингонии?
5. Имеет ли смысл ось симметрии первого порядка?

XIII. 1. Как могут располагаться плоскости симметрии в кристалле относительно элементов его ограничения?
2. К какой сингонии принадлежит вид симметрии $L_6 6 L_2 7PC$}
3. Какие кристаллы относятся к триклинной сингонии?
4. Что называется категорией сингонии?
5. Какие русские и советские ученые внесли существенный вклад в развитие кристаллографии?

XIV. 1. Что называется вершиной кристалла?
2. Привести примеры полиморфизма.
3. Может ли кристалл иметь вид симметрии $21_6 3^{\wedge}3 7$-Р?
4. Какие кристаллы относятся к ромбической сингонии?
5. Существует ли 17?

Лабораторные работы

Оборудование: модели кристаллов *, природные кристаллы кварца, кальцита и других минералов, прозрачные пластинки гипса, стеклянные пластинки, парафин, иглы, спиртовки, линейка, транспортир, рабочая тетрадь.

1. Выполнить следующие операции с моделями кристаллов:

1) Определить и зарисовать в тетради типы граней данного кристалла.

2) На моделях кристаллов определить наличие центра симметрии, осей симметрии (какие, сколько и как они расположены в кристалле), то же — о плоскостях симметрии.

3) Определить, к какому виду симметрии, сингонии и категории сингонии относится каждый из кристаллов, модели которых рассматривались.

4) Установить название простой формы.

5) Результаты записать в тетрадь по следующей схеме:

Модель кристалла 1

1. Тип грани.....
2. Вид симметрии.....
3. Сингония.....
4. Категория.....
5. Название.....

* На занятиях используются в основном простые формы.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Контрольные вопросы

I. 1. Цвет черты минералов.
2. Какие минеральные формы называются жеодами?
3. Привести примеры волокнистых агрегатов.
4. Гигроскопичность минералов.
5. Привести примеры минералов, легких по удельному весу.

II. 1. Чем обусловлен цвет минералов?
2. Перечислить важнейшие физические свойства минералов.
3. Привести примеры минералов с весьма совершенной спайностью.
4. Назвать твердость апатита.
5. Запах минералов.

III. 1. Привести примеры минералов, имеющих различный цвет в куске и в порошке.
2. Что называется блеском минералов?
3. Дать определение понятий «друза» и «щетка».
4. Назвать твердость кварца.
5. Типы зернистых агрегатов.

IV. 1. Шкала Мооса.
2. Побежалость минералов.
3. Прозрачность минералов.
4. Привести примеры минералов, тяжелых по удельному весу.
5. Перечислить виды спайности.

V. 1. Дендриты.
2. Практическое значение физических свойств минералов.
3. Привести примеры минералов с несовершенной спайностью.
4. Назвать твердость ортоклаза.
5. Виды излома минералов.

VI. 1. Расположить в порядке увеличения твердости следующие минералы: кварц, гипс, флюорит, апатит.
2. Как определяется магнитность минералов?
3. Какая спайность называется весьма совершенной?
4. Типы кристаллических агрегатов.
5. Чем обусловлена ирризация минералов?

VII. 1. Чем обусловлена спайность минералов?
2. Относительная и абсолютная твердость минералов.
3. Расположить в порядке уменьшения твердости следующие минералы: гипс, алмаз, кварц, тальк.
4. Чем характеризуются минералы, имеющие среднюю спайность?
5. От чего зависит морфология (форма выделения) минералов?

VIII. 1. Какие минералы имеют жирный блеск?
2. Отдельность минералов и ее отличие от спайности.
3. Привести примеры минералов, образующих землистые агрегаты.
4. Ковкость и хрупкость минералов.
5. Назвать самый твердый из следующих минералов: кальцит, кварц, тальк, топаз.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

IX. I. Какие свойства минералов определяются органами осязания?
2. Привести примеры минералов с шелковистым блеском.
3. Чем характеризуются минералы, имеющие совершенную спайность?
4. Как определяется относительная твердость минералов?
5. Какой из перечисленных минералов имеет наименьшую твердость: флюорит, гипс, корунд, топаз?

X. 1. Какой блеск минералов называется матовым? Привести примеры.
2. Чем характеризуются минералы с несовершенной спайностью?
3. Какие минералы обладают вкусом?
4. Как определяется твердость порошкообразных минералов?
5. Назвать магнитные минералы.

XI. 1. Дать определение понятия «минерал».
2. Расположить в порядке увеличения твердости следующие минералы: алмаз, кальцит, кварц, тальк.
3. Какие физические свойства минералов зависят от строения кристаллической решетки?
4. Прозрачность минералов.
5. От чего зависит удельный вес минералов?

XII. 1. Классификация минералов по удельному весу.
2. Упругость минералов.
3. В скольких направлениях может проявляться спайность минералов?
4. Можно ли определить твердость минералов без использования шкалы Мооса?
5. Виды неметаллического блеска.

XIII. 1. Привести примеры минералов, имеющих различную твердость в разных направлениях.
2. У каких минералов наблюдается зернистый излом?
3. Минерал царапается кальцитом и сам оставляет на нем царапины. Какова его твердость?
4. Какие минералы имеют металлический блеск?
5. Скульптура граней кристаллов.

Лабораторная работа

Оборудование: рабочая коллекция минералов, шкала Мооса, фарфоровые «бисквиты», флаконы с соляной кислотой, препарировальные иглы, молотки, компасы, скальпели, рабочие тетради.

Определить физические свойства минералов (каждый студент получает индивидуальное задание, на занятие 7—8 минералов).

В процессе работы определяются и записываются в тетрадь следующие свойства минералов: 1) цвет, побежалость, ирризация; 2) цвет черты; 3) блеск; 4) прозрачность; 5) твердость; 6) спайность; 7) излом; 8) маг-

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

1. Назвать минералы из группы силикатов, имеющие наибольшее практическое значение.
2. Диагностические признаки магнетита.
3. Для какого минерала характерны кристаллы в форме кубов со штриховкой на гранях?
4. По каким свойствам можно различить гипс и ангидрит?
5. Диагностические признаки ортоклаза.

1. Как отличить галит от сильвина?
2. Назвать важнейшие минералы из группы сульфидов.
3. Происхождение кварца.
4. Важнейшие свойства минералов группы слюд.
5. Классификация полевых шпатов.

1. Назвать важнейшие минералы-—оксиды железа и указать их диагностические признаки.
2. Перечислить и отметить основные свойства разновидностей кварца.
3. Свойства глинистых минералов.
4. Происхождение малахита.
5. Применение серы.

1. Как отличить пирит от марказита?
2. Назвать и охарактеризовать основные разновидности корунда.
3. К какому классу относятся гранаты?
4. Диагностические признаки апатита.
5. Перечислить самые распространенные минералы земной коры.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

6. Практическое значение карбонатов.
7. Общая характеристика сульфидов.
8. Условия образования сульфатов.
9. Формы выделения кальцита.
10. По каким признакам можно различить молибденит и графит?

1. Назвать основные минералы — руды на железо.
2. Происхождение галогенидов.
3. Как различить кальцит и доломит?
4. Назвать минерал, имеющий следующие свойства: твердость 6, блеск стеклянный, цвет розовый, черта бесцветная, спайность совершенная в двух направлениях.
5. Перечислить важнейшие минералы с твердостью 1—2.

1. Как отличить нефелин от ортоклаза?
2. Диагностические признаки оливина.
3. Происхождение фосфатов.
4. Перечислить темноцветные породообразующие минералы с твердостью 5—6.
5. Диагностические признаки роговой обманки.

1. Чем отличаются амфиболы от пироксенов?
2. Назвать светлоокрашенные породообразующие минералы с твердостью 5—7.
3. Происхождение оксидов.
4. Основные разновидности алмаза.
5. Классификация силикатов по структуре.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

X. 1. Встречаются ли совместно такие минералы, как кварц и нефелин, кварц и оливин?
2. Формы нахождения опала и халцедона.
3. Как отличить сильвин от галита?
4. Встречается ли кварц в виде кристаллов кубической формы?
5. Перечислить важнейшие минералы, имеющие твердость 5—7.

XI. 1. Происхождение глинистых минералов.
2. Диагностические признаки халькопирита.
3. Как отличить оливин от пироксенов и амфиболов?
4. Назвать минерал, имеющий следующие физические свойства: цвет черный, черта вишнево-красная, твердость 5,5—6.
5. Перечислить основные минералы — руды цветных металлов.

XII. 1. Классификация плагиоклазов.
2. Происхождение сульфатов.
3. Диагностические признаки Лабрадора.
4. Основные признаки, отличающие кварц от плагиоклазов.
5. Происхождение кальцита.

XIII. 1. Для какого минерала характерна ярко выраженная побежалость?
2. Перечислить главнейшие минералы — силикаты.
3. Диагностические признаки гранатов.
4. Перечислить минералы с твердостью выше 7.
5. Назвать минералы, имеющие наибольшую плотность.

XIV. 1. Диагностические признаки талька.
2. Как отличить сидерит от доломита?
3. Какие минералы из группы силикатов имеют наибольшее практическое значение?
4. Назвать минералы, обладающие запахом.
5. Чем отличается микроклин от ортоклаза?

Лабораторные работы

Оборудование: рабочая коллекция минералов, шкала Мо-оса, неглазурованные фарфоровые пластинки, соляная кислота, минералогические молотки, иглы, кусочки стекла, магнитные стрелки, определители минералов, скальпели, рабочие тетради.

1. Установить название минералов, пользуясь определителем. Каждый студент получает индивидуальное задание (5—6 образцов).

Ход работы. 1). Определить и записать в тетрадь физические свойства минералов.

2). С помощью определителя установить название минерала, указать его происхождение и практическое значение. Занести эти сведения в тетрадь.

Контрольное задание. Дать полное описание 4—5 образцов без использования определителя.

РЕПОЗИТОРИЙ БГТУ

Тема 4. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ И ИХ РОЛЬ В ОБРАЗОВАНИИ ГОРНЫХ ПОРОД

По данному разделу студенты пишут во внеурочное время рефераты на одну из тем, помещенных в прил. 1. Литература, необходимая для написания рефератов, комментируется преподавателем. Рефераты обсуждаются на занятиях, лучшие из них можно рекомендовать в качестве докладов на заседаниях геологического кружка.

Тема 5. МАГМАТИЧЕСКИЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

Литература

Основная: *Гурский Б. Н., Гурский Г. В.* Общая геология. Минск, «Вышэйшая школа», 1976, с. 125—136. *Добровольский В. В.* Минералогия с элементами петрографии. М., «Просвещение», 1971, с. 95—120. *Миловский А. В.* Минералогия и петрография. М., «Недра», 1973, с. 213—248.

Дополнительная: *Заварицкий А. Н.* Изверженные горные породы. М., Госгеол^ехиздат, 1955. *Раген Э.* Плутонические породы. М., «Мир», 1972.

Справочная: *Хэтч Ф., Уэллс А., Уэллс■ М.* Петрология магматических пород. М., «Мир», 1975.

Методические указания

Главная цель данного раздела — научить студентов различать визуально (макроскопически) наиболее распространенные горные породы.

Основой классификации разнообразных горных пород является их происхождение (генезис). По этому признаку все горные породы делятся на три группы: магматические, осадочные и метаморфические. В пределах каждой из этих групп выделяются более мелкие подразделения и отдельные породы, различающиеся своим составом. Следовательно, общая схема рассуждений при диагностике пород состоит из таких звеньев: происхожде-ние->состав-^название.

Происхождение горной породы отражается прежде всего в ее строении, которое характеризуется *структурой* (от лат. 81гис1ига ■—взаиморасположение и связь составных частей чего-либо; строение) и *текстурой* (от лат. 1ех|ига — тканье, соединение, связь).

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Контрольные вопросы

I. 1. Назвать признаки, на основании которых можно отличить интрузивные породы от эффузивных.
2. Дать краткую характеристику андезитов.
3. Породообразующие минералы щелочных пород.
4. Какие формы залегания магматических пород называются некками?
5. Отличительные признаки кайнотипных и палеотипных пород.

II. 1. Минералы ультракислых пород.
2. Какие породы называются туфами?
3. Перечислить наиболее распространенные породы с порфировой структурой.
4. Признаки пегматитовой структуры.
5. Текстуры магматических пород.

III. 1. Что понимается под структурой и текстурой горных пород?
2. Какие формы залегания магматических горных пород называются жилами?
3. Чем определяется цвет магматических горных пород?
4. Краткая характеристика липаритов.
5. Перечислить светлоокрашенные породообразующие минералы.

IV. 1. Штоки и батолиты.
2. Перечислить наиболее важные ультраосновные породы.
3. Породообразующие и акцессорные минералы (характеристика понятий).
4. Принципы классификации магматических горных пород.
5. Краткая характеристика диоритов.

V. 1. Какие формы залегания магматических горных пород называются дайками?
2. Как отличить дуниты от перидотитов?
3. Формы залегания эффузивных пород.
4. Краткая характеристика трахитов.
5. К каким из магматических горных пород приурочены месторождения цветных металлов, золота?

VI. 1. Как отличить гранит от сиенита?
2. Какие физические свойства магматических горных пород могут быть использованы для установления их происхождения?
3. Характеристика пироксенитов.
4. Роль магматических горных пород в строении земной коры.
5. Как изменяется удельный вес магматических горных пород?

VII. 1. Краткая характеристика диабазов.
2. Какие породообразующие минералы входят в состав средних пород?
3. Типы зернистых структур.
4. Как отличить кварцевые порфиры от липаритов?
5. Лакколиты и лополиты.

РЕПОЗИТОРИЙ ГГПУ

VIII. 1. **Характеристика** нефелиновых сиенитов.
2. Дать определение понятия «дифференциация магмы».
3. Факторы, определяющие формы залегания эффузивных пород.
4. Какие полезные ископаемые связаны с ультраосновными породами?
5. На какие группы подразделяются средние породы?

IX. 1. Дать определение понятия «горная порода».
2. Характеристика габбро.
3. Из каких минералов состоит гранит?
4. Перечислить породы, состоящие только из темноцветных породообразующих минералов.
5. Как отличить диабазы от базальтов?

X. 1. Какие формы залегания магматических пород называются силлами?
2. На какие группы подразделяются магматические породы в зависимости от содержания $5Ю_2$?
3. Как отличить лабрадорит от габбро?
4. Перечислить полезные ископаемые, связанные со средними породами.
5. В чем заключается явление кристаллизационной дифференциации магмы?

XI. 1. Перечислить магматические породы, в состав которых входит кварц.
2. Назвать средние породы, содержащие калиевый полевой шпат.
3. Как отличить нефелиновый сиенит от сиенита?
4. Характеристика аляскитов.
5. Особенности флюидальной текстуры.

XII. 1. Характеристика фонолитов.
2. Какие полезные ископаемые связаны со щелочными породами?
3. Отличительные признаки гранитов.
4. В чем заключается процесс ликвации?
5. Какая порода называется пемзой?

XIII. 1. Характеристика андезитов.
2. Чем отличается порфировая структура от порфировид-ной?
3. Как отличить габбро от дунита?
4. Каково содержание $5Ю_2$ в щелочных породах?
5. К каким породам приурочены месторождения платины, алмазов?

XIV. 1. Характеристика порфиритов.
2. Почему одни образцы гранита имеют серый цвет, а другие розовый?
3. Какие магматические породы почти не содержат темноцветных минералов?
4. Схематически изобразить секущие формы залегания магматических горных пород.
5. Чем различаются стекловатая и скрытокристаллическая **структуры?**

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Контрольные вопросы

1. Типы цементации осадочных пород.
2. Элементы залегания пласта.
3. Трещины высыхания.
4. Какие минералы называются аутигенными?
5. Что представляют собой стилолиты?
1. Дать определение понятия «осадочная порода».
2. Перечислить важнейшие текстуры верхней поверхности пласта.
3. Как и для чего производится ситовой анализ?
4. Гипергенез.
5. Мощность пласта.
1. Аллотигенные минералы.
2. Баллы окатанности.
3. Устройство горного компаса.
4. Текстуры нижней поверхности пласта.
5. Чем обусловлен черный цвет осадочных пород?
1. Седиментогенез.
2. Чем обусловлена слоистость осадочных пород?
3. Компоненты осадочных пород.
4. Как определяется окатанность обломочных пород?
5. Основные типы ассоциаций аллотигенных минералов.
1. Как определяются коэффициенты изометричности и уплощенности?
2. Диагенез.
3. Знаки ряби.
4. Какая текстура называется фунтиковой?
5. Типы слоистости.
1. Катагенез.
2. Коэффициент окатанности.
3. Вулканогенный материал в осадочных породах.
4. Для чего и как используется таблица Василевского?
5. Обломочные структуры (общая характеристика).
1. Метагенез.
2. Дать определение понятия «структура горной породы».
3. Принципы классификации осадочных пород.
4. Цвет осадочных пород.
5. Угловое несогласие.
1. Текстура (определение понятия).
2. На какие группы подразделяются **осадочные породы?**

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

3. Виды обломочных структур.
4. Перечислить структуры пород химического и биохимического происхождения.
5. Космическое вещество в осадочных породах.

IX. 1. Характеристика кристаллически-зернистых текстур.
2. Определение понятия «пласт».
3. Иероглифы как особенности текстуры осадочных пород.
4. Отдельность осадочных пород.
5. Характеристика русловой слоистости.

X. 1. Чем характеризуется органогенно-обломочная структура?
2. Характеристика эоловой слоистости.
3. Поровый цемент.
4. Элементы ограничения пласта.
5. Русские и советские ученые-литологи.

XI. 1. Роль осадочных пород в строении земной коры.
2. Сравнительная характеристика минералогического состава магматических и осадочных пород.
3. Для чего применяется метод отмучивания?
4. Основные терригенные минералы.
5. Какая структура называется афонитовой?

XII. 1. Органические остатки в осадочных породах.
2. Стадии образования осадочных пород.
3. Чем обусловлена синеватая и голубоватая окраска осадочных пород?
4. Перечислить основные полезные ископаемые осадочных пород.
5. Как отличить терригенный кварц от аутигенного?

XIII. 1. Какие породы называются пирокластическими?
2. Типы отдельности осадочных пород.
3. Перечислить главнейшие аутигенные минералы.
4. Схематично изобразить основные типы слоистости.
5. По каким признакам можно установить условия образования осадочной породы?

Лабораторные работы

Оборудование: образцы осадочных пород, таблицы Василевского, набор сит, шкалы окатанности, лупы, предметные стекла, линейки, миллиметровая бумага, технические весы, рабочие тетради.

1. Произвести ситовой анализ образца рыхлой породы и определить ее гранулометрический состав (на занятие предлагается 4—5 образцов).

2. С помощью шкалы окатанности рассчитать коэффициент окатанности образца. Для 5—б галек определить коэффициенты изометричности и уплощенности.

3. Дать описание слоистости связных **пород** (3—**4** образца).

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Контрольные вопросы

1. Какие пески и песчаники называются аркозовыми?
2. Свойства глин.
3. Признаки порового цемента.
4. Какие породы называются пирокластическими?
5. Особенности эоловых песков.

1. Основные генетические типы песчаных пород.
2. Какие породы называются супесями?
3. Признаки базального цемента.
4. Какие породы называются туфами?
5. Чем отличаются ледниковые суглинки от озерных?

1. Классификация песчаных пород по структуре.
2. Какие породы называются брекчиями?
3. Условия образования глин.
4. Признаки пирокластических пород.
5. Основные минералы глин.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

IV. 1. Основные генетические типы псефитовых пород.
2. Признаки лессовых пород.
3. Какие породы называются суглинками?
4. Чем отличаются осадочные породы, содержащие вулканогенный материал, от пирокластических?
5. Свойства и применение гидрослюдистых глин.

V. 1. Применение песчаных пород.
2. От чего зависит степень окатанности обломочных пород?
3. Какие породы называются конгломератами?
4. Характеристика туффитов.
5. Типы каолиновых глин.

VI. 1. Дать название породы, состоящей из 60% песка, 30% гравия и 10% гальки.
2. Кварцевые пески (общая характеристика).
3. Применение псефитовых пород.
4. Какие породы называются туфогенами?
5. Распространение лессовых пород на земном шаре.

VII. 1. Какие псаммитовые породы называются грауваккоыми?
2. Классификация брекчий.
3. Какие глины называются песчаными?
4. Как классифицируются туфогены?
5. Применение каолиновых глин.

VIII. 1. Диагностические признаки русловых песков.
2. Состав цемента обломочных пород.
3. Как отличить супеси от суглинков?
4. Чем отличаются туфы от туфобрекчий?
5. Свойства монтмориллонитовых глин.

IX. 1. Признаки прибрежно-морских песчаных пород.
2. Какие псаммитовые породы называются олигомиктовыми?
3. Почему глины часто имеют пеструю окраску?
4. Состав туфов.
5. Распространение и мощность лессовых пород в Белоруссии.

X. 1. Какие породы называются аргиллитами?
2. Какие породы называются алевролитами?
3. Признаки озерных песков.
4. Какие пески пригодны для стекольного производства?
5. Водно-ледниковая гипотеза происхождения лессов.

XI. 1. Классификация конгломератов.
2. Какие породы называются алевритами?
3. Признаки аллювиальных песков.
4. Какие пески пригодны для силикатного производства?
5. Эоловая гипотеза происхождения лессов.

XII. 1. Условия образования ленточных глин.
2. Основные минералы обломочных пород.
3. Как различать обломочные породы озерного и морского происхождения?
4. Какую породу можно назвать туфогенным гравелитом?
5. Применение лессовых пород.

XIII. 1. Признаки обломочных пород водно-ледникового происхождения.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Контрольные вопросы

1. Перечислить основные группы пород химического и биохимического происхождения.
2. Типы известняков.
3. Типы углей.
4. Какие породы называются опоками?
5. Характеристика мергелей.
1. Условия образования фосфоритов.
2. Состав и особенности каменных солей.
3. Основные структуры пород химического и биохимического происхождения.
4. Перечислить породы ряда глина — известняк.
5. Свойства и состав нефти.
1. Условия образования доломитов.
2. Аллитовые породы.
3. Свойства доломитов.
4. Области применения карбонатных пород.
5. Перечислить породы ряда песчаник — известняк.
1. Условия образования соляных пород.
2. Чем отличаются яшмы от кремней?

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

3. **Происхождение и свойства** мела.
4. Области применения кремнистых пород.
5. Происхождение нефти.

V. 1. Калийные соли.
2. Условия образования гипса **и** ангидрита.
3. Породы ряда известняк — доломит.
4. Как отличить мергели от известняков, доломитов?
5. Свойства и условия образования янтаря.

VI. 1. Свойства и условия образования озокерита.
2. Типы органогенных известняков.
3. Гейзериты.
4. Типы углей по условиям образования.
5. Какая порода называется трепелом?

VII. 1. Известковые туфы.
2. Свойства торфа.
3. Перечислить основные месторождения калийных солей в СССР.
4. Назвать основные эпохи угленакопления.
5. Какие породы называются луговыми мергелями?

VIII. 1. Главнейшие нефтеносные провинции мира.
2. Какие известняки называются кремнистыми?
3. Железистые породы осадочного происхождения.
4. Привести примеры месторождений марганцевых руд осадочного происхождения.
5. В чем заключаются различия в химическом составе углей и нефти?

IX. 1. Перечислить наиболее крупные месторождения каменных солей в СССР.
2. Области применения гипса.
3. Породообразующие минералы осадочных пород.
4. Карбонатные породы территории Белоруссии.
5. Какая порода называется травертином?

X. 1. Главнейшие месторождения осадочных железных руд в СССР.
2. Структуры кремнистых пород.
3. Типы фосфоритов по условиям залегания.
4. Состав торфа.
5. Типы нефтяных месторождений по условиям залегания.

XI. 1. Свойства железистых кварцитов.
2. Происхождение яшм.
3. Как отличить сидерит от доломита, известняка?
4. Крупнейшие месторождения фосфоритов в СССР.
5. Структуры железистых пород.

XII. 1. Состав природных горючих газов.
2. Какие известняки называются углистыми?
3. Текстурные особенности карбонатных пород.
4. Условия образования кремней.
5. Районы распространения карбонатных пород в СССР.

XIII. 1. Области применения карбонатных пород.
2. Железистые окисные породы.
3. Типы углей по **составу.**
4. Нефть и газ на территории Белоруссии.
5. Типы доломитов.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Контрольные вопросы

1. Факторы метаморфизма.
2. Характеристика гнейсов.
3. Диагностические признаки роговиков.
1. Какие породы называются железистыми кварцитами? Их практическое значение.
2. Что понимается под термином «региональный метаморфизм»?
3. Хлоритовые сланцы.
1. Перечислить структуры метаморфических пород.
2. Динамометаморфизм.
3. Какие породы называются эклогитами?
1. Термальный метаморфизм.
2. Минералогический состав метаморфических пород.
3. Чем отличаются гнейсы от гранитов?
1. Характеристика амфиболитов.
2. В чем отличие парагнейсов от ортогнейсов?
3. В чем заключается процесс гранитизации?
1. Текстуры метаморфических пород.
2. Характеристика кварцитов.
3. Грейзены и скарны.
1. Дать определение понятия «метаморфическая фация».
2. Автометаморфизм.
3. Характеристика глинистых сланцев.
1. В чем заключается процесс кристаллобластеза?
2. Какие породы называются мигматитами?
3. Как классифицируются метаморфические породы?
1. Типы кристаллобластических структур.
2. Характеристика гранулитов.
3. Практическое значение метаморфических пород.
1. Характеристика кристаллических сланцев.
2. На основании каких признаков можно установить генезис пород, послуживших исходными для метаморфических?
3. Инъекционный метаморфизм.
1. Роль метаморфических пород в строении земной коры.
2. Перечислить самые распространенные метаморфические породы.
3. В чем заключается явление анатексиса?
1. Березиты.
2. Какие породы называются кристаллическими сланцами?
3. Зоны метаморфизма,

XIII. 1. Тальковые сланцы.
2. Мраморы.
3. Основные полезные ископаемые, связанные с метаморфическими породами.

Лабораторные работы

Оборудование: образцы метаморфических пород, шкалы Мооса, лупы, фарфоровые «бисквиты», флаконы с соляной кислотой, контурные карты СССР, рабочие тетради.

1. Нанести на контурную карту **СССР** месторождения железистых кварцитов, мрамора.

2. Нанести на контурную карту **СССР** основные месторождения графита, слюды.

3. Определить и описать в соответствии с приведенной ранее схемой образцы метаморфических горных пород (5—6 образцов).

Контрольное задание. Определить и описать предложенные образцы метаморфических пород (5—6 на занятие) без использования определителя.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Вопросы к экзамену по геологии 2014 год.

1. Предмет и задачи геологии. Значение геологических исследований.
2. Основные этапы истории развития геологической науки.
3. Строение Вселенной и Солнечной системы.
4. Строение Земли.
5. Геохронологическая шкала. Методы определения возраста Земли.
6. Гипотезы происхождения Земли.
7. Кристаллы и их свойства.
8. Физические свойства минералов.
9. Генезис минералов.
10. Классификация минералов.
11. Характеристика класса самородные элементы.
12. Характеристика класса сульфиды.
13. Характеристика класса галоидные соединения.
14. Характеристика класса окислы и гидроокислы.
15. Характеристика класса карбонаты.
16. Характеристика класса сульфаты.
17. Характеристика класса фосфаты и вольфраматы.
18. Характеристика класса силикаты и алюмосиликаты.
19. Магматизм, дифференциация магмы.
20. Интрузивный магматизм.
21. Эффузивный магматизм.
22. Морфология и классификация вулканов.
23. Классификация магматических горных пород.
24. Строение океанов. Типы и фации морских отложений.
25. Обломочные горные породы.
26. Глинистые породы.
27. Породы химического и биохимического происхождения.
28. Метаморфизм, типы метаморфизма.
29. Метаморфические горные породы.
30. Геологическая деятельность атмосферных вод.
32. Типы речных террас.
33. Аккумулятивная деятельность рек.
34. Геологическая деятельность ледников, типы ледников.
35. Эрозионная и аккумулятивная деятельность ледников.
36. Аккумулятивная деятельность талых ледниковых вод.
37. Перигляциальная зона.
38. Оледенения Земли, причины оледенений.
39. Классификации и типы подземных вод.
40. Карстовые процессы. Суффозия.
41. Геологическая деятельность ветра.
42. Дюны и барханы.
43. Геологическая деятельность озер и болот.
44. Тектонические движения земной коры и их типы.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

45. Складчатые формы залегания горных пород.
46. Разрывные тектонические движения.
47 Байкальский тектогенез и его проявления.
48 Беннетитовые, их роль в развитии растений.
49 Вендский период в истории развития Земли.
50 Герцинский тектогенез и его проявления.
51 Девонский период в развитии З., его особенности.
52 Дивергентные границы между литосферными плитами.
53 Кайнозойский тектогенез и его проявления.
54 Кайнозойский этап в развитии Земли.
55 Кайнозойские фауны в развитии органического мира.
56 Каледонский тектогенез и его проявления.
57 Каменноугольный период в истории развития Земли.
58 Кембрийский период в развитии Земли, его особенности.
59 Конвергентные границы между литосферными плитами.
60 Мезозойский тектогенез и его проявления.
62 Мезозойский этап в развитии Земли.
63 Меловой период в развитии Земли, его особенности.
64 Определениее фации. Литофациальный анализ.
65 Новая глобальная тектоника о развитии литосферы.
66 Образование островных дуг, геологический смысл этого явления.
67 Субдукция, ее роль в образовании земной коры.
68 Определение фации. Биофациальный анализ.
69 Определение фации. Континентальные фации, их особенности, основные фации этого типа
70 Определение фации. Лагунные фации, их особенности, основные фации этого типа.
71 Определение фации. Морские фации, их особенности. Основные фации этого типа.
72 Определение формации, особенности платформенных формаций, основные платформенные формации.
73 Определение формации. Особенности геосинклинальных формаций, основные формации этого типа.
74 Ордовикский период в развитии Земли, его особенности.
75 Палеоген-неогеновый этап развития Земли, его особенности.
76 Палеозойский этап развития Земли, его особенности.
77 Первые наземные позвоночные животные, их дальнейшая эволюция
78 Первые наземные растения и их роль в развитии высших растений.
79 Первые представители голосеменных и их дальнейшая эволюция.
80 Пермский период в развитии Земли, его особенности.
81 Позднепалеозойский этап в развитии Земли.
82 Позднепротерозойский этап в развитии Земли.
83 Понятие о геологическом времени.
84 Отличие в образовании океанической и континентальной земной коры.
85 Раннегеологический этап в развитии Земли

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

86 Раннегеосинклинальный (доплитный) этап в развитии Земли.
87 Раннепалеозойский этап развития Земли.
88 Ранние геосинклинали, их значение в образовании земной коры.
89 Рифтогенез и его роль в развитии земной коры.
90 Силурийский период в истории развития Земли, его особенности.
91 Современные эпиконтинентальные моря.
92 Спрединг и его роль в развитии земной коры.
93 Триасовый период в развитии Земли, его особенности.
94 Формации краевых прогибов, их особенности, основные формации этого типа.
95 Четвертичный период в истории развития Земли, его особенности.
96 Эволюция земноводных.
97 Эволюция костных рыб.
98 Эволюция млекопитающих.
99 Эволюция плауновидных.
100 Эволюция покрытосеменных.
101 Эволюция пресмыкающихся.
102 Эволюция птиц.
103 Эволюция рыб.
104 Эволюция членистостебельных.
105 Эпиплатформенный орогенез.
106 Юрский период в развитии Земли, его особенности.
107 Относительный и абсолютный возраст горных пород. Методы его определения.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

ТЕСТ I

Фораминиферы
Радиолярии
Археоциаты
Губки
Табулята
Четырехлучевые кораллы
Трилобиты
Морские ежи
Морские лилии

А.

1. На поверхности тела имеются известковые иглы, тело покрыто подкожным панцирем, состоящим из известковых табличек.
2. Имеют сходство с одноименными растениями.
3. По внешнему виду напоминают цветы.
4. Имеют стрекательные клетки.
5. Тело — трехслойный мешок.
6. Характерны классификационные признаки: лицевой шов, щеки.
7. Морские колониальные и одиночные животные.

Б.

1. Древние морские прикрепленные организмы.
2. Морские, ведут прикрепленный (донный) образ жизни. Немногочисленные формы обитают в пресных водоемах.
3. Морские одиночные животные, свободноживущие и прикрепленные.
4. Примитивные, низшие многоклеточные животные.
5. Морские микроскопические одноклеточные организмы.
6. Имеют своеобразную водно-сосудистую (амбулякральную) систему.
7. Только морские свободноживущие одиночные животные.
8. Только колониальные формы.
9. Морские одиночные прикрепленные животные.
10. Древние морские животные, ведущие донный образ жизни, некоторые из них обладали способностью сворачиваться.

В.

1. Скелет состоит из кремнистых или известковых игл (спикул).
2. Выделяются правильные и неправильные, древние и молодые.
3. Характерна двусторонняя симметрия.
4. Имеют известковый скелет с хорошо развитыми вертикальными перегородками — септами.
5. Микрораковина из роговоподобного органического вещества (хитина) или извести, или песчинок, сцементированных известью или хитином.
6. Микроорганизмы, имеющие шарообразный, дисковидный или шлемовидный скелет, состоящий в большинстве случаев из кремнезема.
7. Скелет известковый, массивный, в форме конус в конусе.
8. Микрораковина одно- и многокамерная с различным расположением

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

камер.
9. Выделяются такие морфологические элементы тела, как крона (чашечка и руки), стебель, корень.
10. Характерна пятилучевая симметрия.
11. Имеют известковый скелет с хорошо развитыми горизонтальными перегородками — днищами.
12. Имели хитиноизвестковый панцирь, разделенный на три части.

Г.

1. Известны в позднем протерозое, широкое распространение получили в силуре и мелу. Живут в настоящее время.
2. Образуют криноидные известняки.
3. Известны с ордовика, широко представлены в палеозое и мезозое, встречаются в настоящее время.
4. Известны с докембрия до настоящего времени.
5. Древние, жившие и вымершие в палеозое животные.
6. Играют важную роль в породообразовании.
7. Известны только в отложениях кембрия.

ТЕСТ II

Брюхоногие моллюски
Двустворчатые моллюски
Наутилоидеи
Аммоноидеи
Внутреннераковинные
Плеченогие

А.

1. Животное помещается в жилой камере внутри раковины.
2. Характерны для нижнего палеозоя, в настоящее время сохранился род в Тихом и Индийском океанах.
3. Органом передвижения является воронка.
4. Образуют пелециподовые известняки.
5. Являются непосредственными предками современных головоногих моллюсков.
6. Распространение получают с середины палеозоя, вымирают в мезозое.
7. Известны с триаса, развитие получили в юрском и меловом периодах.
8. В палеозое развиты слабо, в мезозое широко распространены, расцвета достигли в кайнозое.
9. В палеозое были одними из самых многочисленных и разнообразных морских животных, в настоящее время мало распространены.
10. Самый обширный в современную эпоху класс моллюсков.

Б.

1. Имеются следующие морфологические элементы: жилая камера, фрагмокон, сифон.
2. Имеются следующие морфологические элементы: ростр, простракум,

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

альвеола.
3.По типу замка подразделяются на рядозубые, разнозубые, беззубые.
4.Имеются такие морфологические элементы, как мантийная линия, мантийный синус, отпечатки мускулов.
5.У большинства раковина асимметричная.
6.Выделяются такие морфологические элементы раковины, как шовная линия, устье, столбик, виток.
7.Имеют отверстие для выхода ножки.
8.Некоторые представители имеют такие морфологические элементы, как арея, синус, седло.
9.Бывают замковые и беззамковые.
10.Замок состоит из двух зубов на одной створке и двух выемок на другой.
11.Замок — чередование зубов и ямок на обеих створках.
12.Плоскость симметрии проходит через створки, деля их пополам.

В.

1. На раковине могут быть отпечатки кровеносной системы.
2.Раковина обтянута кожей.
3.Ведут придонный образ жизни.
4.Древние, примитивные представители головоногих.
5.Ведут прикрепленный донный образ жизни. Прикрепляются при помощи специальной ножки.
6.Главным образом плавающие животные.
7.Имеют представителей, ведущих наземный образ жизни, т. е. с легочным типом дыхания.
8.Пресноводные одиночные животные.
9.Морские одиночные животные.
10. Морские и пресноводные одиночные животные.

Г.

1. Раковины могут быть объемлющими, полуобъемлющими, необъемлющими.
2.Могут быть равностворчатыми и неравностворчатыми, равносторонними и неравносторонними.
3.Имеют «ручной аппарат».
4.Имеют брюшную и спинную створки.
5.У большинства раковина спирально-коническая.
6.Имеют левую и правую створки.
7.Раковина прямая, слегка согнутая или спирально-плоскостная.
8.Перегородка прямая, перегородочная линия простая.
9.Преобладают раковины, свернутые в одной плоскости.
10.Имеют сложное строение перегородочной линии.
11.Обладают двусторонней симметрией.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Пояснения к тестам

В верхней части теста приведены группы фауны, отдельные признаки которых скомпонованы определенным образом. Знакомясь со списком этих признаков по порядку, необходимо отобрать признаки заданной группы и записать их в виде формулы. Остальные признаки **в** данном случае не принимаются во внимание. Например:

Губки А 5, 7; Б 2, 4; В 1; Г 1. Правильность ответа можно проконтролировать, сравнив полученную формулу с формулой, приведенной в ответах к тестам.

Подобные тесты (изменив порядок компоновки признаков) могут быть использованы преподавателем с минимальной затратой времени для контроля готовности студентов к занятиям.

Ответы к тестам

Фораминиферы Б 5, 7; В 5, 8; Г 4, 6.
Радиолярии Б 5, 7; В 6; Г 4, 6.
Археоциаты А 7; Б 1, 4; В 7; Г 5, 6, 7.
Губки А 5, 7; Б 2, 4; В 1; Г 1.
Табулята А 3, 4, 5; Б 1, 8; В 11; Г 5, 6.
Четырехлучевые кораллы А 3, 4, 5, 7; Б 1; В 4; Г 5.
Трилобиты А 6; Б 7, 10; В 3, 12; Г 5.
Морские ежи А 1; Б 6, 7; В 2, 3, 10; Г 3.
Морские лилии А 2; Б 3, 6; В 9, 10; Г 2, 3, 6.
Брюхоногие моллюски А 8, 10; Б 5, 6; В 7; Г 5.
Двустворчатые моллюски А 4, 8; Б 3, 4, 9, И; В 3, 10; Г 2, б, 11.
Наутилоидеи А 1, 2, 3; Б 1; В 3, 4, 9; Г 7, 8, И.
Аммоноидеи А 1, 3, 6; Б 1; В 3, 6, 9; Г 1, 9, 10, 11.
Внутреннераковинные А 1, 3, 5, 7; Б 1, 2; В 1, 2, 6, 9; Г 11.
Плеченогие А 9; Б 7, 8, 9, 10, 12; В 3, 5, 9; Г 3, 4, 11.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Список основной и дополнительной литературы

Основная

1. Богдасаров, М.А. Краткий курс лекций по геологии. /М.А. Богдасаров. - Брест: БрГУ имени А.С.Пушкина, 2012.
2. Богдасаров, М.А. Краткий определитель минералов, горных пород и окаменелостей /М.А. Богдасаров. - Брест: БрГУ имени А.С.Пушкина, 2012.
3. Карлович И.А. Геология /И.А.Карлович. - М.: Академический проект, 2004.
4. Комаровский, М.Е. Учебная общегеологическая практика на Минском полигоне /М.Е. Комаровский.- Минск: БГУ, 2011.
5. Короновский, Н.В. Геология 3-е издание. /Н.В. Короновский, Н.А. Ясаманов. - М.: Академия, 2006.
6. Короновский, Н.В. Историческая геология. 2-е издание /Н.В. Короновский, В.Е. Хаин, Н.А. Ясаманов. - М.: Академия, 2006.
7. Махнач, А.А. Введение в геологию Беларуси /А.А. Махнач. Минск: Институт геологических наук НАН Беларуси, 2004.
8. Михайлова, И.А. Палеонтология /И.А.Михайлова, О.Б. Бондаренко. М.: МГУ, 2006.
9. Подобина, В.М. Историческая геология. /В.М. Подобина, С.А. Родыгин. - Томск: НТЛ, 2000.
10. Ярцев, В.И. Геологический словарь: понятия и термины /В.И. Ярцев. Минск: Беларуская навука, 2010.

Дополнительная

11. Войлошников, В.Д. Геология: Методы реконструкций прошлого Земли. Геологическая история Земли /В.Д. Войлошников. - М.: Просвещение, 1979.
12. Гурский, Б.Н. Историческая геология с элементами палеонтологии /Б.Д.Гурский. - Минск: Высшая школа, 1979.
13. Гурский, Б.Н., Геология общая и историческая /Б.Н Гурский., Д.М. Корулин. - Минск: Высшая школа, 1982.
14. Друщиц, В.В. Палеонтология /В.В. Друшиц, О.П.Обручева. - М.: МГУ, 1971.
15. Лазаренко, Е.К. Курс минералогии /Е.К. Лазаренко.- М.: Высшая школа, 1971.
16. Немков, Г.И. Историческая геология. 2-е издание /Г.И. Немков, Е.С. Левицкий, И.А. Гречишникова. - М.: Недра, 1986.
17. Нестерович, В.Н. Практикум по палеонтологии /В.Н.Нестерович. Минск. Вышэйшая школа, 1983.
18. Палмер, Д. Атлас динозавров /Д. Палмер. - М.: Астрель, 2001.
19. Энциклопедия для детей. Геология. Т.4. Глав. ред. М.Д. Аксенова. - М.: Аванта, 2002.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Темы для самостоятельного изучения

1. Пегматиты и пегматитовый тип минералообразования.
2. Пневматолитовый и гидротермальный типы минералообразования.
3. Метаморфический тип минералообразования.
4. Метасоматоз.
5. Дифференциация магмы и магматический тип минералообразования.
6. Суффозия и карст – их свойства и отличия.
7. Типы подземных вод.
8. Отложения болот.
9. Эоловые формы рельефа и их характеристика.
10. Драгоценные камни класса окислы и гидроокислы – их характеристика.
11. Рудные минералы класса окислы.
12. Характеристика слюд и их важнейшие месторождения.
13. Характеристика минералов класса сульфиды.
14. Горючие полезные ископаемые (общая характеристика)
15. Минеральные воды.
16. Полезные ископаемые Арктики.
17. Месторождения углей республики Беларусь.
18. Месторождения каменной соли на территории нашей республики.
19. Месторождения янтаря в мире.
20. Месторождения малахита и их характеристика.
21. Стекольные пески Беларуси.
22. Крупнейшие месторождения алмазов мира.
23. Полезные ископаемые метаморфического типа.
24. Парагенезис.
25. Гранаты и аналогичные им минералы (их характеристика и условия образования).
26. Характеристика кварца и его разновидностей.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

УЧРЕЖДЕНИЕ ОБРАЗОВАНИЯ
«БЕЛОРУССКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ПЕДАГОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ ИМЕНИ МАКСИМА ТАНКА»

УТВЕРЖДАЮ
Проректор по учебной работе
учреждения образования «Белорусский государственный педагогический университет
имени Максима Танка»
_____ В.В. Шлыков
_____
Регистрационный № УД-26-03/66 /баз.

ГЕОЛОГИЯ

Учебная программа учреждения высшего образования по учебной дисциплине для специальности
1-02 04 02 Биология и география

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

2013 г.

СОСТАВИТЕЛЬ:

Г.И. Литвинюк, доцент кафедры физической географии учреждения образования «Белорусский государственный педагогический университет имени Максима Танка», кандидат геолого-минералогических наук, доцент

РЕЦЕНЗЕНТЫ:

Кафедра географии Беларуси Брестского государственного университета;

А.А. Махнач, главный научный сотрудник Белорусского научно-исследовательского геолого-разведочного института, доктор геолого-минералогических наук, профессор, академик НАН Беларуси

РЕКОМЕНДОВАНА К УТВЕРЖДЕНИЮ:

Кафедрой физической географии
(протокол № 11 от 02.05.2013 г.);

Заведующий кафедрой
_____ А.В. Таранчук

Советом факультета естествознания учреждения образования «Белорусский государственный педагогический университет имени Максима Танка»
(протокол № 9 от 22.05.2013 г.)

Председатель Совета
_____ Н.В. Науменко

Научно-методическим советом учреждения образования «Белорусский государственный педагогический университет имени Максима Танка»
(протокол № 4 от 24.05.2013 г.)

Согласовано
24.05.13

Оформление учебной программы и сопровождающих ее материалов действующим требованиям Министерства образования Республики Беларусь соответствует.

Методист учебно-методического
управления БГПУ
_____ Е.А. Кравченко

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Пояснительная записка

Актуальность изучения учебной дисциплины

Курс «Геологии» является одним из основополагающих в естественно-научном образовании, совместно с другими базовыми дисциплинами закладывает основы теоретических знаний, объясняет процессы, происходящие в природе, знакомит с основными структурными элементами земной коры и закономерностями ее развития, а также показывает значение геологии для народного хозяйства. Знания по геологии являются составной частью среднего образования и поэтому учитель географии должен иметь достаточно большой уровень геологических знаний. Полученные теоретические знания в ходе обучения закрепляются во время прохождения учебной полевой практики.

Программа по учебной дисциплине «Геология» разработана в соответствии с образовательным стандартом и типовым учебным планом подготовки студентов по специальности 1-02 04 02 Биология и география.

Цели и задачи учебной дисциплины

Целью изучения учебной дисциплины «Геология» является приобретение студентами основ геологических знаний и формирование у них представлений о процессах, протекающих в недрах Земли и на ее поверхности, а также истории развития Земли на основе изучения тектонических структур материков и океанов и эволюции органического мира.

Задачи учебной дисциплины:

- изучить вещественный состав Земли и земной коры при непосредственном исследовании слагающих их горных пород;
- изучить процессы, протекающие в недрах литосферы и на ее поверхности, обусловленные внутренними (эндогенными) и внешними (экзогенными) силами;
- изучить минералы и горные породы магматического, метаморфического происхождения и их значение для развития народного хозяйства;
- дать представление о наиболее важных экзогенных факторах (выветривании, геологической деятельности атмосферных и подземных вод, рек, морей, ветра, озер, болот, ледников и т.д.) и их роли в формировании рельефа Земли;
- ознакомить студентов с методами проведения палеогеографических реконструкций, сформировать понятие о фациях и формациях и связанных с ними полезных ископаемых;
- сформировать представление о геологической истории развития Земли, ее основных тектонических этапах формирования;
- показать общие закономерности развития органического мира и его эволюции;
- показать важность изучения геологии с целью практического использования недр Земли для развития народного хозяйства.

Учебная дисциплина «Геология» тесно связана с такими специальными дисциплинами как «Общее землеведение», «Картография с основами топографии», так как они закладывают основы фундаментальных знаний о

РЕПОЗИТОРИЙ ВГПУ

географической оболочке, процессах и явлениях, оказывающих влияние на ее развитие. В то же время, полученные знания по геологии используются студентами при изучении таких учебных дисциплин как «География почв с основами почвоведения», «Физическая география материков и океанов», «Физическая география Республики Беларусь».

В соответствии с требованиями образовательного стандарта в результате изучения учебной дисциплины «Геология» студент должен **знать:**

- строение Земли и земной коры, общие закономерности развития земной коры и литосферы;
- состав и свойства минералов и горных пород, слагающих земную кору и имеющих промышленный интерес, а также их генезис и закономерности размещения в пространстве;
- геологические процессы, происходящие в недрах нашей планеты и на её поверхности, в результате которых образуются минералы и горные породы, а также происходит формирование древнего и современного рельефа;
- геологическую историю развития Земли и причины образования и развития литосферы, атмосферы, гидросферы и биосферы;
- историю развития материков и океанов, эволюцию климата, органического мира и формирование различных полезных ископаемых.

В результате изучения учебной дисциплины «Геология» студент должен **уметь:**

- определять минералы и горные породы, объяснить их происхождение и практическое применение;
- объяснить происхождение любых форм рельефа с точки зрения позиций геологического развития территории;
- объяснить глобальные геологические процессы, происходящие на границах литосферных плит;
- прочитать любую геологическую карту и объяснить возраст изображенных на ней геологических структур;
- проводить палеогеографические реконструкции по результатам геологического строения территории, ископаемым органическим остаткам и другим признакам;
- использовать литературные, фондовые, полевые и другие источники, составлять по ним стратиграфические колонки, геологические профили и вести другую геологическую документацию.

В результате изучения учебной дисциплины «Геология» студент должен **владеть:**

- навыками и приемами обобщения фактического материала;
- методикой анализа геологических и специальных карт;
- навыками построения профилей и графиков;
- понятийным аппаратом дисциплины;
- междисциплинарным подходом как методологической основой географических исследований;
- методами общегеологического изучения и умением применять их при проведении геологических исследований.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Структура содержания учебной дисциплины

Структурирование содержания учебной дисциплины осуществляется посредством выделения в нём укрупнённых дидактических единиц - разделов. Структура содержания учебной дисциплины включает:

- разделы
- темы учебных занятий

По каждому учебному разделу в соответствии с его целями и задачами по формированию и развитию у студентов компетенций преподавателем (кафедрой) проектируются и реализуются определенные педагогические технологии. В числе наиболее перспективных и эффективных современных инновационных образовательных систем и технологий, позволяющих реализовать системно-деятельностный компетентностный подход в учебно-воспитательном процессе, следует выделить: учебно-методические комплексы; вариативные модели управляемой самостоятельной работы студентов, блочно-модульные, модульно-рейтинговые и кредитные системы, информационные технологии, методики активного обучения, критериально-ориентированные тесты.

Всего на изучение дисциплины отводится максимально 190 часов, из них аудиторных 86.

Методы (технологии) обучения

Основными методами обучения, отвечающими целям изучения дисциплины являются:

- элементы проблемного обучения (проблемное изложение, вариативное изложение, частично-поисковый метод), реализуемые на лекционных занятиях;
- элементы учебно-исследовательской деятельности, реализация творческого подхода, реализуемые на практических занятиях и при самостоятельной работе;
- проектные технологии, используемые при проектировании конкретного объекта, реализуемые при выполнении курсовой работы.

Организация самостоятельной работы студентов

При изучении дисциплины используются следующие формы самостоятельной работы:

- контролируемая самостоятельная работа в виде выполнения индивидуальных заданий в аудитории во время проведения практических занятий под контролем преподавателя в соответствии с расписанием;
- подготовка рефератов по индивидуальным темам, в том числе с использованием патентных материалов;
- подготовка курсовой работы по индивидуальным заданиям, в том числе разноуровневым заданиям.

Диагностика компетенций студентов

Для оценки достижений студентов рекомендуется использовать следующий диагностический инструментарий:

- вопросы, задания текущего, тематического и итогового видов

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

контроля;

- проведение текущих контрольных опросов по отдельным темам;
- защита выполненных на практических занятиях индивидуальных заданий;
- сдача экзамена по дисциплине.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Примерный тематический план

Наименование разделов, тем	Количество аудиторных часов				
	Всего	в том числе			
		лекций	практических	лабораторных занятий	семинарских занятий
Раздел I ***Динамическая геология с основами минералогии и петрографии***	**44**	**26**	**8**	**10**	
1. Предмет и задачи геологии	1	1			
2. Основные этапы истории развития геологических знаний	1	1			
3. Строение, физические, химические свойства Земли, возраст и гипотезы происхождения Земли	2	2			
4. Генетическая минералогия	12	4		8	
5. Магматизм и магматические горные породы	8	4	2	2	
6.Геологическая деятельность атмосферных вод. Гипергенез и кора выветривания.	1	1			
7. Геологическая деятельность рек	2	2			
8.Геологическая деятельность ледников	2	2			
9. Геологическая деятельность ветра, озер и болот	2	2			
10.Геологическая деятельность подземных вод	2	2			
11.Геологическая деятельность моря. Осадочные горные породы.	6	2	4		
12.Метаморфизм и метаморфические горные породы	3	1	2		
13. Тектонические движения земной коры	2	2			
Раздел II ***Методы реконструкции геологичского прошлого Земли***	**20**	**8**	**2**	**8**	**2**
14. Геологическое время	4	2		2	
15. Эволюционная палеонтология	10	2	2	6	1
16. Понятие о фациях и формациях	2	2			1
17. Понятие о современном строении земной коры	2	2			
Раздел III ***Основные этапы геологической истории развития Земли***	**24**	**16**	**8**		

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

18. Раннегеологический этап	2	2			
19. Раннегеосинклинальный, доплитный этап	2	2			
20. Неогей, плитный этап в развитии Земли	4	2	2		
21.Раннепалеозойский (каледонский) этап	4	2	2		
22. Позднепалеозойский (герцинский) этап	5	3	2		
23. Мезозойский (киммерийский) этап	4	3	1		
24. Кайнозойский (альпийско-тихоокеанский) этап	3	2	1		
Итого	**88**	**50**	**18**	**18**	**2**

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Содержание учебного материала

Раздел I. ДИНАМИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЯ С ОСНОВАМИ МИНЕРАЛОГИИ И ПЕТРОГРАФИИ

Тема 1. Предмет и задачи геологии

Определение предмета изучения геологии. Значение геологических исследований для прогресса науки, географического образования учителя географии. Место геологии среди других естествоведческих наук и связь с ними. Роль минеральных ресурсов в общественном производстве.

Тема 2. Основные этапы истории развития геологических знаний

Состояние геологической науки в древнюю и средневековую эпохи. Роль русских и советских ученых в развитии геологической науки. Работы М.Ю Ломоносова, В.М.Севергина, А.П.Карпинского, И.В.Мушкетова, Ф.Ю. Левинсона-Лессинга, В.И.Вернадского, В.А.Обручева, А.Е.Ферсмана, Д.В.Наливкина, И.М.Губкина, А.Д.Архангельского, М.М.Страхова, П.И.Степанова, А.П.Виноградова. Вклад белорусских геологов Г.В.Богомолова, К.И.Лукашова, Г.И.Горецкого, Р.Г.Горецкого, А.С.Махнача, Б.Н.Гурского, Л.Н.Вознячука и др. в развитие минерально-сырьевой базы страны.

Тема 3. Строение, физические, химические свойства Земли, возраст и гипотезы происхождения Земли

Строение и состав Земли. Методы изучения строения Земли. Геологические и геофизические исследования, сверхглубокое бурение, изучение ложа Мирового океана. Общие сведения о физических свойствах, химическом составе и строении Земли (геофизическая модель). Общие сведения о внутренних частях земного шара.

Тема 4. Генетическая минералогия

Сведения с кристаллографии. Кристаллическое и аморфное состояние вещества. Кристалл и элементы его ограничения. Симметрия кристаллов и элементы симметрии (плоскость, центр и осъ симметрии). Простые кристаллические формы и их сочетания. Виды симметрии (сингонии).

Общие сведения о минералах. Физические свойства минералов (твердость, упругость, гибкость. ковкость, спайность, светопреломление, цвет, цвет черты, блеск, прозрачность, удельный вес. вкус, запах, магнитность и др.). Связь физических свойств с особенностями кристаллохимической структуры минералов.

Морфология минералов и их агрегатов: облик кристаллов, агрегаты, двойники (срастания и прорастания и др.), зернистые и плотные массы, друзы, конкреции и секреции, оолиты, натечные формы, корки, дендриты, землистые скопления. Особенности состава минералов земной коры. Классификация минералов.

Распространенные и практически важные минералы. Самородные элементы: золото, серебро, платина, медь, алмаз, графит, сера.

Сернистые соединения: галенит, сфалерит, сульфиды меди (халькопирит. халькозин), киноварь, молибденит, сульфиды железа (пирит, марказит).

Галоидные соединения: галит, сильвин, карналлит, флюорит.

Оксиды и гидрооксиды: кремния (кварц, халцедон, опал), железа (гематит,

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

гетит), алюминия (корунд, бемит), марганца (пиролюзит, псиломелан), сложные окислы (магнетит, ильменит, хромит).

Соли кислородных кислот. Карбонаты: кальцит, арагонит, доломит, сидерит, малахит, азурит.

Сульфаты: барит, гипс, ангидрит, мирабилит, ярозит.

Вольфраматы: вольфрамит.

Фосфаты; апатит, вивианит, фосфорит.

Силикаты: калинатровые полевые шпаты (ортоклаз, микроклин), кальциево-натровые (плагиоклазы), слюды (мусковит, биотит, лепидолит, флогопит), амфиболы (роговая обманка, актинолит), пироксены (авгит), группа эпидота, группа турмалина, группа оливина, группа граната, группа хлорита, группа серпантина, группа талька, глинистые минералы (каолинит, монтмориллонит), гидрослюды.

Тема 5. Магматизм и магматические горные породы

Магма, ее состав, состояние, условия нахождения. Дифференциация магмы. Глубинные (интрузивные) и поверхностные (эффузивные) магматические процессы.

Интрузивный магматизм. Формы глубинных интрузии (батолиты и штоки). Инъекционные тела (силлы, лакколиты, лополиты, факолиты, дайки, некки). Полезные ископаемые, связанные с интрузивным магматизмом.

Эффузивный магматизм. Продукты вулканических извержений. Трещинные излияния и центральные извержения, формы залегания эффузивных пород (купола, потоки, покровы). Строение вулкана. Типы центральных извержений (трубки взрыва, бандасайский, пелейский, этновезувианский, гавайский). Поствулканические явления. Причины извержения вулканов. Полезные ископаемые, связанные с эффузивным магматизмом. Географическое распространение вулканов.

Поствулканические процессы и минеральные образования. Легколетучие компоненты магмы. Представления о механизме отделения газовой фазы от магматического расплава. Пневматолиз и образование минералов с вулканических возгонов. Гидротермальные растворы. Пневматолитово-гидротермальные растворы. Пневматолитово-гидротермальные образования: грейзеновые тела, штокверки, жилы, линзы и другие формы залегания. Скарны и другие контактные образования. Метасоматоз. Значение постмагматических явлений для образования месторождений руд. Генетическая и пространственная связь магматизма с рудообразованием. Полезные ископаемые магматического происхождения.

Главные магматические породы. Интрузивные и эффузивные породы. Минеральный состав, структуры и текстуры магматических горных пород как показатель условий их образования. Классификация магматических пород по химическому составу: ультраосновные, основные, средние, кислые, щелочные породы. Группа гранита-липарита, сиенита-трахита, диорита-андезита, габбро-базальта, перидотита, нефелинового сиенита. Особенности минерального состава и структуры магматических пород в зависимости от происхождения.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Тема 6. Геологическая деятельность атмосферных вод. Гипергенез и кора выветривания

Поверхностный сток, его эрозионная и аккумулятивная деятельность. Склоновые процессы, образования делювия. Солифлюкция. Деятельность периодических потоков. Пролювий. Оврагообразование. Сели и селевые отложения.

Гипергенез и кора выветривания. Представление о выветривании. Зона гипергенеза. Кора выветривания. Влияние биоклиматических условий. Роль рельефа и грунтовых вод на формирование коры выветривания. Древняя кора выветривания.Полезные ископаемые коры выветривания: силикатные руды никеля, элювиальные бокситы, железные руды .

Тема 7. Геологическая деятельность рек

Разрушительная работа речной воды. Виды речной эрозии. Базис эрозии. Влияние колебаний базиса эрозии на геологическую деятельность реки и строение ее долины. Переносная и созидательная работа рек. Русловой, пойменный и старичный аллювий равнинных рек. Стадии существования реки. Реки геологического прошлого.

Тема 8. Геологическая деятельность ледников

Образование и движение ледников. Типы ледников. Эрозионно-аккумулятивная деятельность ледников. Формы ледникового рельефа. Ледниковые отложения: моренные, водно-ледниковые, озерно-ледниковые, перигляциальные. Отложения древних материковых ледников. Оледенения на Беларуси.

Тема 9. Геологическая деятельность ветра, озер и болот

Разрушительная работа ветра (дефляция, корразия). Эоловый перенос. Эоловая аккумуляция и ее формы (дюны, барханы, грядовые пески и др.). Эоловые лессы и лессовидные отложения.

Абразия и аккумуляция. Озерные отложения разных климатических зон. Терригенные, органогенные, хемогенные осадки. Полезные ископаемые, связанные с озерными отложениями. Происхождение болот, их типы. Болотные отложения и полезные ископаемые.

Тема 10. Геологическая деятельность подземных вод

Происхождение подземных вод. Водопроницаемые и водоупорные слои. Водоносные горизонты. Безнапорные и напорные межпластовые воды. Химический состав подземных вод. Процессы растворения и осаждения, разуплотнения и цементации. Суффозия, оползни, карст. Морфология минеральных новообразований: натечные формы, сталактиты, сталагмиты, пещерный жемчуг. Роль подземных вод в образования горных пород и полезных ископаемых. Формы рельефа, образованные подземными водами.

Тема 11. Геологическая деятельность моря. Осадочные горные породы

Разрушительная работа моря (абразия). Созидательная работа моря. Литогенез и его стадии. Минералообразование при осадконакоплении (осаждение карбонатов, гидроокислов железа и марганца, фосфатов, сульфатов, хлоридов) на разных морфологических элементах дна Мирового океана. Красная океаническая глина и радиоляриевые илы абиссальных областей. Осадки литоральной области шельфа. Соленосные отложения высыхающих

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

лагун. Терригенные и органогенные илы материкового склона и ложа Мирового океана. Влияние физико-географических условий на состав осадков. Типы литогенеза по М.М. Страхову. Органический и животный мир.

Осадочные горные породы. Стадии их образования, особенности минерального состава и строения, формы залегания и принципы классификации осадочных пород. Нормально-осадочные породы, их классификация по размеру, форме, степени окатанности обломков, наличия или отсутствия цемента. Примеры подразделения обломочных пород по минеральному составу (мономинеральные, олигомиктовые пески, аркозы, граувакки). Глинистые породы (глины и аргиллиты). Биохимические породы: карбонатные, кремнистые, галогенные, фосфатные, железистые, марганцовые, аллиты, каўстобиолиты. Пирокластические породы (туфы и туффиты).

Тема 12. Метаморфизм и метаморфические горные породы

Метаморфизм и метаморфические горные породы. Метаморфизм и его типы (динамометаморфизм, контактовый, термальный, региональный). Факторы метаморфизма: давление, температура, химически активные компоненты. Особенности минералообразования при метаморфизме: возникновение минералов с плотной структурой, ориентированная перекристаллизация минералов при сохранении их в твердом состоянии. Метасоматоз. Процессы гранитизации. Минеральный состав. Структура и текстура метаморфических пород. Наиболее распространенные метаморфические породы: гнейсы, гранулиты, кристаллические сланцы, амфиболиты, кварциты, мрамор, серпентиниты, хлоритовые, тальковые, глинистые сланцы, скарны, роговики. Роль метаморфизма в формировании некоторых рудных месторождений.

Тема 13. Тектонические движения земной коры

Тектонические движения земной коры. Общие представления о тектонических процессах. Типы тектонических движений: колебательные и горообразовательные (складчатые и разрывные).

Колебательные (эпейрогенические) движения и их свойства. Признаки колебательных движений в геологическом прошлом. Трансгрессии и регрессии моря как итог колебательных движений земной коры. Складчатые движения и их результат. Упругие и пластические деформации слоев горных пород. Элементы залегания слоев.

Антиклинальные и синклинальные складки и их элементы. Морфологические типы складок.

Разрывные движения и их результат. Основные виды элементарных разрывных движений со смещением: сброс, всброс, надвиг, сдвиг, шарьяж,. Групповые нарушения: сложный сброс, сложный всброс, рифтовый грабен, горст, краевой грабен. Антеклизы, синеклизы. Авлакоген. Глубинные разломы.

Горообразование как итог совместного проявления колебательных складчатых и разрывных тектонических движений земной коры. Типы тектонических движений земной коры: складчатые, складчато-глыбовые, глыбовые.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Раздел II. МЕТОДЫ РЕКОНСТРУКЦИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПРОШЛОГО ЗЕМЛИ

Тема 14. Геологическое время

Понятие об относительном и абсолютном возрасте отложений. Определение относительного возраста горных пород на основании биостратиграфического метода.

Установление абсолютного возраста горных пород в результате определения продуктов распада радиактивных химических элементов с помощью уран-свинцового, калий-аргонового, радиоуглеродного методов.

Тема 15. Эволюционная палеонтология

Определение палеонтологии как науки. Роль отечественных ученых в развития палеонтологии. Организм и среда, биономические зоны. Формы сохранности.

Основные этапы в развитии растений: возникновение и эволюция риниофитов, моховидных, плауновых, членистостебельных, папоротниковидных.

Основные группы ископаемых представителей беспозвоночных: простейшие, губки, кишечнополостные, мшанки, плеченогие, моллюски, иглокожие, членистоногие, полухордовые.

Основные этапы в развитии позвоночных: возникновение и эволюция древних бесчелюстных, челюстных - возникновение и эволюция рыб, земноводных, пресмыкающихся, птиц, млекопитающих.

Тема 16. Понятие о фациях и формациях

Развитие учения о фациях и формациях. Типы фаций: I. Морские (прибрежные, мелководные, средних глубин, абиссальные); 2. Континентальные (фации условий водной среды и фации непосредственно наземных условий); 3. Лагунные (фации опресненных и осолоненных бассейнов).

Фациальный анализ и его значение для воссоздания физико-географических условий прошлого, а также для решения практических задач геологии. Палеогеографические карты.

Типы формаций: 1. Геосинклинальные; 2. Платформенные; 3. Краевых и межгорных прогибов. Значение формационного анализа для воссоздания геотектонического режима прошлого, а также для решения практических задач геологии.

Тема 17. Понятие о современном строении земной коры

Основные структурные элементы земной коры. Различие в строении коры океанического и континентального типов. Геотектоническое строение дна Тихого океана и дна океанов: Индийского, Атлантического, Северного Ледовитого, основное различие в их строении (океанические жестокие ложа и подвижные зоны в пределах океанов).

Платформы, стадии их развития и строение (фундамент, чехол, щиты, плиты). Платформенные деформации (антеклизы, синеклизы, авлакогены, впадины, флексуры и др.). Особенности проявления магматизма на платформах.

Геосинклинальные складчатые пояса, стадии их развития и строение

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

(молодые платформы - плиты; складчатые области - горы, мелкосопочники и др.).

Развитие идей о происхождении материков и океанов. Исторический обзор разных гипотез. "Новая глобальная тектоника" как рабочая гипотеза. Литосферные плиты и их границы. Движение литосферных плит и его связь с конвективными течениями в мантии Земли. Основные типы границ литосферных плит: дивергентные (расходящиеся) и конвергентные (сходящиеся). Понятие о рифтогенезе (континентальном, межконтинентальном и океаническом). Понятие о спрединге, как о геологическом процессе, который обусловливает образование океанической коры, и субдукции как процессе преобразования океанической коры в континентальные области.

Раздел III. ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ

Тема 18. Раннегеологический этап

Возрастные границы. Лунная и нуклеарная стадии. Особенности геологических процессов на этих стадиях развития, характерные геоструктуры этого времени.

Образование первоначальной земной коры, атмосферы, гидросферы, как итог раннегеологического развития Земли. Химическая эволюция жизни.

Тема 19. Раннегеосинклинальный, доплитный этап

Возрастные границы, продолжительность, особенности геологических процессов по сравнению с предыдущим этапом, Ранние геосинклинали, их особенности. Основные эпохи тектогенеза (белоозерская, беломорская, карельская), которые проявились на этом этапе.

Геотектоническое строение земной коры в конце доплитного этапа. Полезные ископаемые древних эпох рудообразования. Развитие жизни.

Тема 20. Неогей, плитный этап в развитии Земли

Раздел литосферы на литосферные плиты. Особенности геологических процессов на дивергентных и конвергентных границах литосферных плит. Возрастные границы плитного этапа.

Позднепротерозойский (байкальский) этап. Геохронология и стратиграфия. Возрастные границы. Геотектоническое строение земной коры: древние платформы и палеоокеаны (геосинклинальные пояса) того времени.

Байкальский тектогенез, время его проявления и место. Геотектоническая перестройка земной коры в результате байкальского тектогенеза.

Материки (докембрийские платформы) и палеоокеаны (геосинклинальные пояса), которые существовали в конце докембрия - начале палеозоя. Выходы байкалидов на дневную поверхность в современном рельефе. Рифтогенез на байкальских структурах.

Особенности климатов в протерозое. Господство водорослей и бактерий. Строматолиты, онколиты и остатки других организмов. Возможное участие железобактерий в формирования осадочных руд железа и серных бактерий в пиритизации осадочных пород. Полезные ископаемые докембрия и их размещение. Особенности докембрийской эволюции физико-географической среды.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Тема 21. Раннепалеозойский (каледонский) этап

Геохронология и стратиграфия (кембрий, ордовик, силур). Возрастные границы этапов. Общая палеотектоническая схема земной коры к началу раннего палеозоя. Развитие геотектонических структур в течение каледонского тектонического этапа. Места проявления каледонского тектогенеза. Проблема формирования процессов тектогенеза и орогенеза в итоге спрединга и субдукции. Складкообразование в Грампианской, Урало-Тяньшаньской, Монголо-Охоцкой, Аппалачской геосинклинальных областях северного полушария, в Восточной Австралии, Южной Америке. Геотектоническая перестройка земной коры в итоге проявления каледонского тектогенеза. Материки и палеоокеаны (геосинклинальные пояса), которые существовали в середине палеозоя после окончания проявлений каледонского тектогенеза: Евроамериканский (Северо-Атлантический), Ангарида, Китайский материк и материк Гондвана; Палеоарктический океан (Арктический геосинклинальный пояс), Палеоазиатский океан (Урало-Монгольский геосинклинальный пояс), океан Тетис (Средиземноморский геосинклинальный пояс), Тихоокеанские геосинклинальные пояса, и современные подвижные зоны. Размещение этих структур относительно полюсов и экватора. Выходы каледонидов на дневную поверхность в современном рельефе. Эпикаледонские платформы в современном строении земной коры. Эпиплатформенный орогенез. Полезные ископаемые раннепалеозойского возраста. Особенности проявления каледонского тектогенеза в каждом из периодов (кембрийском, ордовикском, силурийском). Эволюция физико-географического среды в раннепалеозойское время.

Тема 22. Позднепалеозойский (герцинский) этап

Геохронология и стратиграфия (девон, карбон, пермь). Возрастные границы. Общая палеотектоническая схема земной коры к началу позднего палеозоя. Развитие геотектонических структур в течение герцинского геотектонического этапа. Места проявления герцинского тектогенеза. Проблема формирования процессов тектогенеза и орогенеза в итоге спрединга и субдукции. Складкообразование в Арктическом геосинклинальном поясе (Палеоарктическом океане) - Іннуитской области; Средиземноморском геосинклинальном поясе (океане Тетис) -Аппалачской , Западно-Европейской, Северно-Африканской областях; Урало-Тяньшаньской, Монголо-Охотской областях; Тихоокеанском геосинклинальном поясе - Восточно-Австралийской и Андийской областях. Материки и геосинклинальные пояса конца палеозоя: материки Лавразия и Гондвана; Средиземноморский (океан Тетис), Тихоокеанский геосинклинальные пояса. Выходы герцинидов на дневную поверхность в современном рельефе. Эпигерцинские платформы в современном строении земной коры. Эпиплатформенный орогенез позднепалеозойского времени и его отображение в современном геотектоническом строении земной коры. Месторождения полезных ископаемых позднепалеозойского возраста. Особенности проявления герцинского тектогенеза в каждом из периодов (девонский, каменноугольный, пермский). Эволюция физико-географического среды в позднепалеозойское время.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Тема 23. Мезозойский (киммерийский) этап

Геохронология и стратиграфия (триас, юра, мел). Возрастные границы. Общая палеотектоническая схема земной коры к началу мезозоя. Развитие геотектонических структур в течение мезозойского (киммерийского) геотектонического этапа. Места проявления мезозойского тектогенеза. Проблема формирования процессов тектогенеза и орогенеза в результате спрединга и субдукции. Складко- и горобразование в Кордильерской (Восточно-Тихоокеанский геосинклинальный пояс), Верхоянско-Колымской, Сихоте-Алиньской (Западно-Тихоокеанский геосинклинальный пояс), Индокитайской (Средиземноморский геосинклинальный пояс) областях.

Геотектоническая перестройка земной коры в итоге проявления мезозойского тектогенеза, материки и океаны, которые существовали в конце мезозоя. Распад к концу мезозоя Гондваны и Лавразии на отдельные материки: Южно-Американский, Африкано-Аравийский, Австралийский, Антарктический, Северно-Американский, Евразийский. Размещение их относительно полюсов и экватора. Развитие молодых океанов: Индийского, Атлантического, Северного Ледовитого. Возобновление геосинклинального режима в границах Западно-Европейской области Средиземноморского пояса. Выходы мезозоидов на дневную поверхность в современном рельефе. Эпимезозойские платформы в современном строении земной коры. Эпиплатформенный орогенез мезозойского времени и его результаты в геотектоническом строении земной коры. Месторождения полезных ископаемых мезозойского возраста. Особенности проявления мезозойского тектогенеза в каждом из периодов (триасовый, юрский, меловой). Эволюция физико-географической среды в мезозойское время.

Тема 24. Кайнозойский (альпийско-тихоокеанский) этап

Геохронология и стратиграфия. Возрастные границы. Развитие геотектонических структур в течение кайнозойского геотектонического этапа. Альпийский и тихоокеанский тектогенезы, их особенности и места проявления. Проблемы формирования процессов тектогенеза и орогенеза в результате спрединга и субдукции. Геотектоническое строение земной коры в итоге проявления кайнозойского тектогенеза. Современные геосинклинальные пояса. Кайнозойский тектогенез – незавершенный геолого-геоморфологический цикл. Альпийские структуры в современном рельефе. Эпиплатформенный орогенез неоген-антропогенового времени и его отображение в современном геотектоническом строении земной коры. Основные полезные ископаемые. Особенности проявления кайнозойского тектогенеза в каждом из периодов палеогеновый, неогеновый, антропогеновый). Эволюция физико-географической среды за кайнозойское время.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

ИНФОРМАЦИОННО-МЕТОДИЧЕСКАЯ ЧАСТЬ

Список основной и дополнительной литературы

Основная

1. Богдасаров, М.А. Краткий курс лекций по геологии. /М.А. Богдасаров. - Брест: БрГУ имени А.С.Пушкина, 2012.
2. Богдасаров, М.А. Краткий определитель минералов, горных пород и окаменелостей /М.А. Богдасаров. - Брест: БрГУ имени А.С.Пушкина, 2012.
3. Карлович И.А. Геология /И.А.Карлович. - М.: Академический проект, 2004.
4. Комаровский, М.Е. Учебная общегеологическая практика на Минском полигоне /М.Е. Комаровский.- Минск: БГУ, 2011.
5. Короновский, Н.В. Геология 3-е издание. /Н.В. Короновский, Н.А. Ясаманов. - М.: Академия, 2006.
6. Короновский, Н.В. Историческая геология. 2-е издание /Н.В. Короновский, В.Е. Хаин, Н.А. Ясаманов. - М.: Академия, 2006.
7. Махнач, А.А. Введение в геологию Беларуси /А.А. Махнач. Минск: Институт геологических наук НАН Беларуси, 2004.
8. Михайлова, И.А. Палеонтология /И.А.Михайлова, О.Б. Бондаренко. М.: МГУ, 2006.
9. Подобина, В.М. Историческая геология. /В.М. Подобина, С.А. Родыгин. - Томск: НТЛ, 2000.
10. Ярцев, В.И. Геологический словарь: понятия и термины /В.И. Ярцев. Минск: Беларуская навука, 2010.

Дополнительная

11. Войлошников, В.Д. Геология: Методы реконструкций прошлого Земли. Геологическая история Земли /В.Д. Войлошников. - М.: Просвещение, 1979.
12. Гурский, Б.Н. Историческая геология с элементами палеонтологии /Б.Д.Гурский. - Минск: Высшая школа, 1979.
13. Гурский, Б.Н., Геология общая и историческая /Б.Н Гурский., Д.М. Корулин. - Минск: Высшая школа, 1982.
14. Друщиц, В.В. Палеонтология /В.В. Друшиц, О.П.Обручева. - М.: МГУ, 1971.
15. Лазаренко, Е.К. Курс минералогии /Е.К. Лазаренко.- М.: Высшая школа, 1971.
16. Немков, Г.И. Историческая геология. 2-е издание /Г.И. Немков, Е.С. Левицкий, И.А. Гречишникова. - М.: Недра, 1986.
17. Нестерович, В.Н. Практикум по палеонтологии /В.Н.Нестерович. Минск. Вышэйшая школа, 1983.
18. Палмер, Д. Атлас динозавров /Д. Палмер. - М.: Астрель, 2001.
19. Энциклопедия для детей. Геология. Т.4. Глав. ред. М.Д. Аксенова. - М.: Аванта, 2002.

МЕТОДИЧЕСКИЕ РЕКОМЕНДАЦИИ ПО ОРГАНИЗАЦИИ И ВЫПОЛНЕНИЮ САМОСТОЯТЕЛЬНОЙ РАБОТЫ СТУДЕНТОВ

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Учитывая существование разных подходов к организации самостоятельной работы при изучении дисциплины, могут использоваться следующие методические рекомендации:

1. работа студентов состоит в проработке обзорного лекционного материала, в изучении по учебникам программного материала и рекомендованных преподавателем литературных источников, выполнении расчетно-графических работ, и т.д.;
2. работа преподавателя состоит: в обучении студентов способам самостоятельной учебной работы и развитие у них соответствующих умений и навыков; в выделении отдельных тем программы или их частей для самостоятельного изучения студентами по учебникам и учебным пособиям без изложения их на лекции или проведения семинарско-практических занятий; в разработке программы контроля самостоятельной работы студента;
3. самостоятельная работа студентов протекает в форме делового взаимодействия: студент получает непосредственные указания, рекомендации преподавателя об организации и содержании самостоятельной деятельности, а преподаватель выполняет функцию управления через учет, контроль и коррекцию ошибочных действий;
4. с первой недели семестра студенты получают от преподавателя учебные задания на самостоятельную проработку отдельных тем или их частей, семинарско-практических занятий с последующим контролем их выполнения;
5. к основным формам межсессионного контроля работы студентов по изучению дисциплины можно отнести:
   - опрос;
   - выполнение тестовых заданий;
   - краткие письменные работы;
   - опрос перед началом семинарских и практических занятий;
   - проверка конспектов;
   - подготовка сообщений, тематических докладов, рефератов, презентаций по индивидуальным темам, в том числе с использованием патентных материалов и др.;
6. при изучении дисциплины рекомендуется использовать следующие формы самостоятельной работы:
   - подготовку курсовой работы по индивидуальным заданиям, в том числе разноуровневым заданиям;
   - выполнение практических заданий;
   - конспектирование учебной литературы;

   .

Рекомендуется применять эти формы в оптимальном сочетании для достижения лучшего результата.

РЕПОЗИТОРИЙ БГТУ

ПЕРЕЧЕНЬ РЕКОМЕНДУЕМЫХ СРЕДСТВ ДИАГНОСТИКИ КОМПЕТЕНЦИЙ СТУДЕНТА

Диагностика компетенций студентов по мере изучения дисциплины предполагает использование вопросов, заданий тематического и текущего видов контроля. Для осуществления текущего контроля целесообразно использовать вопросы и задания, предложенные для собеседования. Рекомендуется текущий контроль осуществлять в форме экзамена.

КРИТЕРИИ ОЦЕНОК РЕЗУЛЬТАТОВ УЧЕБНОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ
(форма контроля – экзамен)

Баллы	Показатели оценки
10 (десять)	– систематизированные, глубокие и полные знания по всем разделам учебной программы, а также по основным вопросам, выходящим за ее пределы; – точное использование научной терминологии (в том числе на иностранном языке), грамотное, логически правильное изложение ответа на вопросы; – безупречное владение инструментарием учебной дисциплины, умение его эффективно использовать в постановке и решении научных и профессиональных задач; – выраженная способность самостоятельно и творчески решать сложные проблемы в нестандартной ситуации; – полное и глубокое усвоение основной и дополнительной литературы по изучаемой учебной дисциплине; – умение свободно ориентироваться в теориях, концепциях и направлениях по изучаемой учебной дисциплине и давать им аналитическую оценку, использовать научные достижения других дисциплин; – творческая самостоятельная работа на практических, лабораторных занятиях, активное творческое участие в групповых обсуждениях, высокий уровень культуры исполнения заданий
9 (девять)	– систематизированные, глубокие и полные знания по всем разделам учебной программы учреждения высшего образования по учебной дисциплине; – точное использование научной терминологии (в том числе на иностранном языке), стилистически грамотное, логически правильное изложение ответа на вопросы; – владение инструментарием учебной дисциплины, умение его эффективно использовать в постановке и решении научных и профессиональных задач; – способность самостоятельно и творчески решать сложные

РЕПОЗИТОРИЙ ВГПУ

Баллы	Показатели оценки
	проблемы в нестандартной ситуации в рамках учебной программы учреждения высшего образования по учебной дисциплине; – полное усвоение основной и дополнительной литературы, рекомендованной учебной программой дисциплины учреждения высшего образования по учебной дисциплине; – умение ориентироваться в основных теориях, концепциях и направлениях по изучаемой дисциплине и давать им аналитическую оценку; – систематическая, активная самостоятельная работа на практических, лабораторных занятиях, творческое участие в групповых обсуждениях, высокий уровень культуры исполнения заданий
8 (восемь)	– систематизированные, глубокие и полные знания по всем разделам учебной программы учреждения высшего образования по учебной дисциплине в объеме учебной программы учреждения высшего образования по учебной дисциплине; – использование научной терминологии (в том числе на иностранном языке), грамотное, логически правильное изложение ответа на вопросы, умение делать обоснованные выводы и обобщения; – владение инструментарием учебной дисциплины (методами комплексного анализа, техникой информационных технологий), умение его использовать в постановке и решении научных и профессиональных задач; – способность самостоятельно решать сложные проблемы в рамках учебной программы учреждения высшего образования по учебной дисциплине; – усвоение основной и дополнительной литературы, рекомендованной учебной программой учреждения высшего образования по учебной дисциплине; – умение ориентироваться в теориях, концепциях и направлениях по изучаемой учебной дисциплине и давать им аналитическую оценку; – активная самостоятельная работа на практических, лабораторных занятиях, систематическое участие в групповых обсуждениях, высокий уровень культуры исполнения заданий
7 (семь)	– систематизированные, глубокие и полные знания по всем разделам учебной программы учреждения высшего образования по учебной дисциплине; – использование научной терминологии (в том числе на

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Баллы	Показатели оценки
	иностранном языке), грамотное, логически правильное изложение ответа на вопросы, умение делать обоснованные выводы и обобщения; – владение инструментарием учебной дисциплины, умение его использовать в постановке и решении научных и профессиональных задач; – свободное владение типовыми решениями в рамках учебной программы учреждения высшего образования по учебной дисциплине; – усвоение основной и дополнительной литературы, рекомендованной учебной программой учреждения высшего образования по учебной дисциплине; – умение ориентироваться в основных теориях, концепциях и направлениях по изучаемой дисциплине и давать им аналитическую оценку; – самостоятельная работа на практических, лабораторных занятиях, участие в групповых обсуждениях, высокий уровень культуры исполнения заданий
6 (шесть)	– достаточно полные и систематизированные знания в объеме учебной программы учреждения высшего образования по учебной дисциплине; – использование необходимой научной терминологии, грамотное, логически правильное изложение ответа на вопросы, умение делать обобщения и обоснованные выводы; – владение инструментарием учебной дисциплины, умение его использовать в решении учебных и профессиональных задач; – способность самостоятельно применять типовые решения в рамках учебной программы учреждения высшего образования по учебной дисциплине; – усвоение основной литературы, рекомендованной учебной программой учреждения высшего образования по учебной дисциплине ; – умение ориентироваться в базовых теориях, концепциях и направлениях по изучаемой дисциплине и давать им сравнительную оценку; – активная самостоятельная работа на практических, лабораторных занятиях, периодическое участие в групповых обсуждениях, высокий уровень культуры исполнения заданий
5 (пять)	– достаточные знания в объеме учебной программы учреждения высшего образования по учебной дисциплине; – использование научной терминологии, грамотное,

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Баллы	Показатели оценки
	логически правильное изложение ответа на вопросы, умение делать выводы; – владение инструментарием учебной дисциплины, умение его использовать в решении учебных и профессиональных задач; – способность самостоятельно применять типовые решения в рамках учебной программы учреждения высшего образования по учебной дисциплине; – усвоение основной литературы, рекомендованной учебной программой учреждения высшего образования по учебной дисциплине; – умение ориентироваться в базовых теориях, концепциях и направлениях по изучаемой дисциплине и давать им сравнительную оценку; – самостоятельная работа на практических, лабораторных занятиях, фрагментарное участие в групповых обсуждениях, достаточный уровень культуры исполнения заданий
4 (четыре)	– достаточный объем знаний в рамках образовательного стандарта высшего образования; – усвоение основной литературы, рекомендованной учебной программой учреждения высшего образования по учебной дисциплине; – использование научной терминологии, логическое изложение ответа на вопросы, умение делать выводы без существенных ошибок; – владение инструментарием учебной дисциплины, умение его использовать в решении стандартных (типовых) задач; – умение под руководством преподавателя решать стандартные (типовые) задачи; – умение ориентироваться в основных теориях, концепциях и направлениях по изучаемой дисциплине и давать им оценку; – работа под руководством преподавателя на практических, лабораторных занятиях, допустимый уровень культуры исполнения заданий
3 (три)	– недостаточно полный объем знаний в рамках образовательного стандарта высшего образования; – знание части основной литературы, рекомендованной учебной программой учреждения высшего образования по учебной дисциплине; – использование научной терминологии, изложение ответа на вопросы с существенными логическими ошибками; – слабое владение инструментарием учебной дисциплины,

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Баллы	Показатели оценки
	некомпетентность в решении стандартных (типовых) задач; – неумение ориентироваться в основных теориях, концепциях и направлениях изучаемой дисциплины; – пассивность на практических и лабораторных занятиях, низкий уровень культуры исполнения заданий
2 (два)	– фрагментарные знания в рамках образовательного стандарта высшего образования; – знания отдельных литературных источников, рекомендованных учебной программой учреждения высшего образования по учебной дисциплине; – неумение использовать научную терминологию учебной дисциплины, наличие в ответе грубых логических ошибок; – пассивность на практических и лабораторных занятиях, низкий уровень культуры исполнения заданий
1 (один)	– отсутствие знаний и компетенций в рамках образовательного стандарта высшего образования, отказ от ответа, неявка на аттестацию без уважительной причины

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

ПОЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА К ЭУМК
по дисциплине «Геология»

Изучение учебной дисциплины «Геология» предусмотрено образовательным стандартом и типовым учебным планом подготовки студентов по специальности 1-02 04 02 Биология и география.

В системе фундаментального географического образования «Геология» закладывает основы теоретических знаний, объясняет процессы, происходящие в природе, знакомит с основными структурными элементами земной коры и закономерностями ее развития, а также показывает значение геологии для народного хозяйства. Знания по геологии являются составной частью среднего образования и поэтому учитель географии должен иметь достаточно большой уровень геологических знаний.

Электронный учебно-методический комплекс (ЭУМК) «Геология» состоит из следующих разделов: теоретического, практического, раздела контроля знаний и вспомогательного, что обеспечивает комплексность учебно-методических материалов, направленных на реализацию ступени образовательного стандарта: каждый элемент комплекса дополняет содержание и функциональные возможности другого.

Целью создания ЭУМК «Геология» является приобретение студентами основ геологических знаний и формирование у них представлений о процессах, протекающих в недрах Земли и на ее поверхности, а также истории развития Земли на основе изучения тектонических структур материков и океанов и эволюции органического мира.

Задачи ЭУМК «Геология»:

- изучить вещественный состав Земли и земной коры при непосредственном исследовании слагающих их горных пород;
- изучить процессы, протекающие в недрах литосферы и на ее поверхности, обусловленные внутренними (эндогенными) и внешними (экзогенными) силами;
- изучить минералы и горные породы магматического, метаморфического происхождения и их значение для развития народного хозяйства;
- дать представление о наиболее важных экзогенных факторах (выветривании, геологической деятельности атмосферных и подземных вод, рек, морей, ветра, озер, болот, ледников и т.д.) и их роли в формировании рельефа Земли;
- ознакомить студентов с методами проведения палеогеографических реконструкций, сформировать понятие о фациях и формациях и связанных с ними полезных ископаемых;
- сформировать представление о геологической истории развития Земли, ее основных тектонических этапах формирования;
- показать общие закономерности развития органического мира и его эволюции;
- показать важность изучения геологии с целью практического использования недр Земли для развития народного хозяйства.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

В соответствии с требованиями образовательного стандарта в результате использования ЭУМК «Геология» студент должен **знать:**

- строение Земли и земной коры, общие закономерности развития земной коры и литосферы;
- состав и свойства минералов и горных пород, слагающих земную кору и имеющих промышленный интерес, а также их генезис и закономерности размещения в пространстве;
- геологические процессы, происходящие в недрах нашей планеты и на её поверхности, в результате которых образуются минералы и горные породы, а также происходит формирование древнего и современного рельефа;
- геологическую историю развития Земли и причины образования и развития литосферы, атмосферы, гидросферы и биосферы;
- историю развития материков и океанов, эволюцию климата, органического мира и формирование различных полезных ископаемых.

В результате использования ЭУМК «Геология»студент должен **уметь:**

- определять минералы и горные породы, объяснить их происхождение и практическое применение;
- объяснить происхождение любых форм рельефа с точки зрения позиций геологического развития территории;
- объяснить глобальные геологические процессы, происходящие на границах литосферных плит;
- прочитать любую геологическую карту и объяснить возраст изображенных на ней геологических структур;
- проводить палеогеографические реконструкции по результатам геологического строения территории, ископаемым органическим остаткам и другим признакам;
- использовать литературные, фондовые, полевые и другие источники, составлять по ним стратиграфические колонки, геологические профили и вести другую

В результате использования ЭУМК «Геология» студент должен **владеть:**

- навыками и приемами обобщения фактического материала;
- методикой анализа геологических и специальных карт;
- навыками построения профилей и графиков;
- понятийным аппаратом дисциплины;
- междисциплинарным подходом как методологической основой географических исследований;
- методами общегеологического изучения и умением применять их при проведении геологических исследований.

Основными **методами** изучения данной дисциплины, являются: проблемное обучение; учебно-исследовательская деятельность; метод аналогии; информационный анализ; картографический метод.

РЕПОЗИТОРИЙ ВГПУ

Учреждение образования «Белорусский государственный педагогический университет имени Максима Танка»

Факультет естествознания

Кафедра физической географии

Методические разработки к лабораторным занятиям по курсу «Геология»

Составил доцент кафедры физической географии, кандидат геолого-минералогических наук
Г.И. Литвинюк

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Минск 2010

Т. 1 Тема: Определение элементов кристалла и элементов симметрии. (2 ч)

Цель: Ознакомить студентов с основными элементами ограничения и симметрии кристаллов.

Задачи:

1. определить основные элементы ограничения кристалла.
2. определить основные элементы симметрии кристалла.
3. определить на моделях кристалла вид сингонии и категории.

Конкретные задания:

1) определить и зарисовать в тетрадях типы граней кристалла.

2) на моделях кристаллов и кристаллических решетках определить наличие центра симметрии, осей симметрии и плоскостей симметрии.

3) измерить гранные углы кристаллов.

Оборудование: модели кристаллов, природные кристаллы кварца, кальцита, гипса и других минералов, стеклянные пластинки, линейки, транспортир, рабочая тетрадь.

Контрольные вопросы:

1. Дать определение понятия «кристалл».
2. Сколько плоскостей симметрии может иметь кристалл?
3. Назвать важнейшие свойства кристаллических веществ.
4. Что называется гранью, ребром кристалла?
5. Практическое значение свойств кристаллических веществ.
6. Что называется сингонией?
7. Что представляет собой пространственная решетка?
8. Какие тела называются аморфными?
9. Что называется полиморфизмом?
10. Изобразить типы граней: тригон, тетрагон, дельта.
11. Чем отличаются кристаллические вещества от аморфных?
12. Какие формы кристаллов называются простыми?
13. Как распространены кристаллические вещества в природе?
14. Количество простых форм кристаллов.
15. Что означает способность кристаллических веществ самограняться?
16. Дать определение понятия «симметрия».
17. В чем заключается закон постоянства гранных углов?
18. Для чего применяется гониометр?
19. Что называется центром симметрии?
20. Какие существуют сингонии?
21. Как определить наличие в кристалле центра симметрии?
22. Какие кристаллы относятся к кубической сингонии?
23. Что называется гранью кристалла?
24. В чем заключается явление анизотропии?
25. Что называется плоскостью симметрии?
26. Что называется видом симметрии?
27. Изобразить следующие типы граней: ромбоид, скалена, пентагон.
28. На каком опыте можно показать свойства анизотропного тела?
29. Что называется категорией сингонии?
30. Какие русские и советские ученые внесли существенный вклад в развитие кристаллографии?
31. Что называется вершиной кристалла?
32. Привести примеры полиморфизма.

Литература:

Гурский Б.Н., Гурский Г.В. Геология: учебник для географо-биологических спец. пед.исститутов. – 2-е изд. – Мн: Высшая школа, 1985. – 318 с.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Гурский Б.Н., Кудло К.К. Определитель минералов и горных пород. – Мн.: Высшая школа, 1978. – 96с.
Гурский Б.Н. Практикум по общей геологии. Мн., Высшая школа, 1978. – 208с.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Т.2 Тема: Физико-диагностические свойства минералов. (2ч)

Цель: Ознакомить студентов с главными физическими и специфическими свойствами минералов.

Задачи:

1) определить физические свойства минералов в природе.

2) определить специфические свойства

3) выяснить формы нахождения минералов в природе.

Задания:

1) определить и записать в тетрадь следующие свойства: цвет, цвет черты, блеск, прозрачность, твердость, спайность, излом, удельный вес.

2) определить и записать в тетрадь специфические свойства: магнитность, горючесть, запах, вкус, гигроскопичность, жирность, реакция с HCL и другие.

Оборудование: коллекции минералов, шкала Маоса, фарфоровые «бисквиты», соляная кислота, молоток, компас, стальная игла, медная проволока, железный гвоздь, рабочие тетради.

Контрольные вопросы

1. Цвет черты минералов.
2. Какие минеральные формы называются жеодами?
3. Привести примеры волокнистых агрегатов.
4. Гигроскопичность минералов.
5. Привести примеры минералов, легких по удельному весу.
6. Чем обусловлен цвет минералов?
7. Перечислить важнейшие физические свойства минералов.
8. Привести примеры минералов с весьма совершенной спайностью.
9. Назвать твердость апатита.
10. Запах минералов.
11. Привести примеры минералов, имеющих различный цвет в куске и в порошке.
12. Что называется блеском минералов?
13. Дать определение понятий «друза» и «щетка».
14. Назвать твердость кварца.
15. Типы зернистых агрегатов.
16. Шкала Мооса.
17. Побежалость минералов.
18. Прозрачность минералов.
19. Привести примеры минералов, тяжелых по удельному весу.
20. Перечислить виды спайности.
21. Дендриты.
22. Практическое значение физических свойств минералов.
23. Привести примеры минералов с несовершенной спайностью.
24. Назвать твердость ортоклаза.
25. Виды излома минералов.
26. Расположить в порядке увеличения твердости следующие минералы: кварц, гипс, флюорит, апатит.
27. Как определяется магнитность минералов?
28. Какая спайность называется весьма совершенной?
29. Типы кристаллических агрегатов.
30. Чем обусловлена ирризация минералов?
31. Чем обусловлена спайность минералов?
32. Относительная и абсолютная твердость минералов.
33. Расположить в порядке уменьшения твердости следующие минералы: гипс, алмаз, кварц, тальк.
34. Чем характеризуются минералы, имеющие среднюю спайность?

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

35. От чего зависит морфология (форма выделения) минералов?
36. Какие минералы имеют жирный блеск?
37. Отдельность минералов и ее отличие от спайности.
38. Привести примеры минералов, образующих землистые агрегаты.
39. Ковкость и хрупкость минералов.
40. Назвать самый твердый из следующих минералов: кальцит, кварц, тальк, топаз.
41. Какие свойства минералов определяются органами осязания?
42. Привести примеры минералов с шелковистым блеском.
43. Чем характеризуются минералы, имеющие совершенную спайность?
44. Как определяется относительная твердость минералов?
45. Какой из перечисленных минералов имеет наименьшую твердость: флюорит, гипс, корунд, топаз?
46. Какой блеск минералов называется матовым? Привести примеры.
47. Чем характеризуются минералы с несовершенной спайностью?
48. Какие минералы обладают вкусом?
49. Как определяется твердость порошкообразных минералов?
50. Назвать магнитные минералы.
51. Дать определение понятия «минерал».
52. Расположить в порядке увеличения твердости следующие минералы: алмаз, кальцит, кварц, тальк.
53. Какие физические свойства минералов зависят от строения кристаллической решетки?
54. Прозрачность минералов.
55. От чего зависит удельный вес минералов?
56. Классификация минералов по удельному весу.
57. Упругость минералов.
58. В скольких направлениях может проявляться спайность минералов?
59. Можно ли определить твердость минералов без использования шкалы Мооса?
60. Виды неметаллического блеска.
61. Привести примеры минералов, имеющих различную твердость в разных направлениях.
62. У каких минералов наблюдается зернистый излом?
63. Минерал царапается кальцитом и сам оставляет на нем царапины. Какова его твердость?
64. Какие минералы имеют металлический блеск?

Литература:

Гурский Б.Н., Гурский Г.В. Геология: учебник для географо-биологических спец. пед.иснститутов. – 2-е изд. – Мн: Высшая школа, 1985. – 318 с.

Гурский Б.Н., Кудло К.К. Определитель минералов и горных пород. – Мн.: Высшая школа, 1978. – 96с.

Гурский Б.Н. Практикум по общей геологии. Мн., Высшая школа, 1978. – 208с.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Т.3 Тема: Определение минералов (6ч)

Цель: научить студентов определять минералы.

Задачи:

1) на основании физических свойств овладеть методами диагностики минералов.

2) усвоить признаки наиболее важных породообразующих и рудных минералов.

Задание:

1) определить физические свойства минерала и записать их в рабочую тетрадь по установленной схеме:

А) твердость

Б) блеск

В) цвет

Г) цвет черты

Д) спайность

Е) излом

Ж) удельный вес

2) пользуюсь определителем минералов установить название минерала, указать его происхождение и практическое значение (каждый студент определяет 5-6 образцов). Результаты записать в тетрадь.

Оборудование: коллекция минералов, шкала Маоса, неглазированные фарфоровые пластинки, соляная кислота, молоток, компас, стальная игла, медная проволока, определители минералов, карандаши, рабочие тетради.

Контрольные вопросы:

1. Назвать минералы из группы силикатов, имеющие наибольшее практическое значение.
2. Диагностические признаки магнетита.
3. Для какого минерала характерны кристаллы в форме кубов со штриховкой на гранях?
4. Диагностические признаки ортоклаза.
5. Как отличить галит от сильвина?
6. Назвать важнейшие минералы из группы сульфидов.
7. Важнейшие свойства минералов группы слюд.
8. Назвать важнейшие минералы-—оксиды железа и указать их диагностические признаки.
9. Перечислить и отметить основные свойства разновидностей кварца.
10. Как отличить пирит от марказита?
11. Назвать и охарактеризовать основные разновидности корунда.
12. К какому классу относятся гранаты?
13. Диагностические признаки апатита.
14. Перечислить самые распространенные минералы земной коры.
15. Практическое значение карбонатов.
16. Общая характеристика сульфидов.
17. Условия образования сульфатов.
18. По каким признакам можно различить молибденит и графит?
19. Назвать основные минералы — руды на железо.
20. Происхождение галогенидов.
21. Как различить кальцит и доломит?
22. Перечислить важнейшие минералы с твердостью 1—2.
23. Перечислить темноцветные породообразующие минералы с твердостью 5—6.
24. Чем отличаются амфиболы от пироксенов?
25. Происхождение оксидов.
26. Основные разновидности алмаза.
27. Классификация силикатов по структуре.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

28. Формы нахождения опала и халцедона.
29. Встречается ли кварц в виде кристаллов кубической формы?
30. Перечислить важнейшие минералы, имеющие твердость 5—7.
31. Происхождение глинистых минералов.
32. Диагностические признаки халькопирита.
33. Как отличить оливин от пироксенов и амфиболов?
34. Происхождение сульфатов.
35. Диагностические признаки лабрадора.
36. Происхождение кальцита.
37. Перечислить минералы с твердостью выше 7.
38. Назвать минералы, имеющие наибольшую плотность.
39. Диагностические признаки талька.
40. Назвать минералы, обладающие запахом.

Литература:

Гурский Б.Н., Гурский Г.В. Геология: учебник для географо-биологических спец. пед.иснститутов. – 2-е изд. – Мн: Высшая школа, 1985. – 318 с.
Гурский Б.Н., Кудло К.К. Определитель минералов и горных пород. – Мн.: Высшая школа, 1978. – 96с.
Гурский Б.Н. Практикум по общей геологии. Мн., Высшая школа, 1978. – 208с.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Т.4 Тема: Классификация и определение магматических горных пород (4ч).

Цель: научить студентов описывать и определять магматические горные породы.

Задачи:

1) научиться отличать интрузивные магматические породы от эффузивных.

2) выяснить условия образования интрузивных и эффузивных пород.

3) научиться определять структуры и текстуры магматических горных пород.

Задание:

1) используя рисунки из учебников и пособий изобразить формы залегания магматических горных пород.

2) описать физические свойства горных пород и с помощью определителя установить названия горной породы (5-6 образцов на каждого студента). Результаты записать в рабочую тетрадь.

Оборудование: коллекции магматических горных пород, шкала Маоса, кусочки стекла, бисквитки, определители горных пород, рабочие тетради.

Контрольные вопросы

1. Назвать признаки, на основании которых можно отличить интрузивные породы от эффузивных.
2. Какие формы залегания магматических пород называются некками?
3. Отличительные признаки кайнотипных и палеотипных пород.
4. Минералы ультракислых пород.
5. Какие породы называются туфами?
6. Перечислить наиболее распространенные породы с порфировой структурой.
7. Признаки пегматитовой структуры.
8. Текстуры магматических пород.
9. Что понимается под структурой и текстурой горных пород?
10. Какие формы залегания магматических горных пород называются жилами?
11. Чем определяется цвет магматических горных пород?
12. Перечислить светлоокрашенные породообразующие минералы.
13. Штоки и батолиты.
14. Перечислить наиболее важные ультраосновные породы.
15. Породообразующие и акцессорные минералы (характеристика понятий).
16. Принципы классификации магматических горных пород.
17. Какие формы залегания магматических горных пород называются дайками?
18. Формы залегания эффузивных пород.
19. Роль магматических горных пород в строении земной коры.
20. Как изменяется удельный вес магматических горных пород?
21. Типы зернистых структур.
22. Как отличить кварцевые порфиры от липаритов?
23. Лакколиты и лополиты.
24. Дать определение понятия «дифференциация магмы».
25. Факторы, определяющие формы залегания эффузивных пород.
26. Какие полезные ископаемые связаны с ультраосновными породами?
27. На какие группы подразделяются средние породы?
28. Дать определение понятия «горная порода».
29. Из каких минералов состоит гранит?
30. Какие формы залегания магматических пород называются силлами?
31. На какие группы подразделяются магматические породы в зависимости от содержания SiO_2?
32. Как отличить лабрадорит от габбро?
33. В чем заключается явление кристаллизационной дифференциации магмы?
34. Особенности флюидальной текстуры.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

35. Отличительные признаки гранитов.
36. В чем заключается процесс ликвации?
37. Какая порода называется пемзой?
38. Чем отличается порфировая структура от порфировидной?
39. К каким породам приурочены месторождения платины, алмазов?
40. Почему одни образцы гранита имеют серый цвет, а другие розовый?
41. Какие магматические породы почти не содержат темноцветных минералов?

Литература:

Гурский Б.Н., Гурский Г.В. Геология: учебник для географо-биологических спец. пед.иснститутов. – 2-е изд. – Мн: Высшая школа, 1985. – 318 с.
Гурский Б.Н., Кудло К.К. Определитель минералов и горных пород. – Мн.: Высшая школа, 1978. – 96с.
Гурский Б.Н. Практикум по общей геологии. Мн., Высшая школа, 1978. – 208с.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Т. 5 Тема: Классификация и распространение осадочных пород (4ч).

Цель: научить студентов описывать и определять осадочные горные породы.

Задачи:

1) выяснить условия образования осадочных пород.

2) установить на какие группы подразделяются осадочные породы.

3) изучить смешанные породы.

Конкретные задания:

1) произвести итоговый анализ рыхлой горной породы и определить ее гранулометрический состав.

2) описать серию образцов обломочных пород (5-6 образцов).

3) произвести определение смешанных пород (супесь, суглинок, глина тощая). Результаты записать в рабочую тетрадь.

4) описать серию образцов глинистых пород(5-6 образцов).

5) познакомиться с основными группами пород химического и биохимического происхождения.

6) изучить и определить породы группы каустобиолитов (7-8 образцов).

Результаты изучения записать в рабочую тетрадь.

Оборудование: коллекция осадочных горных пород, шкала Мооса, определители горных пород, сита, горный компас, 10 % раствор соляной кислоты, кусочки стекла, бисквитки, рабочие тетради, предметные стекла, линейки.

Контрольные вопросы

1. Дать определение понятия «осадочная порода».
2. Перечислить важнейшие текстуры верхней поверхности пласта.
3. Как и для чего производится ситовой анализ?
4. Мощность пласта.
5. Устройство горного компаса.
6. Чем обусловлен черный цвет осадочных пород?
7. Седиментогенез.
8. Чем обусловлена слоистость осадочных пород?
9. Диагенез.
10. Знаки ряби.
11. Типы слоистости.
12. Катагенез.
13. Вулканогенный материал в осадочных породах.
14. Обломочные структуры (общая характеристика).
15. Дать определение понятия «структура горной породы».
16. Принципы классификации осадочных пород.
17. Цвет осадочных пород.
18. На какие группы подразделяются осадочные породы?
19. Виды обломочных структур.
20. Перечислить структуры пород химического и биохимического происхождения.
21. Определение понятия «пласт».
22. Отдельность осадочных пород.
23. Характеристика эоловой слоистости.
24. Элементы ограничения пласта.
25. Роль осадочных пород в строении земной коры.
26. Основные терригенные минералы.
27. Органические остатки в осадочных породах.
28. Стадии образования осадочных пород.
29. Чем обусловлена синеватая и голубоватая окраска осадочных пород?

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

30. Перечислить основные полезные ископаемые осадочных пород.
31. Какие породы называются пирокластическими?
32. Перечислить основные группы пород химического и биохимического происхождения.
33. Типы углей.
34. Состав и особенности каменных солей.
35. Свойства и состав нефти.
36. Аллитовые породы.
37. Свойства доломитов.
38. Области применения карбонатных пород.
39. Условия образования соляных пород.
40. Чем отличаются яшмы от кремней?
41. Области применения кремнистых пород.
42. Происхождение нефти.
43. Свойства и условия образования янтаря.
44. Свойства и условия образования озокерита.
45. Гейзериты.
46. Известковые туфы.
47. Свойства торфа.
48. Перечислить основные месторождения калийных солей .
49. Назвать основные эпохи угленакопления.
50. Железистые породы осадочного происхождения.
51. Области применения гипса.
52. Породообразующие минералы осадочных пород.
53. Какая порода называется травертином?
54. Типы нефтяных месторождений по условиям залегания.
55. Происхождение яшм.
56. Типы углей по составу.
57. Нефть и газ на территории Белоруссии.

Литература:

Гурский Б.Н., Гурский Г.В. Геология: учебник для географо-биологических спец. пед.иснститутов. – 2-е изд. – Мн: Высшая школа, 1985. – 318 с.
Гурский Б.Н., Кудло К.К. Определитель минералов и горных пород. – Мн.: Высшая школа, 1978. – 96с.
Гурский Б.Н. Практикум по общей геологии. Мн., Высшая школа, 1978. – 208с.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Т.6 Тема: Определение метаморфических горных пород (2ч).

Цель: научить студентов описывать и определять метаморфические горные породы.

Задачи:

1) выяснить условия образования и факторы, при которых образуются метаморфические горные породы.

2) научиться отличать метаморфические горные породы от магматических.

3) изучить структуры и текстуры метаморфических горных пород.

Задание:

1. описать основные структуры характерные для метаморфических горных пород.

2. по определенной схеме описать и определить образцы метаморфических горных пород (5-6 образцов на каждого студента).

Оборудование: коллекция метаморфических горных пород, шкала Маоса, определители горных пород, сита, 10 % раствор соляной кислоты, кусочки стекла, бисквитки, рабочие тетради, предметные стекла, линейки.

Контрольные вопросы:

1. Факторы метаморфизма.
2. Характеристика гнейсов.
3. Что понимается под термином «региональный метаморфизм»?
4. Хлоритовые сланцы.
5. Перечислить структуры метаморфических пород.
6. Динамометаморфизм.
7. Термальный метаморфизм.
8. Минералогический состав метаморфических пород.
9. В чем заключается процесс гранитизации?
10. Характеристика кварцитов.
11. Автометаморфизм.
12. Характеристика глинистых сланцев.
13. Какие породы называются мигматитами?
14. Как классифицируются метаморфические породы?
15. Практическое значение метаморфических пород.
16. Характеристика кристаллических сланцев.
17. На основании каких признаков можно установить генезис пород, послуживших исходными для метаморфических?
18. Инъекционный метаморфизм.
19. Роль метаморфических пород в строении земной коры.
20. Перечислить самые распространенные метаморфические породы.
21. Березиты.
22. Какие породы называются кристаллическими сланцами?
23. Зоны метаморфизма,
24. Тальковые сланцы.
25. Мраморы.
26. Основные полезные ископаемые, связанные с метаморфическими породами.

Литература:

Гурский Б.Н., Гурский Г.В. Геология: учебник для географо-биологических спец. пед.иснститутов. – 2-е изд. – Мн: Высшая школа, 1985. – 318 с.

Гурский Б.Н., Кудло К.К. Определитель минералов и горных пород. – Мн.: Высшая школа, 1978. – 96с.

Гурский Б.Н. Практикум по общей геологии. Мн., Высшая школа, 1978. – 208с.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Т.7 Тема: Проблема геологического времени (2ч).

Цель: Изучить геологическое время и геохронологическую шкалу и принципы положенные в основу ее создания.

Задачи:

1. ознакомиться с методами положенными в основу геологического времени.
2. изучить геохронологическую шкалу и принципы, положенные в основу ее создания.

Задания:

1. рассмотреть принципы положенные в основу ее создания.
2. изучить различные шкалы геохронологического времени.
3. составить геохронологическую шкалу фанерозоя.
4. построить геохронологическую шкалу для докембрия и антропогена и выяснить особенности положенные в основу их подразделения.

Оборудование: различные геохронологические шкалы, цветные карандаши, линейка, рабочая тетрадь.

Контрольные вопросы:

1. Типы геологического времени.
2. Что такое геохронологическая шкала?
3. Что такое стратиграфическая шкала?
4. Какие принципы положены в основу ее деления.
5. Названия периодов, что положено в их основу?
6. Назовите основные эоны?
7. Назовите периоды палеозойской эры?
8. Назовите периоды мезозойской эры?
9. Назовите периоды кайнозойской эры?
10. Назовите эпохи палеогена?
11. Назовите эпохи неогена?
12. Каковы возрастные рамки докембрия.
13. Каковы возрастные рамки палеозойской эры.
14. Каковы возрастные рамки мезозойской эры.
15. Каковы возрастные рамки кайнозойской эры.
16. Назовите возрастные границы периодов палеозойской эры.
17. Назовите возрастные границы периодов мезозойской эры.
18. Назовите возрастные границы периодов кайнозойской эры.

Литература:

Гурский Б.Н. Историческая геология с элементами палеонтологии. – Мн.: Высшая школа, 1979. – 270 с.
Нестерович В.Н. Практикум по палеонтологии. – Мн.: Высшая школа, 1983. – 126 с.
Несцяровіч В.М., Літвінюк Г.І., Пацыкайлік Д.А. Гістарычная геалогія: Вучэбны дапаможнік. – Мн.: БДПУ, 2003. – 75 с.
Короновский Н.В., Хаин В.Е., Ясаманов Н.А. Историческая геология. – М.: 2006.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Т.8 Тема: Основные этапы развития растительного мира. (2ч)

Цель: Знакомство с основными этапами развития растительного мира.

Задачи:

1. познакомиться с формами сохранности растительного мира используя образцы горных пород.

2. выяснить продолжительность веков развития споровых.

3. голосеменных и покрытосеменных растений.

Задания:

1. на основе геохронологических подразделений построить филогенетическое древо для споровых растений

2. построить филогенетическое древо для голосеменных растений

3. построить филогенетическое древо для покрытосеменных растений.

Оборудование: Образцы органогенных пород, образцы псевдоморфоз по древесине, отпечатки листьев, рисунки и схемы, помещенные в данном пособии, контурные карты полушарий.

1. *Контрольные вопросы:*
2. Укажите на различия между низшими и высшими растениями.
3. У каких растений впервые появилась способность к фотосинтезу?
4. Что понимается под термином «строматолиты»?
5. Охарактеризуйте бактерии, дайте оценку их геологического значения.
6. Охарактеризуйте водоросли, дайте оценку их геологического значения.
7. Охарактеризуйте риниофиты. Какова их роль в эволюции растений?
8. Охарактеризуйте древних представителей плауновидных.
9. Охарактеризуйте древних представителей членистостебельных.
10. Охарактеризуйте три класса папоротниковидных: класс Папоротников, класс Голосеменных, класс Цветковых. Назовите древних представителей этих классов.
11. Каково общее направление эволюции растений при выходе на сушу за время силур — карбон?
12. Каково общее направление эволюции растений начиная с мелового периода?

Литература:

Гурский Б.Н. Историческая геология с элементами палеонтологии. – Мн.: Высшая школа, 1979. – 270 с.
Нестерович В.Н. Практикум по палеонтологии. – Мн.: Высшая школа, 1983. – 126 с.
Несцяровіч В.М., Літвінюк Г.І., Пацыкайлік Д.А. Гістарычная геалогія: Вучэбны дапаможнік. – Мн.: БДПУ, 2003. – 75 с.
Короновский Н.В., Хаин В.Е., Ясаманов Н.А. Историческая геология. – М.: 2006.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Т.9 Тема: Основные этапы развития беспозвоночных (2ч)

Цель: знакомство с основными этапами развития беспозвоночных.

Задачи:

1. познакомиться с представителями простейших, губок, археоциат, кишечнополостных, членистоногих и другими представителями.

2. выяснить продолжительность развития различных групп организмов и их стратиграфическое значение.

Задание:

1. на основе геохронологических подразделений построить филогенетическое древо для губок, археоциат, кишечнополостных, моллюсков, мшанок, плеченогих, иглокожих, морских ежей.

2. выделить руководящие формы беспозвоночных для крупных стратиграфических подразделений фанерозоя (эр) и более дробных периодов.

3. установить какие группы организмов из ныне живущих занимали господствующее положение в более ранние геологические периоды.

Оборудование: коллекции ископаемых форм организмов, лупы, линейки, карандаши, рабочие тетради, литература.

Контрольные вопросы:

1. Геологическое значение и распространение простейших (фораминифер и радиолярий).
2. Археоциаты.
3. Тип Простейшие. Класс Саркодовые. Общая характеристика.
4. Геологическое значение и распространение кишечнополостных.
5. Тип Членистоногие. Общая характеристика (кроме класса Трилобиты).
6. Геологическое значение и распространение брюхоногих моллюсков.
7. Тип Членистоногие. Класс Трилобиты. Общая характеристика.
8. Тип Кишечнополостные. Класс Четырехлучевые кораллы. Общая характеристика и геологическое значение.
9. Геологическое значение и распространение трилобитов.
10. Белемниты.
11. Унио.
12. Геологическое значение и распространение табулят.
13. Фузулины.
14. Тип Моллюски. Класс Двустворчатые
    Геологическое значение и распространение четырехлучевых кораллов.
15. Тип Иглокожие, свободноживущие (морские ежи правильные и неправильные, древние и молодые).
16. Тип Моллюски. Класс Брюхоногие. Общая характеристика.
17. Геологическое значение и распространение плеченогих.
18. Тип Иглокожие, прикрепленные (морские лилии).
19. Геологическое значение и распространение аммоноидей.
20. Надотряд Аммоноидей. Общая характеристика.
21. Геологическое значение и распространение иглокожих.
22. Геологическое значение и распространение наутилоидей.
23. Внутреннераковинные головоногие моллюски. Общая характеристика.
24. Геологическое значение и распространение археоциат.
25. Геологическое значение и распространение плеченогих.
26. Наружнораковинные головоногие моллюски. Общая характеристика.

Литература:

Гурский Б.Н. Историческая геология с элементами палеонтологии. – Мн.: Высшая школа, 1979. – 270 с.
Нестерович В.Н. Практикум по палеонтологии. – Мн.: Высшая школа, 1983. – 126 с.
Несцяровіч В.М., Літвінюк Г.І., Пацыкайлік Д.А. Гістарычная геалогія: Вучэбны дапаможнік. – Мн.: БДПУ, 2003. – 75 с.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Короновский Н.В., Хаин В.Е., Ясаманов Н.А. Историческая геология. – М.: 2006.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Т.10. Тема: Основные этапы в развитии хордовых. (2ч)

Цель: Знакомство с основными представителями всех типов позвоночных, выявление их стратиграфического значения.

Задачи:

1. Определить основных представителей надкласса рыб и их стратиграфическое значение.

2. выявить основных представителей класса пресмыкающихся и их роль в развитии позвоночных

3. выяснить историю развития и основные классы млекопитающих.

Задания:

Лабораторные занятия проводятся в виде коллоквиума при котором выясняются знания студентов по отдельном группам развития хордовых. В заключении предлагается построить филогенетическое дерево позвоночных на основе геохронологической шкалы.

Построить филогенетическое дерево рыб (пластинокожие, хрящевые, акантоды, костные рыбы).

Построить филогенетическое дерево для земноводных.

Построить филогенетическое дерево для пресмыкающихся.

Построить филогенетическое дерево млекопитающих (архаичные, первозвери, сумчатые, плацентарные).

Оборудование: коллекции некоторых ископаемых форм, лупы, литература, рабочие тетради, карандаши, ручки.

Контрольные вопросы:

1. Назовите основные признаки позвоночных..
2. Кого считают предполагаемым предком позвоночных животных?
3. Охарактеризуйте бесчелюстных. Назовите их отдаленного современного родственника.
4. Что объединяет животных в разделе Челюстноротые и какие надклассы в этом разделе выделяются?
5. Какие классы рыб выделяются? Назовите отличительные признаки каждого класса.
6. Какие подклассы включает класс Костные рыбы?
7. Кого считают предком земноводных?
8. Назовите основные признаки земноводных.
9. Назовите время появления, расцвета и вымирания древних земноводных.
10. Какие земноводные получили название стегоцефалов?
11. Назовите предполагаемых предков пресмыкающихся.
12. Назовите признаки пресмыкающихся.
13. Укажите время появления, господства и вымирания пресмыкающихся.
14. Охарактеризуйте палеозойских пресмыкающихся.
15. Охарактеризуйте мезозойских пресмыкающихся, в чем их отличие от палеозойских?
16. Назовите предполагаемых предков птиц.
17. Назовите время появления и расцвета птиц.
18. Что собой представляла первоптица и как она называется?
19. Назовите предполагаемых предков млекопитающих.
20. Укажите время появления и расцвета млекопитающих.
21. Какие млекопитающие являются архаическими?
22. Какие млекопитающие называются первозверями?
23. Какие млекопитающие называются сумчатыми?
24. Какие млекопитающие называются плацентарными?

Литература:

Гурский Б.Н. Историческая геология с элементами палеонтологии. – Мн.: Высшая школа, 1979. – 270 с.
Нестерович В.Н. Практикум по палеонтологии. – Мн.: Высшая школа, 1983. – 126 с.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Несцяровіч В.М., Літвінюк Г.І., Пацыкайлік Д.А. Гістарычная геалогія: Вучэбны дапаможнік. – Мн.: БДПУ, 2003. – 75 с.
Короновский Н.В., Хаин В.Е., Ясаманов Н.А. Историческая геология. – М.: 2006.

Т.11 Тема: Основные формы сохранности органических остатков. (2ч)

Цель: Ознакомить студентов с основными формами сохранности растительных и животных организмов.

Задачи:

1) выделить типы и формы сохранности органических (растительных, беспозвоночных и позвоночных) остатков в ископаемом состоянии;

2) определить условия захоронения и основные разрушающие факторы, влияющие на преобразование органических остатков.

Задания:

1) определить формы сохранности ископаемых организмов по материалам учебной коллекции.

2) составить таблицу форм сохранности

3) дать краткое описание наиболее типичных форм.

Оборудование: коллекция форм сохранности ископаемых, раздаточный материал, учебная литература, рабочие тетради, карандаши цветные, линейки.

Таблица - Формы сохранности

Слабо измененные остатки организмов		Сильно измененные остатки организмов		Ядра и отпечатки	Следы жизнедеятельности
Сохранилось органическое вещество	Сохранились скелетные образования	Орг. вещество заменено минеральным	Скелетные образования заменены минеральными		

Контрольные вопросы:

1. Назовите основные формы сохранности органических остатков.
2. При каких условиях образуется наиболее полная форма сохранности
3. Какая форма сохранности встречается наиболее часто.
4. При каких условиях вообще сохраняются органические остатки.
5. Что такое копролиты?
6. Что может свидетельствовать о присутствии организмов?

Литература:

Гурский Б.Н. Историческая геология с элементами палеонтологии. – Мн.: Высшая школа, 1979. – 270 с.
Нестерович В.Н. Практикум по палеонтологии. – Мн.: Высшая школа, 1983. – 126 с.
Несцяровіч В.М., Літвінюк Г.І., Пацыкайлік Д.А. Гістарычная геалогія: Вучэбны дапаможнік. – Мн.: БДПУ, 2003. – 75 с.
Короновский Н.В., Хаин В.Е., Ясаманов Н.А. Историческая геология. – М.: 2006.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Т.12 Тема: Раннегеологический и раннегеосинклинальный этап в развитии Земли.

Цель: Познакомить студентов с особенностями развития Земли на ранних стадиях ее развития.

Задачи:

1)изучить стадии развития Земли на раннегеологическом этапе.

2) подчеркнуть отличие в развитии Земли в раннем протерозое.

3) описать границы древних платформ.

Задания:

1) описать и нанести на контурную карту границы Североамериканской платформы и показать каким современным формам рельефа они соответствуют.

2) описать и нанести на контурную карту границы Восточно-Европейской платформы и показать каким современным формам рельефа они соответствуют.

3) описать и нанести на контурную карту границы Сибирской платформы и показать каким современным формам рельефа они соответствуют.

4) описать и нанести на контурную карту границы Австралийской платформы и показать каким современным формам рельефа они соответствуют.

5) описать и нанести на контурную карту границы Африканской платформы и показать каким современным формам рельефа они соответствуют.

6) описать и нанести на контурную карту границы Южноамериканской платформы и показать каким современным формам рельефа они соответствуют.

Оборудование: тектонические карты структур земной коры, физическая карта мира, карты полезных ископаемых, контурные карты, цветные карандаши, методические пособия, рабочие тетради.

Контрольные вопросы:

1. Роль нуклеарной стадии в развитии земной коры.
2. Назовите время когда когда сформировалась первоначальная континентальная земная кора?
3. Как распределяются древние платформы на земном шаре.
4. Покажите границы Североамериканской платформы.
5. Покажите границы Восточно-Европейской платформы.
6. Покажите границы Сибирской платформы.
7. Покажите границы Австралийской платформы.
8. Покажите границы Африканской платформы.
9. Покажите границы Южноамериканской платформы.

Литература:

Гурский Б.Н. Историческая геология с элементами палеонтологии. – Мн.: Высшая школа, 1979. – 270 с.
Нестерович В.Н. Практикум по палеонтологии. – Мн.: Высшая школа, 1983. – 126 с.
Несцяровіч В.М., Літвінюк Г.І., Пацыкайлік Д.А. Гістарычная геалогія: Вучэбны дапаможнік. – Мн.: БДПУ, 2003. – 75 с.
Короновский Н.В., Хаин В.Е., Ясаманов Н.А. Историческая геология. – М.: 2006.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Т.13 Тема: Байкальский тектогенез (2ч).

Цель: анализ геотектонической обстановки, сложившиеся в позднем протерозое, выявление особенностей строения и развития важнейших геотектонических структур.

Задачи:

1) выявить и изучить геотектонические структуры возникшие в раннем палеозое

2) изучить процессы происходящие на древних платформах и в геосинклинальных поясах.

Задания:

1) нанести на контурную карту древние докембрийские платформы;

2) показать на контурной карте геосинклинальные пояса;

3) показать на всех материках тектонические структуры, возникшие в эпоху байкальского тектогенеза.

Оборудование: тектонические карты структур земной коры, мира, карты полезных ископаемых, контурные карты, цветные карандаши, методические пособия, рабочие тетради.

Контрольные вопросы:

10. Роль байкальского тектогенеза в развитии земной коры
11. Назовите время когда происходил байкальский тектогенез?
12. Как распределяются байкальские структуры на земном шаре.
13. Покажите байкалиды в Европе.
14. Покажите байкалиды в Азии.
15. Покажите байкалиды в Африке.
16. Покажите байкалиды в Южной Америке.

Литература:

Гурский Б.Н. Историческая геология с элементами палеонтологии. – Мн.: Высшая школа, 1979. – 270 с.
Нестерович В.Н. Практикум по палеонтологии. – Мн.: Высшая школа, 1983. – 126 с.
Несцяровіч В.М., Літвінюк Г.І., Пацыкайлік Д.А. Гістарычная геалогія: Вучэбны дапаможнік. – Мн.: БДПУ, 2003. – 75 с.
Короновский Н.В., Хаин В.Е., Ясаманов Н.А. Историческая геология. – М.: 2006.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Т.14 Тема: Каледонский тектогенез (2ч).

Цель: выявление и схематизация особенностей развития и строение важнейших геотектонических структур земной коры в раннем палеозое.

Задачи:

1) выявить и изучить геотектонические структуры возникшие в раннем палеозое

2) изучить процессы происходящие на древних платформах и в геосинклинальных поясах.

Задания:

1) выявить особенности развития древних платформ в течение раннего палеозоя

2) выяснить особенности строения и формирования каледонид в Атлантическом геосинклинальном поясе

3) выяснить особенности строения и формирования каледонид в Урало-Монгольском геосинклинальном поясе

4) схематически изобразить на контурных картах тектонические структуры образования в эпоху каледонского тектогенеза

5) пользуясь методическими рекомендациями на геохронологической основе зарисовать фазы каледонского тектогенеза и общее направление тектонических движений.

Оборудование: тектонические карты структур земной коры, мира, карты полезных ископаемых, контурные карты, цветные карандаши, методические пособия, рабочие тетради.

Контрольные вопросы:

1. Роль каледонского тектогенеза в развитии земной коры.
2. Назовите новый материк, который образовался во время каледонского тектогенеза.
3. Назовите фазы каледонского тектогенеза.
4. Какой геосинклинальный пояс закрылся во время каледонского тектогенеза.
5. В каком геосинклинальном поясе больше всего проявился каледонский тектогенез.
6. Покажите на карте и назовите каледонские структуры в Европе.
7. Покажите на карте и назовите каледонские структуры в Азии.
8. Покажите на карте и назовите каледонские структуры в Северной Америке.
9. Покажите на карте и назовите каледонские структуры в Южной Америке.
10. Покажите на карте и назовите каледонские структуры в Африке.
11. Покажите на карте и назовите каледонские структуры в Австралии.

Литература:

Гурский Б.Н. Историческая геология с элементами палеонтологии. – Мн.: Высшая школа, 1979. – 270 с.
Нестерович В.Н. Практикум по палеонтологии. – Мн.: Высшая школа, 1983. – 126 с.
Несцяровіч В.М., Літвінюк Г.І., Пацыкайлік Д.А. Гістарычная геалогія: Вучэбны дапаможнік. – Мн.: БДПУ, 2003. – 75 с.
Короновский Н.В., Хаин В.Е., Ясаманов Н.А. Историческая геология. – М.: 2006.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Т.15 Тема: Герцинский тектогенез (2ч).

Цель: анализ геотектонической обстановки, сложившиеся в позднем палеозое, выявление закономерностей формирования и развития важнейших геотектонических структур.

Задачи:

1) выявить и изучить геотектонические структуры возникшие в позднем палеозое

2) изучить процессы происходящиея на древних платформах и в геосинклинальных поясах.

Задания:

1) составить палеотектоническую схему для позднего палеозоя

2) выяснить особенности строения и развития герцинид в Урало-Монгольском геосинклинальном поясе

3) выяснить особенности строения и развития герцинид в остальных геосинклинальных поясах

4) схематически изобразить на контурных картах тектонические структуры, сформировавшиеся в эпоху герцинского тектогенеза

5) пользуясь методическими рекомендациями на геохронологической основе зарисовать фазы герцинского тектогенеза и общее направление тектонических движений.

Оборудование: тектонические карты структур земной коры, физическая карта мира, карты полезных ископаемых, контурные карты, цветные карандаши, методические пособия, рабочие тетради.

Контрольные вопросы:

1. Роль герцинского тектогенеза в развитии земной коры.
2. Назовите новый материк, который образовался во время герцинского тектогенеза.
3. Назовите фазы герцинского тектогенеза.
4. Какой геосинклинальный пояс закрылся во время герцинского тектогенеза.
5. В каком геосинклинальном поясе больше всего проявился герцинский тектогенез.
6. Покажите на карте и назовите герцинские структуры в Европе.
7. Покажите на карте и назовите герцинские структуры в Азии.
8. Покажите на карте и назовите герцинские структуры в Северной Америке.
9. Покажите на карте и назовите герцинские структуры в Южной Америке.
10. Покажите на карте и назовите герцинские структуры в Африке.
11. Покажите на карте и назовите герцинские структуры в Австралии.

Литература:

Гурский Б.Н. Историческая геология с элементами палеонтологии. – Мн.: Высшая школа, 1979. – 270 с.
Нестерович В.Н. Практикум по палеонтологии. – Мн.: Высшая школа, 1983. – 126 с.
Несцяровіч В.М., Літвінюк Г.І., Пацыкайлік Д.А. Гістарычная геалогія: Вучэбны дапаможнік. – Мн.: БДПУ, 2003. – 75 с.
Короновский Н.В., Хаин В.Е., Ясаманов Н.А. Историческая геология. – М.: 2006.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Т.16 Тема: Киммерийский и альпийский тектогенезы (2ч).

Цель: выявление и схематизация особенностей развития и строение важнейших геотектонических структур земной коры в мезозое и кайнозое.

Задачи:

1) выявить и изучить геотектонические структуры возникшие в раннем палеозое

2) изучить процессы происхождения на древних платформах и в геосинклинальных поясах.

Задания:

1) выявить особенности формирования осадочного чехла древних и молодых платформ на мезозойском этапе.

2) схематически изобразить на контурных картах тектонические структуры, сформировавшиеся в эпоху киммерийского тектогенеза.

3) выявить особенности формирования осадочного чехла древних и молодых платформ на кайнозойском этапе.

4) схематически изобразить на контурных картах тектонические структуры, сформировавшиеся в эпоху альпийского тектогенеза.

5) пользуясь методическими рекомендациями на геохронологической основе зарисовать фазы киммерийского и альпийского тектогенезов и общее направление тектонических движений.

Оборудование: тектонические карты структур земной коры, физическая карта мира, карты полезных ископаемых, контурные карты, цветные карандаши, методические пособия, рабочие тетради.

Контрольные вопросы:

1. Роль киммерийского тектогенеза в развитии земной коры.
2. Назовите молодые океаны, которые образовались во время киммерийского тектогенеза.
3. Назовите фазы киммерийского тектогенеза.
4. В каком геосинклинальном поясе больше всего проявился киммерийский тектогенез.
5. Покажите на карте и назовите киммерийские структуры в Европе.
6. Покажите на карте и назовите киммерийские структуры в Азии.
7. Покажите на карте и назовите киммерийские структуры в Северной Америке.
8. Покажите на карте и назовите киммерийские структуры в Южной Америке.
9. Покажите на карте и назовите киммерийские структуры в Африке.
10. Покажите на карте и назовите киммерийские структуры в Австралии.
11. Назовите фазы альпийского тектогенеза.
12. В каком геосинклинальном поясе больше всего проявился альпийский тектогенез.
13. Покажите на карте и назовите альпийские структуры в Европе.
14. Покажите на карте и назовите альпийские структуры в Азии.
15. Покажите на карте и назовите альпийские структуры в Северной Америке.
16. Покажите на карте и назовите альпийские структуры в Южной Америке.
17. Покажите на карте и назовите альпийские структуры в Африке.

Литература:

Гурский Б.Н. Историческая геология с элементами палеонтологии. – Мн.: Высшая школа, 1979. – 270 с.
Нестерович В.Н. Практикум по палеонтологии. – Мн.: Высшая школа, 1983. – 126 с.
Несцяровіч В.М., Літвінюк Г.І., Пацыкайлік Д.А. Гістарычная геалогія: Вучэбны дапаможнік. – Мн.: БДПУ, 2003. – 75 с.
Короновский Н.В., Хаин В.Е., Ясаманов Н.А. Историческая геология. – М.: 2006.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

ПРАДМОВА

Неабходнасць напісання дапаможніка па гістарычнай геалогіі для студэнтаў аддзялення “Геаграфія, геаграфія з дадатковай спецыяльнасцю біялогія” факультэта прыродазнаўства выклікана яго адсутнасцю, адпавядаючага сучаснай вучэбнай праграме. Гістарычная геалогія валодае доказамі залежнасці эвалюцыі жыцця ад умоў асяроддзя і дазваляе прасачыць напрамак развіцця жыцця на Зямлі на працягу многіх мільёнаў гадоў. Веданне асноўных заканамернасцяў развіцця зямной кары і арганічнага свету дапаможа студэнтам больш дасканала авалодаць спецыяльнасцямі як географа, так і біёлага. Дапаможнік падрыхтаваны на падставе ўласнага вопыту выкладання на факультэце прыродазнаўства БДПУ імя Максіма Танка і складзены ў адпаведнасці з праграмай па геалогіі.

Большасць змешчаных у дапаможніку малюнкаў падабраны з падручнікаў іншых аўтараў, некаторыя падкарэкціраваны з улікам сучасных ўяўленняў.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

ГЕАЛАГІЧНАЯ ГІСТОРЫЯ РАЗВІЦЦЯ ЗЯМЛІ

Зямля ў сваім развіцці прайшла дзве ступені: касмічную (астранамічную) і геалагічную. Першая падрыхтавала развіццё другой. На касмічнай ступені ўтварылася цвёрдая планета з першапачатковай занальнасцю -–важкае ядро і адносна лёгкая мантыя. Айчынныя геолагі па пытанні паходжання Зямлі прытрымліваюцца гіпотэзы О.Ю.Шмідта і В.Р.Фясенкава аб паступовым яе ўтварэнні з халоднай газавай туманнасці пад уздзеяннем сіл гравітацыі адначасова з Сонцам.

На геалагічнай ступені пачала ўтварацца жорсткая абалонка Зямлі – зямная кара. Гэтая ступень азначаецца пачаткам утварэння на паверхні Зямлі горных парод і працягваецца ў цяперашні час. На геалагічнай ступені развіцця вылучаюць наступныя этапы:

1) раннегеалагічны;
2) даплітны (раннегеасінклінальны);
3) плітны (геасінклінальна-платформенны).

РАННЕГЕАЛАГІЧНЫ ЭТАП ГІСТОРЫІ ЗЯМЛІ

Узроставыя межы названага этапа азначаюцца 4-4.5 млрд. да 3,5 млрд. гадоў таму назад. Ён складаўся з м е с я ч н а й ды н у к л е я р н а й стадый, прыблізна аднолькавых па сваёй працягласці (Мал. 1).

М е с я ч н а я с т а д ы я. Мяркуюць, што 5-4 млрд. гадоў таму назад за кошт радыеактыўнага распаду Зямля атрымлівала ў 5-6 разоў больш цяпла, чым зараз; большая была колькасць метэарытаў і сонечнай энергіі, якая дасягала паверхні Зямлі, паколькі атмасфера адсутнічала. Усё гэта абумовіла ўнутраны разагрэў Зямлі і выклікала зонную плаўку. Легкаплаўкія кампаненты рухаліся ўгару хутчэй за тугаплаўкія. Пад уплывам плаўкі пачаў фарміравацца базальтавы слой зямной кары: на паверхні Зямлі ўзніклі кальцавыя структуры, запоўненыя базальтавай лавай. Адначасова на Месяцы адбываліся такія ж геалагічныя працэсы, утвараліся месячныя моры, запоўненыя базальтавымі лавамі. У адрозненне ад Зямлі, энергетычныя рэсурсы Месяца параўнальна хутка страціліся з-за яго малой масы. Мяркуюць, што зараз тэмпература ў глыбіні Месяца роўна 100оС, тэрмічная эвалюцыя нязначна працягваецца ў яго нетрах. У наш час Месяц можна разглядаць як аналаг старажытнай Зямлі. Але эвалюцыя Зямлі пайшла далей, тады як Месяц амаль не змяніўся за апошнія 3-3,5 млрд. гадоў.

Такім чынам, Месяц можна прыняць за своеасаблівую мадэль Зямлі на самым пачатку геалагічнай гісторыі яе развіцця. Адсюль і назва ранняй стадыі ў развіцці Зямлі.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Адначасова з выплаўленнем базальтавага слоя адбывалася дэгазацыя мантыйнага рэчыва. Вакол Зямлі ўтварылася атмасфера – газавая абалонка, якая была насычана парамі вады і мела “вулканічны” хімічны склад (вуглякіслы газ, вадарод, аміяк, у меншай колькасці серавадарод, рэдкія газы ды інш.). Як бачым, асноўныя элементы сучаснай атмасферы – кісларод і азот – былі хімічна звязанымі. Але ў верхніх слаях першапачатковай атмасферы за кошт фатолізу (расшчапленне малекул вады пад ўплывам ультрафіялетавай радыяцыі Сонца) пачаў накопліваца кісларод і пачынае ўтварацца азонавы слой. Кандэнсацыя пароў прывяла да ўтварэння гідрасферы. Тагачасная вада была насычана газамі, якія складалі атмасферу, і як лічаць вучоныя, утрымлівала менш соляў.

Н у к л е я р н а я с т а д ы я. На гэтай стадыі на базальтавым слоі сфарміраваўся першапачатковы гранітны слой. Гранітная магма прарвала першапачатковую базальтавую кару, утварыўшы на паверхні Зямлі ўзняцці да 50-60 км у шырыню. Гэта так званыя авоіды, альбо нуклеоіды, якія ў выніку далейшага росту злучаліся, утвараючы суцэльны слой. Дадзены працэс закончыўся прыблізна 3,5 млрд. гадоў таму назад.

Такім чынам, на раннегеалагічным этапе сфарміраваліся **першапачатковая зямная кара, атмасфера і гідрасфера**. Названыя сферы ўзніклі ў выніку самаразвіцця планеты Зямля, што ў значнай ступені было абумоўлена магматычнымі працэсамі. Тэктанічныя структуры адсутнічалі. Таму гэты этап разглядаюць як безгеасінклінальна-безплатформенны. Вучоныя лічаць, што магутнасць першапачатковай кары складала ад 5-10 да 30-40 км.

Зямля, дзякуючы сваей масе, утрымлівае вакол сябе газавую абалонку. Месяц страціў яе поўнасцю, Марс – часткова.

Як мяркуюць некаторыя вучоныя, тагачасная гідрасфера паводле аб’ёму вады адпавядала той колькасці, якая змяшчаецца ў сучасных акіянах і морах, і магла заслаць усю планету суцэльным покрывам; другія лічаць, што першапачатковы акіян меў 55% ад сучаснага аб’ёму гідрасферы, альбо – толькі 10% і г.д.

Паводле ўяўленняў вучоных, эвалюцыя жыцця на Зямлі праходзіла ў дзве стадыі хімічную і біялагічную.

Месяцавай і нуклеярнай стадыям развіцця Зямлі адпавядае **хімічная эвалюцыя рэчыва**. У старажытных акіянах пад уздзеяннем электрычных разрадаў і ультрафіялетавых прамянёў з неарганічных злучэнняў маглі ўзнікнуць першыя арганічныя злучэнні. У ранні час развіцця Зямлі такія працэсы адбываліся, паколькі Зямля яшчэ не мела азонавага шчыта і ўльтрафіялетавае выпраменьванне бесперашкодна пранікала на яе паверхню. Магчымасць такога сінтэзавання пацвержана эксперыментальна. Доследным шляхам з прымітыўных вугляродзістых злучэнняў пад уздзеяннем ультрафіялетавых прамянёў былі атрыманы амінакіслоты.

З цягам часу арганічныя злучэнні ўсё больш насычалі старажытны акіян і іх узаемадзеянне абумовіла ўтварэнне каацэрватных капляў –

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

шматмалекулярных комплексных сістэм. Паступова каацэрваты аформіліся ў протабіёнты – сістэмы, якія актыўна ўзаемадзейнічаюць з вонкавым асяроддзем і здольны расці, але яшчэ гэта нават не самыя прымітыўныя жывыя істоты.

Далейшая хімічная эвалюцыя ў акіянах прывяла да ўскладнення структуры протабіёнтаў і ўзнікнення перадбіялагічных шматмалекулярных сістэм, а ў далейшым – дэзаксірыбануклеінавай кіслаты (ДНК). Яна паслужыла асноўным матэрыялам для фарміравання клетак (клетачнага ядра). Паяўленне клетак паклала пачатак прынцыпова новаму этапу ў развіцці жыцця – біялагічнай эвалюцыі. Перш чым паявілася клетка, змянілася незлічонае мноства пакаленняў даклетачных істот. Для гэтага спатрэбілася 1,5 млрд. гадоў. Палеанталагічныя знаходкі сведчаць пра тое, што да пачатку архейскай эры завяршылася хімічная і пачалася біялагічная эвалюцыя.

Старажытны этап геалагічнага развіцця Зямлі, які ахопліваў архейскую і пратэразойскую эру, называюць ДАКЕМБРЫЙСКІМ. Пачаўся ён 3,5 млрд. гадоў і працягваўся да 0,570 млрд. (570 млн.) гадоў таму назад. З улікам асаблівасцяў геалагічнага развіцця гэты этап падзяляюць на даплітны (раннегеасінклінальны), які ахопліваў архей – ранні пратэразой, і пачатковы плітны (геасінклінальна-платформенны), што супадаў з познім пратэразоем.

ДАПЛІТНЫ (РАННЕГЕАСІНКЛІНАЛЬНЫ) ЭТАП ГІСТОРЫІ ЗЯМЛІ

Даплітны этап працягваўся ад 3,5 млрд. да 1,650 млрд. гадоў таму назад і ахопліваў **архей – ранні пратэразой.**

А с н о ў н ы я р ы с ы г е а л а г і ч н а г а р а з в і ц ц я. Названы этап з’яўляецца прынцыпова новым этапам развіцця Зямлі, калі ўзнікалі і развіваліся якасна іншыя структуры – геасінкліналі. Улічваючы іх асаблівасці на дадзеным этапе, апошнія называюць *раннімі*, альбо *протагеасінкліналямі*.

У **археі і раннім пратэразоі** прадаўжаўся інтэнсіўны разагрэў зямных нетраў. Аднак цяпло не магло бесперашкодна выходзіць у калязямную прастору, бо затрымлівалася першапачатковай карой. У выніку тэмпература павышалася, што выклікала часовы расплаў мантыі і павелічэнне аб’ёму Зямлі. Гэта прывяло да таго, што жорсткая абалонка “лопалася”, па розных напрамках і распаўзалася. У месцах разрываў утвараліся рухомыя лінейныя зоны – раннія геасінкліналі. Лішак рэчыва, што быў на глыбіні, мог выйсці праз гэтыя зоны. Менавіта таму ў іх межах працякалі актыўныя вулканічныя працэсы, прымеркаваныя да цэнтральных шчылін – правобразаў рыфтаў. Паміж разарванымі краямі зямной кары, якія разыходзіліся ў розныя бакі, упершыню ўтварыліся протаакіяны з вулканічнымі ланцугамі базальтавага складу ў сярэдзіне. Акіяны развіваліся як геатэктанічныя структуры, у якіх намнажаліся асадкавыя пароды, што кампенсавалі прагінанне.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Вынас з нетраў Зямлі глыбіннага рэчыва суправаджаўся выхадам энергіі. У выніку Зямля ахалоджвалася, узровень астэнасферы зніжаўся, аб'ём яе змяншаўся. Рассунутыя краі кары спрабавалі злучыцца, але пароды, якія запоўнілі акіян, перашкаджалі гэтаму. Параўнальна пластычныя асадкавыя і эфузіўныя пароды зміналіся ў складкі і ўтваралі горныя хрыбты. На месцы былой геасінкліналі-акіяна ўзнікалі ланцугі складкаватых гор.

Звычайна працяглая эвалюцыйная эпоха прагінання і запаўнення геасінклінальнага прагіну адкладамі змяняецца кароткатэрміновай эпохай гораўтварэння, што разам складае эпоху тэктагенезу (тэктанічную эпоху).

На даплітным (раннегеасінклінальным) этапе праявіліся наступныя тэктагенезы: 1- белаазерскі – ранні архей; 2 - беламорскі – позні архей; 3 - карэльскі – ранні пратэразой.

У выніку тэктанічных працэсаў першапачатковая кара ў межах сучасных кантынентаў амаль поўнасцю перапрацавалася. Доказам таму служаць наступныя рысы архейскіх і раннепратэразойскіх парод: адклады надзвычай складкаватыя, моцна метамарфізаваныя, пранізаныя інтрузіямі. Пароды ў значнай ступені гранітызаваныя. Гэта значыць, што пароды рознага паходжання пераўтварыліся ў гранітоідныя па структуры і мінеральным складзе, што звязана з глыбіннай мігматызацыяй, менавіта таму 90% усіх гранітоідных парод, якія ўваходзяць у склад зямной кары, адносяцца да архей-раннепратэразойскіх (грана-гнейсавы слой).

Архейскія пароды ў большасці прадстаўлены гнейсамі, крышталічнымі сланцамі, кварцытамі, рознымі інтрузіўнымі пародамі; раннепратэразойскія – гліністымі, слюдзянымі сланцамі, філітамі, кварцытамі, пясчанікамі, мармурам. З магматызмам дадзенага часу звязана ўтварэнне ў гэтых пародах высакаякасных руд. Архей-раннепратэразойскія адклады багатыя на слюду, азбест, графіт, нефрыт, каштоўныя камяні, металы. Граніт, мармур і кварцыт з'яўляюцца высакаякасным будаўнічым матэрыялам.

У выніку праяўлення белаазерскага, беламорскага і карэльскага тэктагенезаў к сярэдзіне пратэразою ўтварыўся вялізны мацярык – дакембрыйская ПАНГЕЯ.

А р г а н і ч н ы с в е т. У адкладах архейскай групы верагодныя выкапнёвыя рэшткі раслін адсутнічаюць. Сустракаюцца толькі пароды, якія могуць мець бактэрыяльнае альбо водарасцевае паходжанне. З адкладаў пратэразойскай групы ўжо вядомы страматаліты – прадукт жыццядзейнасці сіне-зялёных водарасцяў.

Вылучэнне мізэрных палеанталагічных знаходак у архейскіх адкладах з дапамогай электроннага мікраскопа дазволіла выявіць, што разам з водарасцямі, бактэрыямі і грыбамі, якія панавалі ў архейскіх морах, існавалі і прасцейшыя жывёлы. Вядома, што жывёлы не прыстасаваны да аўтатрофнага харчавання, таму жывёльны свет мог паявіцца толькі пасля ўзнікнення раслінных арганізмаў. Хаця гісторыя развіцця жывёл пачынаецца некалькі

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

пазней, чым гісторыя развіцця раслін, эвалюцыя арганічнага свету на працягу архейскай эры ўжо азнаменавалася адасабленнем царства раслін і царства жывёл.

Мяркуюць, што арганічны свет ранняга пратэразою быў даволі разнастайны. Абагачэнне атмасферы кіслародам за кошт жыццядзейнасці водарасцяў напачатку пратэразою справадзіла з'яўленне мнагаклетачных арганізмаў яшчэ без дыферэнцыраваных тканак. Найбольш прымітыўнымі з іх былі парыферы, пазней паявіліся кішачнаполасцевыя, што мелі экта- і эндадэрмы, якія ў далейшым далі пачатак розным тканкам.

Мацярык Пангея, які меў ужо магутную грана-гнейсавую аснову, раскалоўся глыбіннымі разломамі на глыбы (пліты). Там, дзе краі гэтых пліт разыходзіліся, зноў пачалі развівацца палеаакіяны (геасінклінальныя паясы). У будове сучаснай зямной кары глыбы грана-гнейсавага складу ўяўляюць сабой падмуркі старажытных платформ, што з'яўляюцца каранямі тагачасных гор. З фарміраваннем паміж кантынентальнымі глыбамі новых палеаакіянаў пачаўся якасна іншы плітны этап у развіцці Зямлі – НЕАГЕЙ, які характарызаваўся дыферэнцыраваным геасінклінальна-платформенным тэктанічным рэжымам.

ПЛІТНЫ (ГЕАСІНКЛІНАЛЬНА-ПЛАТФОРМЕННЫ) ЭТАП ГІСТОРЫІ ЗЯМЛІ

Геасінклінальна-платформенны этап называюць плітным паводле наймення літасферных пліт, на якія падзелена літасфера (зямная кара разам з верхам мантыі да астэнасферы) глыбіннымі разломамі. З пункту гледжання канцэпцыі "Новай глабальнай тэктонікі" там, дзе краі пліт разыходзяцца (дывергентныя граніцы) утвараецца акіянічная кара, а там, дзе сыходзяцца (канвергентныя граніцы) – кантынентальная. Плітны этап ахоплівае позні пратэразой і фанеразой. Ён пачынаецца 1,650 млрд. гадоў таму назад і працягваецца сёння.

Позні пратэразой. Яго ўзроставыя межы 1,650 млрд. – 0,570 млрд. гадоў таму назад. Ён падзяляецца на *ранні, сярэдні, позні рыфей і венд*.

Асноўныя рысы геатэктанічнага развіцця. Да пачатку позняга пратэразою ў складзе Пангеі сфарміраваўся крышталічны падмурак усіх старажытных платформ. На працягу позняга пратэразою на платформах намнажаліся разнастайныя комплексы пародасадкавага чахла.

У познім пратэразоі ўзніклі і развіваліся старажытныя акіяны (Вялікія геасінклінальныя паясы): Палеаарктычны акіян (Арктычны геасінклінальны пояс), Палеаазіяцкі акіян (Урала-Мангольскі геасінклінальны пояс), Палеаатлантычны акіян (Атлантычны геасінклінальны пояс), акіян Тэціс (Міжземнаморскі геасінклінальны пояс), па краі Ціхага акіяна развіваецца па сёняшні час аднаіменны геасінклінальны пояс.

Да заканчэння позняга пратэразою з праявай **байкальскага** тэктагенезу, які меў дзве фазы: раннебайкальскую (позні рыфей) і познебайкальскую (венд-

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

ранні кембрый), на месцы познепратэразойскай акіянічнай зямной кары ўзнікла маладая байкальская складкаватасць. У выніку далейшай эвалюцыі на большасці байкальскіх складкаватых сістэм заклаліся новыя геасінклінальныя паясы.Устойлівыя байкаліды ў будове сучаснай зямной кары разам са старажытнымі платформамі утварылі дакембрыйскія платформы (Мал. 2).

У познім пратэразоі, з праявай байкальскага тэктагенезу, закончылі сваё развіццё і больш старажытныя Малыя геасінклінальныя паясы: Унутрыафрыканскі і Бразільскі, у выніку чаго канчаткова кансалідаваўся паўдневы мацярык Гандвана. У будове сучасных мацерыкоў, якія ўзніклі пасля расколу Гандваны, вылучаюць Амерыканскую, Афрыканскую, Індастанскую, Аўстралійскую і Антарктычную платформы. Старажытнымі называюць іх умоўна, правільна ж іменаваць дакембрыйскімі. Да праявы байкальскага тэктагенезу платформы існавалі ў іншым выглядзе: Паўднёва-Амерыканская; Усходне-Бразільска-Паўночна-Афрыканская; Паўднёва-Афрыканска-Індастанска-Аўстралійска-Антарктычная. Пасля таго як Гандвана праіснавала ўвесь палеазой у выглядзе цэльнага мацерыка, у мезазоі яна распалася па рыфтавых структурах.

А р г а н і ч н ы с в е т . У познім пратэразоі сіне-зялёныя водарасці былі асноўнымі пародаўтваральнымі арганізмамі вапнякоў. Верагодныя рэшткі жывёл вядомы толькі з адкладаў венду (вярхоў верхняга пратэразою), у якіх яны ўжо прадстаўлены амаль усімі тыпамі беспазваночных, праўда, прымітыўнымі формамі, без шкілетных утварэнняў. Палеанталагічны матэрыял, што знаходзіцца ў навукоўцаў, складаецца з адбіткаў мядуз, каралаў, трубачак чарвякоў, праблематычных прымітыўных іголкаскурых, двухстворкавых ракавін нейкіх ракападобных і розных арганізмаў нявысветленага паходжання з мікрасферычнымі шкілетамі. Пратэразой характарызуецца хуткай эвалюцыяй беспазваночных, да пачатку палеазою жывёльны свет прайшоў вельмі складаны і працяглы шлях развіцця.

Адначасовае паяўленне шкілета ў многіх груп жывёл, якія знаходзіліся на розных узроўнях эвалюцыі, азначае грунтоўную перабудову арганізмаў, што, павінна, было выклікана звонкавымі з’явамі. На іх перабудову, магчыма, уплывала змяненне газавага складу атмасферы ў бок памяншэння колькасці вуглякіслага газу і павелічэння кіслароду. Гэта абумовіла мяжу паміж дакембрыем і фанеразоем. Вучоныя мяркуюць, што дакембрыйскія воды адрозніваліся перанасычэннем хлорам, аміяком ці вуглякіслым газам і няўстойлівым салявым рэжымам. У такім асяроддзі, падпарадкоўваючыся чыста хімічным заканамернасцям, шкілет не мог сфарміравацца. Акісленне тагачасных атмасферных газаў першымі порцыямі кіслароду паўплывала на змяненне характару марского асяроддзя, якое стала хларыда-вапнава-фасфатным. З другога боку, утварэнне азонавага слоя забяспечыла зніжэнне ўзроўню ўльтрафіялетавай радыяцыі. Названыя фактары, верагодна, і садзейнічалі паяўленню шкілетаў у жывёл напачатку фанеразою.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Выказваецца думка, што некаторыя хімічныя рэчывы (газы, солі), як і радыяцыя, якія накіравана ўздзейчалі на арганізм, парушылі пэўныя часцінкі храмасом і выклікалі больш частыя аднатыпныя мутацыі. У фанеразоі атрымалі развіццё шкілетныя формы жывёл: у адных гэта кальцытавыя ракавіны, у другіх – фасфатныя, у трэціх – крэмянёвыя, у чацвёртых – хіцінавыя панцыры.

З пункту гледжання развіцця жыцця архейская ды пратэразойская эры аб'ядноўваюцца ў ЭОН – КРЫПТАЗОЙ, калі жывёльны свет быў прадстаўлены бесшкілетнымі формамі. 570 млн. гадоў таму назад, распачынаецца новы ЭОН – ФАНЕРАЗОЙ, калі ў жывёльным свеце развіваюцца шкілетныя формы. Гэты эон працягваецца і сёння (Мал. 2, 3). Фанеразой ахоплівае тры эры (групы): **палеазой, мезазой і кайназой.**

ПАЛЕАЗОЙ

Гэта эра старажытнага жыцця, усе прадстаўнікі якога вымерлі. Вылучаюць шэсць перыядаў (сістэм). Узроставыя межы – 570-240 млн. гадоў таму назад. Працягласць 330 млн. гадоў.

За палеазойскую эру праявілася два тэктагенезы: **калядонскі і герцынскі**. Час праявы калядонскага тэктагенезу прыходзіцца на першую палову палеазою, герцынскага – на другую. Гэта дазваляе вылучыць **ранні палеазой і позні**, прыблізна аднолькавай працягласці – 160-170 млн.гадоў.

Ранні палеазой падзяляецца на тры перыяды (сістэмы): **кембрый, ардавік, сілур**. Узроставыя межы – 570-410 млн.гадоў таму назад, працягласць 160 млн. гадоў.

А с н о ў н ы я р ы с ы г е а т э к т а н і ч н а г а р а з в і ц ц я. Напачатку ранняга палеазою, пасля заканчэння байкальскага тэктагенезу, існавалі дакембрыйскія платформы. Бліжэй да экватара размяшчаліся групы платформ, размежаваных палеаакіянамі, бліжэй да паўднёвага полюса – вялікая Гандвана.

З праяўленнем **калядонскага тэктагенезу**, на працягу ранняга палеазою, зямная кара зведала складаную перабудову пад уплывам арагенічных рухаў як у межах акіянаў (рухомых геасінклінальных паясоў), так і арагенічных ды эпейрагенічных рухаў на платформах. *Кембрый* і пачатак *ардавіка* былі часам, калі развіваліся і прагрэсіравалі апусканні, а на мацерыкі распаўсюджваліся марскія трансгрэсіі. Канец *ардавіка* і *сілур* – час актывізацыі працэсаў уздымання ды складка- і гораўтварэння, што выклікала асушэнне платформ. У раннім палеазоі можна вылучыць некалькі фаз складкаватасці (Мал. 4,5).

Калядонскае гораўтварэнне ахапіла наступныя раёны: у Атлантычным геасінклінальным поясе – Паўночна-Атлантычную геасінклінальную вобласць (востраў Шпіцберген, Скандынаўскія горы, большая частка Вялікабрытаніі і Ірландыі, Усходняя Грэнландыя, Паўночныя Апалачы); ва Урала-Мангольскім

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

– Алтая-Саянскую і Казахстанска-Паўночна-Цяньшаньскую вобласці; у Міжземнаморскім – Наньшаньскую геасінклінальную сістэму; у Заходне-Ціхаакіянскім – Катазіяцкую і заходнюю частку Усходне-Аўстралійскай вобласці, ва Усходне-Ціхаакіянскім – паўднёва-заходнюю частку Паўднёвай Амерыкі (Патагонія).

Каледаніды Паўночна-Атлантычнай геасінклінальнай вобласці злучылі Паўночна-Амерыканскую і Усходне-Еўрапейскую платформы ў адзіны Еўраамерыканскі мацярык (Паўночна-Атлантычны).

Сібірская платформа з прычлененымі байкалідамі дарасцілася каледанідамі – узнік мацярык Ангарыда. Тарымская, Кітайска-Карэйская і Паўднёва-Кітайская платформы таксама аб'ядналіся байкалідамі і каледанідамі ў адзіны мацярык. Гандвана, дарошчаная каледанідамі, займала прыўзнятае становішча і ўтварала мацярык, на якім захоўваўся кантынентальны рэжым (Мал. 6-8).

Калядонскі арагенез на платформах праявіўся ў фарміраванні расколаў у шчытах, дыферэнцыраваных тэктанічных рухах, дыслакацыях, закладзе антэкліз і сінекліз, інтрузіўным і эфузіўным магматызме. На Усходне-Еўрапейскай платформе ўтварыліся Маскоўская, Прыкаспійская, Пячорская, Вяцка-Камская сінеклізы, на Сібірскай – Хатангская, Тунгуская, Ангара-Вілюйская. Гэты працэс быў характэрны і для іншых платформ.

Калядонскі тэктагенез, які не даў структуры краявога прагіну, лічыцца незавершаным.

Карысныя выкапні ранняга палеазою, звязаныя з кембрыйскімі адкладамі на платформах, прадстаўлены радовішчамі каменнай солі і нафты (Сібірская і Паўночна-Амерыканская платформы). Ардавікскія і сілурыйскія платформенныя фармацыі змяшчаюць радовішчы гаручых сланцаў, нафты, фасфарытаў (Усходне-Еўрапейская платформа) і каменнай солі (Паўночна-Амерыканская платформа). З інтрузіямі ў складкаватых абласцях звязаны радовішчы жалеза, хрому, нікелю, ванадыю, марганцу, плаціны, азбесту, тальку і інш.

К л і м а т . На працягу палеазою чаргаваліся арыдныя (засушлівыя) і гумідныя (вільготныя) фазы. Плошчы засушлівых і вільготных абласцей адпаведна павялічваліся або памяншаліся адна за кошт другой.

Першая арыдная фаза прыпадае на ранні кембрый.Клімат гэтага часу – гарачы, засушлівы, затым – больш мяккі і з сярэдзіны ардавіка становіцца умераны гумідны, пераважна ізатэрмічны.

А р г а н і ч н ы с в е т . **Флора.** *Кембрыйская* флора, як і дакембрыйская, прадстаўлена яшчэ бактэрыямі і водарасцямі (сіне-зялёнымі, зялёнымі, паяўляюцца бурыя і чырвоныя). Водарасці і бактэрыі працягвалі займаць пануючае становішча да канца сілуру. У апошнія гады знойдзены споры верхнекембрыйскіх і ардавікскіх раслін, якія азначаюцца як наземныя. Да

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

выхаду водарасцяў на сушу прайшло 570 млн. гадоў. Умовы для такога перасялення яны падрыхтавалі сабе самі.

На працягу паўміліярда гадоў, у выніку фотасінтэзу, водарасці выдзялялі ў атмасферу вялізныя масы свабоднага кісларoду. Вакол Зямлі ўтварыўся экран, які ахоўваў арганізмы ад немінучай гібелі з прычыны смяротнага для іх выпраменьвання Сонца ў момант “выхаду” арганізмаў на сушу. Апынуўшыся на асушаных плошчах, мяккія водарасці набылі сасудзістую сістэму. Менавіта таму наземная расліна ўяўляе сабой своеасаблівую прыродную помпу, якая перапампоўвае ваду, неабходную як і свет для фотасінтэзу, з глебы ў лісце. Няроўнасці цела раслін пераўтварыліся ў прымітыўныя органы, што выконваюць азначаныя жыццёвыя функцыі.

У сілуры масавы “выхад” раслін на сушу быў абумоўлены высыханнем вялізных мелкаводных мораў. Неаднаразовыя спробы водарасцяў асвоіць наземную прастору ў рэшце рэшт завяршыліся поспехам: да канца сілуру расліны трывала замацаваліся на сушы. Так распачаўся працэс рассялення і прыстасавання да розных умоў. Першымі наземнымі раслінамі былі рыніяфіты. У іх ужо азначылася падабенства кораня, сцябла, найпрасцейшая сасудзістая сістэма, але голае зялёнае сцябло і тонкія галінкі яшчэ нагадвалі водарасці. У сілуры рыніяфіты сустракаліся рэдка, значнае развіццё яны атрымалі ў наступны – дэвонскі перыяд.

Фауна. Па ўсёй верагоднасці, у *кембрыі* склаліся даволі спрыяльныя ўмовы для развіцця жывёл. Характэрным было тое, што гэта былі **беспазваночныя** жывёлы, у якіх фарміраваліся ўжо хіцінава-фасфатныя вонкавыя і ўнутраныя шкілеты. Фауну складалі найбольш старажытныя ды архаічныя групы ўсіх тыпаў беспазваночных, сярод якіх па колькасці пераважалі трылабіты, плечаногія, археацыяты.

У марфалагічных адносінах кембрыйскія трылабіты былі аднастайныя і не валодалі здольнасцю зварочвацца. Яны або плавалі, або поўзалі па дне мора і рыліся ў глеі, шукаючы дробных жывёл ці іх астаткі. Найбольш характэрныя для гэтага перыяду алянэлусы, парадаксідасы і аленусы.

Другую групу шырока распаўсюджаных жывёл прадстаўлялі беззамковыя плечаногія. Тыповымі былі аболусы і лінгулы. На прыканцы перыяду паявіліся замковыя формы. Развіццё археацыятаў прыйшлося толькі на ранні кембрый, у канцы эпохі яны вымерлі. Археацыяты з’яўляліся пародаўтваральнымі арганізмамі. Былі развіты крамяністыя губкі. У глеістым марскім грунце жылі розныя чэрві. Двустворкавыя і бруханогія малюскі ў кембрыйскі перыяд толькі пачалі развівацца. Старажытныя галаваногія былі прадстаўлены дробнымі праблематычнымі формамі, іголкаскурыя – вымершай групай прымітыўных марскіх пузыроў. Напрыканцы перыяду ў морах паявілася яшчэ адна група жывёл – грапталіты. Найбольшае стратыграфічнае значэнне для кембрыю мелі трылабіты і археацыяты (Мал. 14).

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

У *ардавікскі* перыяд жыццё, як і раней, было сканцэнтравана ў морах, але адрознівалася большай разнастайнасцю. Адзначалася хуткая эвалюцыя трылабітаў. Сярод іх пераважалі жывёлы з тоўстым вапнавым панцырам, якія ужо набылі здольнасць зварочвацца. Некаторыя роды адрозніваліся гіпертрафіраванымі вачыма. Тыповымі былі азафусы ды ілаенусы. Паявіліся новыя прадстаўнікі плечаногіх. Ужо напачатку перыяду пераважалі замковыя формы з вапнавымі ракавінамі, сярод якіх назавем орцісаў і парамбалітэсаў. Працягвалі існаваць у прыкметнай колькасці і беззамковыя – аболусы. Больш разнастайна і багата прадстаўлены іголкаскурыя: марскія пузыры, марскія лілеі, марскія зоркі, правільныя старажытныя вожыкі. Важнай адметнасцю ардавіка было таксама паяўленне каралавых паліпаў, якія адносіліся да розных груп. Першую з іх складалі табуляты, напрыканцы перыяду паявіліся чатырохпрамянёвыя. Гэтыя бентасныя кішачнаполасцевыя прымалі ўдзел у пабудове рыфаў. Шырока былі распаўсюджаны ўласна-грапталіты. Новай групай для дадзенага перыяду сталі мшанкі. Значна былі прадстаўлены бруханогія і двустворкавыя малюскі. З галаваногіх прыкметнае развіццё атрымалі наутылаідэі з прамой і канічнай ракавінай. Гэта былі першыя драпежнікі. У морах былі распаўсюджаны і такія групы, як фарамініферы і радыялярыі, губкі, чэрві, астракоды ды інш. Важнае стратыграфічнае значэнне для ардавіка мелі грапталіты і трылабіты (Мал. 15).

У *сілурыйскі* перыяд бурна эвалюцыянавалі групы беспазваночных жывёл. У асноўным гэта былі жывёлы з вапнавымі ракавінамі і шкілетамі. Трылабітаў стала менш, да канца перыяду пераважная большасць іх вымерла. З членістаногіх росквіту дасягнулі хеліцэравыя, прадстаўленыя ў асноўным драпежнікамі: эўрыптэрусамі, птэрыготасамі ды інш. У неглыбокіх басейнах шырокае развіццё атрымалі астракоды. Значным было паяўленне першых жыхароў сушы – скарпіёнаў і мнаганожак. Характэрна таксама распаўсюджванне замковых плечаногіх, прадстаўленых шматлікімі радамі і відамі, сярод якіх меліся плечаногія са складаным ручным апаратам. Сярод плечаногіх былі распаўсюджаны атрыпіды, спірыфярыды, прадуктыды. Хутка развіваліся марскія лілеі і старажытныя марскія вожыкі. У сілурыйскіх морах было шмат грапталітаў. Напрыканцы перыяду амаль усе яны вымерлі. Выключнае развіццё і шырокае распаўсюджванне ва ўсіх морах атрымалі каралавыя паліпы – табуляты і асабліва чатырохпрамянёвыя каралы. З табулятаў былі распаўсюджаны халізітэсы, фавазітэсы ды інш., з чатырохпрамянёвых – зафрэнцісы. Бруханогія і двустворкавыя ў агульным складзе фауны былі нешматлікімі. Працягвалі развівацца старажытныя вонкавыя галаваногія малюскі, якія хутка павялічвалі свае памеры: дасягалі ў даўжыню 2-4,5 і нават 5-7 м і мелі дыяметр да 30 см. Гэтыя галаваногія былі добрымі плаўцамі ды небяспечнымі драпежнікамі. Менш развіваліся іншыя групы жывёл. Важнае стратыграфічнае значэнне для сілура мелі трылабіты, плечаногія, каралы і галаваногія малюскі. (Мал. 16).

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Што тычыцца існавання пазваночных жывёл у кембрыйскі перыяд, дакладных звестак няма. У ардавіцкі перыяд у прыбярэжна-марскіх адкладах знойдзены старажытныя пазваночныя – бяссквічныя рыбападобныя жывёлы. У сілурыйскі перыяд выяўлена прысутнасць храстковых і панцырных рыб ды акантодаў. Апошнія мелі больш дасканалы ўнутраны шкілет і былі пакрыты луской.

Такім чынам, у раннепалеазойскую пад'эру мацерыкі ўяўлялі сабой безжыццёвую прастору, існавалі толькі бактэрыі ды аднаклетачныя водарасці, жыццё было сканцэнтравана ў морах. Напрыканцы сілурыйскага перыяду пачалося засяленне сушы прымітыўнымі вышэйшымі раслінамі – рыніяфітамі.Сталі бурна развівацца арганізмы, для якіх характэрна пабудова мінеральнага шкілета. У кембрыі і ардавіку атрымалі развіццё ўсе асноўныя групы беспазваночных жывёл. У росквіце знаходзіліся трылабіты, старажытныя надатрады галаваногіх малюскаў, старажытныя іголкаскурыя, беззамковыя плечаногія, грапталіты. Да канца сілуру ў пануючых у раннім палеазоі груп беспазваночных жывёл працэс відаўтварэння прыпыніўся. Пазваночныя былі нешматлікія і прымітыўныя рыбападобныя бяссківічныя жывёлы, паявіліся першыя рыбы.

Позні палеазой падзяляецца на тры перыяды (сістэмы): дэвон, карбон,пермь.Узроставыя межы – 410-240 млн. гадоў таму назад, працягласць 170 млн. гадоў таму назад.

А с н о ў н ы я р ы с ы г е а т э к т а н і ч н а г а р а з в і ц ц я. Напачатку **позняга палеазою**, пасля завяршэння калядонскага тэктагенезу, існавалі гетэрагенныя мацерыкі: Еўраамерыканскі, Ангарыда, Кітайскі, што размяшчаліся ў той час каля экватара, і Гандвана – каля паўднёвага полюса. Яны падзяляліся тымі ж старажытнымі акіянамі (геасінклінальнымі паясамі), што і ў раннім палеазоі (акрамя Палеаатлантычнага).

З праявай **герцынскага** тэктагенезу, на працягу позняга палеазою адбывалася далейшае ўскладненне структуры зямной кары і развіццё маладых платформ на многіх участках геасінклінальных абласцей.

Напачатку *дэвонскага* перыяду ў калядонскіх складкаватых абласцях завяршылася гораўтварэнне, уздымаліся платформы, на зямной паверхні усталяваўся кантынентальны рэжым. З сярэдзіны дэвону, з праявай герцынскага тэктагенезу, азначыліся працэсы апускання, і найперш за ўсё ў геасінклінальных паясах, развіваліся ўжо існуючыя прагіны і закладваліся новыя. Пачалі апускацца і платформы паўночнага раду. Гэты працэс працягваўся і дасягнуў максімуму ў першай палове карбону. На мацерыкі рапаўсюджваліся марскія трансгрэсіі, на платформах намнажаліся асадкавыя пароды чахла.

У другой палове *карбону* геатэктанічныя абставіны рэзка змяніліся. Гэта было выклікана тым, што герцынскі тэктагенез пачаў праяўляцца на арагенічным этапе развіцця. У рухомых геасінклінальных зонах адбываліся

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

магутныя гора- і складкаўтваральныя працэсы. Сфарміраваліся складаныя складкаватыя структуры – герцыніды. У гэты час адзначаюць агульны ўздым і ўсталяванне кантынентальнага рэжыму, павелічэнне плошчаў кантынентальнага асадканамнажэння. Характэрным для дадзенага перыяду з'яўляецца вугленамнажэнне, звязанае з фармацыямі перадгорных і краявых прагінаў ды платформеннымі фармацыямі аўлакагенаў.

На працягу *пермскага* перыяду найбольш моцна праявіўся герцынскі тэктагенез. Складкаватыя структуры ўжо не былі абасобленымі. Гораўтваральныя працэсы мелі ўплыў і на развіццё платформ: платформы ўзняліся, мора адступіла, паўсюдна ўсталяваўся кантынентальны рэжым з арыдным кліматам.

У познім палеазоі вылучаюць некалькі фаз герцынскай эпохі складкаватасці і гораўтварэння (Мал. 4, 9-12).

У выніку герцынскага тэктагенезу гетарагенны Еўраамерыканскі мацярык дабудаваўся герцынідамі з поўначы за кошт развіцця Арктычнага геасінклінальнага пояса. У сучаснай будове зямной кары гэта паўночная частка Паўночнага Канадска- Арктычнага архіпелага. З поўдня Еўраамерыканскі мацярык дабудаваўся за кошт фарміравання герцынскай складкаватасці па паўночным краі Міжземнаморскага геасінклінальнага пояса. У сучаснай будове зямной кары гэта Паўднёвыя Апалачы і падмурак эпігерцынскай пліты на поўдні Паўночнай Амерыкі (Місісіпская нізіна, паўастравы Юкатан, Фларыда). Працягам названых герцынскіх структур з'яўляюцца герцыніды, што знаходзяцца на поўначы Заходняй Еўропы (горы Рэйнскія, Рудныя, Сланцавыя ды іншыя сярод эпігерцынскіх пліт). На поўдзень ад Усходне-Еўрапейскай старажытнай платформы знаходзіцца Скіфская пліта, падмурак якой складзены герцынідамі. Яна займае Стэпавы Крым і Паўночнае Перадкаўказзе.

З праяўленнем апошніх фаз герцынскага тэктагенезу перастае існаваць і Урала-Мангольскі геасінклінальны пояс. Калі разглядаць сучасную будову зямной кары, герцынідамі гэтага складкаватага пояса з'яўляюцца востраў Новая Зямля, Урал, Усходне-Казахскі дробнасопачнік, Паўднёвы Цянь-Шань, падмурак Туранскай і часткова Заходне-Сібірскай пліт, Мангола-Ахоцкая герцынская вобласць, на якой размяшчаюцца пустыня Гобі, Вялікі і Малы Хінган, выключаючы Сіхатэ-Алінь.

Тэктанічныя рухі герцынскага тэктагенезу на меншай плошчы праявіліся ў Ціхаакіянскім поясе, у выніку чаго Гандвана нязначна дарасцілася па краях у межах Усходне-Аўстралійскай і Андыйскай геасінклінальных абласцей. Герцыніды ўваходзяць і ў будову Антарктыды. З поўначы Гандвана дабудавалася Паўднёвым Атласам за кошт Міжземнаморскага пояса.

Такім чынам, заканчэнне герцынскай геатэктанічнай эпохі азначылася ўскладненнем геатэктанічнай будовы зямной кары. Замкнуліся вялікія геасінклінальныя паясы (Арктычны і Урала-Мангольскі). Горна-складкаватыя герцынскія сістэмы злучылі Еўраамерыканскі, Ангарыду, Кітайскі мацерыкі ў

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

адзіны мацярык Лаўразію, які абмежаваўся Міжземнаморскім і Ціхаакіянскім геасінклінальнымі паясамі.

З утварэннем герцынідаў на ўсім працягу мяжы паміж складкаватымі структурамі і платформамі ўзніклі такія геатэктанічныя структуры, як краявыя прагіны – вобласці актыўнага апускання. Апошнія ўзнікаюць у выніку прагінання краявых частак платформ і складкаватых геасінклінальных пабудоў і налягаюць на зоны глыбінных разломаў старажытнага закладу з падоўжаным развіццём (краявыя швы). У рэльефе гэта перадгорныя прагіны – Перадуральскі, Заходне-Еўрапейскі, Перадапалачскі ды інш.

Герцынскія рухі ўскладнілі будову больш старажытных структур. У выніку эпіплатформеннага арагенезу заклаліся Дняпроўска-Данецкі аўлакаген ды інш, паглыбілася Тунгуская сінекліза. У вобласці каледанідаў заклаліся герцынскія ўпадзіны і прагіны – Мінусінская, Карагандзінская, Тэнізская ўпадзіны, Кузнецкі, Тувінскі прагіны і г.д. Шырокае развіццё эфузіўных працэсаў адзначаецца па разломах на Сібірскай платформе, у меншай ступені на іншых. Намеціўся першы раскол Гандваны.

Магматычныя, метамарфічныя і асадканамнажальныя працэсы, абумовілі ўтварэнне радовішчаў многіх карысных выкапняў: плаціны, хрому, нікелю, жалеза, золата, поліметалаў , вугалю, нафты, гаручых сланцаў , соляў , баксітаў, фасфарытаў і г. д.

К л і м а т. На ранні дэвон прыпадае максімум засушлівасці другой арыднай фазы палеазою. З сярэдзіны дэвону клімат пачынае змякчацца. Ранні карбон з’яўляецца самай гумідной эпохай палеазою з гарачавільготным, больш менш раўнамерным кліматам. У другой палове карбона намецілася шыротная тэрмічная занальнасць.

У пермі-трыясе адзначаюць яшчэ адну буйную арыдную фазу, калі амаль уся Еўразіяцкая прастора ўяўляла сабой арыдную вобласць. Клімат палеазою характарызаваўся вялікай колькасцю ў атмасферы вадзяных пароў і вуглякіслага газу. Нават у арыдныя фазы захоўвалася моцная воблачнасць, а “парніковы эфект” палеазойскай атмасферы быў мацнейшы, чым у мезазоі і кайназоі і характарызаваўся вышэйшай тэмпературай у прызямных слаях. Паверхня акіяна была большай і цяплейшай, былі большымі выпарванне ды вільготнасць паветра. Менавіта таму кантынентальнасць клімату ў палеазоі была меншай і адсутнічалі тэрмічныя кантрасты паміж палюсамі ды экватарам. Напрыканцы палеазою пачала фарміравацца тэрмічная занальнасць.

А р г а н і ч н ы с в е т. **Флора**. У познепалеазойскі час, у раннім і сярэднім *дэвоне*, рыніяфіты дасягнулі ў развіцці максімуму, да заканчэння перыяду вымерлі. Сілур – пачатак дэвону разглядаецца як важны рубеж ў эвалюцыі расліннага свету. Мяркуюць, што развіццё рыніяфітаў значна абагаціла атмасферу кіслародам, што садзейнічала далейшаму росквіту раслін. У познім дэвоне месца рыніяфітаў занялі больш арганізаваныя сапраўдныя

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

(споравыя) папараці, старажытныя дзеразовыя, старажытныя членістасцябловыя, да якіх далучыліся і першыя насенныя – птэрыдаспермідыі.

Паводле наймення шырока прадстаўленага ў гэты час археаптэрыса (папараці) познедэвонская флора атрымала назву а р х і а п т э р ы е в а й . У параўнанні з рыніяфітамі яна мела шэраг пераваг – падабенства развітой каранёвай сістэмы, пакрыццё лісцем, што садзейнічала лепшаму засваенню пажыўных рэчываў, а таму і хуткаму росту ды распаўсюджванню.

Узровень арганізацыі на дадзеным этапе (спецыялізацыя асобных частак цела – кораня, сцябла, лісця), захаваўся на працягу наступных 350 млн. гадоў і да сучаснага моманту. У гэты час прымітыўны спосаб размнажэння змяніўся больш прагрэсіўным – насенным. Аднак рассяленне флоры ў дэвонскі перыяд было яшчэ даволі агранічанае. Расліны рассяліліся толькі ў прыбярэжных, з мяккім кліматам, раёнах. Унутраныя раёны кантынентаў былі біялагічна пустыннымі, там існавалі бактэрыі ды аднаклетачныя водарасці.

Найбольш важныя групы споравых і першых голанасенных раслін, якія паявіліся ў познедэвонскую эпоху, атрымалі далейшае развіццё ў *каменнавугольны* перыяд і азначылі новы этап эвалюцыі раслінага свету. К сярэдзіне карбону былі заселены ўжо і водападзельныя прасторы (Мал. 13).

У раннекаменнавугальную эпоху распаўсюдзілася аднастайная цепла- і вільгацелюбівая, пераважна лепідэндронавая, флора. Упершыню ў гісторыі Зямлі узнік і шырока распаўсюдзіўся лясны тып расліннасці з буйнымі дрэвападобнымі формамі. Гэта быў своеасаблівы ландшафт балоцістых лясоў ва ўмовах раўнамернага вільготна-гарачага клімату.

Калі прасачыць эвалюцыйны шлях, які прайшлі расліны за дадзены час, то можна адзначыць такі агульны напрамак у развіцці:травяністыя водарасці – кустовыя формы рыніяфітаў – дрэвавыя формы буйных споравых і голанасенных раслін.

У другой палове карбону ўпершыню на рассяленне флоры сталі ўплываць кліматычныя фактары. Азначылася кліматычная занальнасць, якая выклікала тэрмічную дыферэнцыяцыю расліннасці, што выявілася ў змяненні складу флоры пры руху ад полюсаў да экватара. Вылучыліся тры фітагеаграфічныя зоны: вестфальцкая (трапічная і субтрапічная), тунгуская (паўночная ўмераная) і гандванская (паўднёвая ўмераная).

У складзе флоры вестфальцкай зоны пераважалі лепідэндроны, сігілярыі, каламіты, насенныя папараці, кардаіты. Расліннасць несла на сабе прыкметы вільготна-гарачага клімату. Дрэвы мелі гіганцкі рост, пышна развітае расчлененае лісце, у іх адсутнічалі гадавыя кольцы росту. Апошняя прыкмета сведчыць пра тое, што ў гэтай зоне не адзначалася чаргаванне сезонаў з выразным адрозненнем тэмператур. Флора тут амаль не змянілася з часу ранняга карбону.

Флора тунгускай зоны была драбнейшай, нізкай, са слаба расчлененым лісцем. Драўніна мела гадавыя кольцы росту, што сведчыць пра менш

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

спрыяльныя для росту раслін кліматычныя ўмовы. Мяркуюць, што клімат гэтай зоны быў умеранацёплы, вільготны, з сезоннымі ваганнямі тэмпературы. Аснову тунгускай флоры складалі кардаіты, у нязначнай колькасці папараці, птэрыдаспермідаў, членістасцябловыя былі прадстаўлены травяністымі формамі. Напрыканцы перыяду на багата арошаных раўнінах паявілася манатонная кардаітавая тайга.

Гандванская зона паводле складу флоры падобная да тунгускай, хаця значна бяднейшая і аднастайная. Шырокае распаўсюджванне атрымалі дробныя кустовыя формы птэрыдаспермаў. Такая прыгнечанасць гандванскай флоры тлумачыцца больш суровымі кліматычнымі ўмовамі на паўднёвым мацерыку, што звязана са зледзяненнем паўднёвай ускраіны Гандваны ў канцы карбону – пачатку пермі.

У раннепермскую эпоху занальнасць, закладзеная ў каменнавугальны перыяд, захоўвалася, хаця структура расліннага покрыва Зямлі ўскладнялася, пашыраліся арыдныя вобласці з разрэджанай раслінасцю. Іх можна разглядаць як правобраз саваны. У познепермскую эпоху ўмацавалася кліматычная дыферэнцыяцыя, высыхалі прыморскія нізіны, яшчэ больш пашыраліся арыдныя зоны. Гэта не магло не адбіцца на характары флоры і на яе рассяленні. Раней, прытым больш выразна, праявіліся змены ў вестфальцкай трапічнай зоне: вымерлі цепла- і вільгацелюбівыя лепідэндроны ды кардаіты, а іх месца занялі голанасенныя – цыкадавыя, гінкгавыя, хвойныя і птэраспермідаў.

Фауна. Сярод **беспазваночных** у *дэвонскі* перыяд мелася шмат замковых плечаногіх. Яны характарызаваліся хуткай зменлівасцю і далі многа кіруючых форм. Самымі распаўсюджанымі былі спірыфярыды (са спіральным ручным апаратам), атрыпіды, рынханэліды (з ручным апаратам у выглядзе кручкоў) і тэрабратуліды (з ручным апаратам у выглядзе петляў). З іголкаскурых, як і раней, пераважалі прымацаваныя формы - марскія лілеі, якія засялялі дно мелкаводных мораў. Радзей сустракаліся старажытныя марскія вожыкі. Рэзка скарацілася колькасць трылабітаў, рэдкімі сталі грапталіты. Замест вымерлых наутылаідэй з прамой ракавінай паявіліся бактрытаідэі таксама з прамой невялікай ракавінай. Адна галіна з іх у дэвонскі перыяд дала пачатак аманаідэям з простай перагародкавай (ганіятытавай) лініяй. Сярод ганіятытаў спарадзілі ў дэвоне кіруючыя формы. Бруханогіх і двустворкавых у агульным комплексе дэвонскай фауны было нямнога. Развіваліся фарамініферы, паявіліся першыя вапняковыя губкі. З членістаногіх вядомы астракоды з больш складанай будовай ракавіны. На сушы паявіліся першыя павукі.Важнае стратыграфічнае значэнне для дэвону мелі замковыя плечаногія (Мал. 17).

У *каменнавугальны* перыяд сярод бентаснай фауны мораў, як і раней, панавалі плечаногія, хаця колькасць іх, у параўнанні з дэвонскай, некалькі паменшылася. Найбольш распаўсюджанымі былі спірыфярыды і асабліва прадуктыды. Сярод апошніх паявіліся гіганты даўжынёй да 40 см . (Мал. 18). Дасягнулі росквіту чатырохпрамянёвыя каралы. Табуляты і мшанкі прымалі

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

ўдзел ва ўтварэнні рыфавых пабудоў. Захавалі важную ролю галаваногія малюскі, павялічылася колькасць і разнастайнасць ганіятытаў, паявіліся першыя белямніты. Бруханогіх і двустворкавых малюскаў, як і ў дэвоне, мелася мала, з двухстворкавых вядомы толькі прэснаводныя. Прымацаваныя іголкаскурыя былі выціснуты непрымацаванымі, развіваліся старажытныя марскія вожыкі. Фарамініфераў прадстаўлялі буйныя формы – фузулініды, паявіліся і новыя іх групы (Мал. 18).

Асобае развіццё атрымалі наземныя формы членістаногіх – павукападобныя, скарпіёнападобныя, першасна-бяскрылыя, старажытнакрылыя ды інш. Сустракаліся стракозы, размах крылаў якіх дасягаў 100 см.

У *пермскі* перыяд адзначалася характэрная асаблівасць – вымiранне да канца перыяду многіх груп, што раней знаходзіліся ў росквіце. Вымерлі старажытныя палеазойскія каралы – табуляты і чатырохпрамянёвыя. Ішло на спад развіццё плечаногіх: вымерлі прадуктыды, многія спірыфярыды і рынханэліды; зніклі трылабіты, многія марскія лілеі, наутылаідэі і бактрытаідэі. Ганіятыты змяніліся цэратытамі, прыкметна павялічылася колькасць бруханогіх і двустворкавых. Губкі засталіся нязменнымі. У морах да фарамініфер фузулінід дадаліся швагерыніды (Мал. 19).

Што тычыцца **пазваночных** жывёл, *дэвонскі* перыяд азначаецца як перыяд панавання рыб. Шырокае распаўсюджванне атрымалі пласцінаскурыя, або панцырныя рыбы. Напрыканцы дэвону яны амаль поўнасцю вымерлі. У сярэдзіне дэвону паявіліся касцёвыя рыбы, якія развіваліся па трох напрамках: як кісцеваперыстыя, дваякадыхаючыя і праменеперыстыя. Кісцеваперыстыя былі надзвычай шматлікія. Дваякадыхаючыя прыстасаваліся да жыцця ў засушлівых раёнах. Праменеперыстых было мала і яны яшчэ мелі храстковы або слабаакасцянелы шкілет.

У познедэвонскую эпоху ад кісцеваперыстых рыб узялі пачатак першыя са стэгацэфалаў – іхтыястэгі. Гэта старажытныя, пераважна познедэвонскія прадстаўнікі земнаводных. Яны былі першымі наземнымі чатырохногімі жывёламі, і амаль усе – драпежнікамі. Паводле будовы цела іхтыястэгі мелі падабенства з кісцеваперыстымі, але пяціпалая канечнасць сведчыла пра наземны спосаб жыцця.

У *каменнавугальны* перыяд зніклі пласцінаскурыя рыбы, скарацілася колькасць акантодаў, а распаўсюдзіліся марскія ды прэснаводныя праменеперыстыя. Большай разнастайнасці паводле велічыні, будовы і формы цела дасягнулі стэгацэфалы, якія засялілі берагі азёр і балот, лясныя зараснікі. Паявіліся жабаяшчары, што ўжо адкладалі яйкі, а напрыканцы перыяду – і зверападобныя паўзуны.

У *пермскі* перыяд, у яго раннюю эпоху, вымерлі акантоды, скарацілася колькасць храстковых рыб, сярод касцёвых вымерлі старажытныя праменеперыстыя ды палеазойскія групы кісцеваперыстых і дваякадыхаючых рыб (Мал. 20, 21). Арыдызацыя клімату адбілася на складзе наземных

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

пазваночных: многія стэгацэфалы вымерлі, а некаторыя з іх прыстасаваліся да жыцця ў больш сухіх месцах. Вялікай разнастайнасці ў адаптаванні да навакольнага асяроддзя дасягнулі паўзуны. Сярод іх былі распаўсюджаны расліннаедныя і драпежныя формы (Мал. 22, 23).

Такім чынам, у познепалеазойскую пад'эру змена палеагеаграфічных умоў не магла не адбіцца на складзе арганічнага свету. Адзначаўся пышны росквіт наземнай расліннасці, панавалі споравыя, паявіліся першыя голанасенныя расліны. Многія групы арганізмаў вымерлі або перажывалі спад: трылабіты, старажытныя іголкаскурыя, табуляты, наутылаідэі ды інш. У той жа час развіваліся новыя групы жывёл: замковыя плечаногія, аманаідэі, чатырохпрамянёвыя каралы, прасцейшыя ды т.п. Складаны эвалюцыйны шлях прайшлі пазваночныя. Далейшае развіццё атрымалі рыбы, у дэвоне выйшлі на сушу першыя земнаводныя, да канца палеазою ад земнаводных аддзялілася новая галіна – паўзуны.

М Е З А З О Й

Арганічны свет мезазою па ўзроўні развіцця займае прамежкавае становішча паміж старажытным палеазойскім і новым кайназойскім. Адсюль і назва – эра сярэдняга жыцця. Узроставыя межы мезазою – 240 –70/65 млн. гадоў таму назад, працягласць 175 млн. гадоў. Падзяляецца на тры перыяды (сістэмы): *трыяс, юру, мел*.

А с н о ў н ы я р ы с ы г е а т э к т а н і ч н а г а р а з в і ц ц я. Мезазойская эра была багата на падзеі тэктанічнага жыцця. Да пачатку мезазою, з завяршэннем герцынскага тэктагенезу, аформіўся суперкантынент Лаўразія, які разам з Гандванай утварыўся адзіную Пангею. У канцы палеазою – пачатку мезазою на Гандване, а пазней і на Лаўразіі заклаліся кантынентальныя рыфты, многія з якіх да сярэдзіны мезазою ўжо перараслі ў акіянічныя. У мезазоі актыўна развіваліся маладыя акіяны: Індыйскі, Атлантычны, Паўночны Ледавіты.

На працягу азначанай эры праявілася **мезазойская (кімерыйская)** эпоха тэктагенезу. Інтэнсіўнае складка- і гораўтварэнне адбывалася галоўным чынам па краі Ціхага акіяна – у Ціхаакіянскім геасінклінальным поясе, а ў Міжземнаморскім мезазойскі тэктагенез ахопліваў нязначныя плошчы і праяўляўся намнога слабей. У Заходне-Еўрапейскай вобласці Міжземнаморскага пояса, там, дзе з праявай герцынскага тэктагенезу большасць геасінклінальных прагінаў замкнулася, у мезазоі ўнутраная частка пояса была ўцягнута ў працэс геасінклінальнага развіцця – аднавіўся геасінклінальны рэжым. Праявілася некалькі фаз мезазойскай складкаватасці (Мал. 24-28).

Пачатак мезазою – час найбольшага ўзняцця мацерыкоў і марскіх рэгрэсій. На старажытных і маладых платформах адбываліся глыбавыя рухі,

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

што суправаджаліся трапавым вулканізмам па разломах. У гэты час ўзніклі раннемезазойскія структуры Тыбету, Індакітая, Інданезіі ды інш. Складка- і гораўтваральныя рухі суправаджаліся інтэнсіўным магматызмам.

У сярэдзіне мезазою (юрскі перыяд) і асабліва напрыканцы яго (познамелавая эпоха), наглядаліся апусканні платформ і распаўсюджванне марскіх трансгрэсій на значныя плошчы платформ як паўночнага, так і ўпершыню на значныя плошчы платформ паўднёвага паўшар'я.

Арагенічныя рухі дасягнулі асобай сілы ў познеюрскую і раннемелавую эпохі. Фарміраваліся складкавыя структуры Верхаяна-Чукоцкай ды Сіхатэ-Аліньскай вобласці, Кардыльераў Паўночнай Амерыкі, што суправаджалася гранітным магматызмам. Уздоўж іх закладваліся перадгорныя прагіны. На маладых платформах утварыліся грабены, міжгорныя ўпадзіны, праяўляўся наземны вулканізм.

Напрыканцы мезазою ў Кардыльерах праявілася глыбавае або купала-глыбавае гораўтварэнне. Скалістыя горы ў зоне краявых прагінаў насунуліся на Паўночна-Амерыканскую платформу. У мезазоі геасінклінальнае развіццё працягвалася ў Інданезійскай вобласці, закладвалася Андыйская геасінкліналь, якая актыўна развівалася ў кайназоі і працягвае развівацца зараз.

Вельмі складанае ў мезазоі было развіццё Міжземнаморскага геасінклінальнага пояса, заходнееўрапейская частка якога падзялялася падводнымі геаантыклінальнымі ўзняццямі, а ўсходняя знаходзілася на арагенным этапе развіцця.

Большая частка Урала-Мангольскага пояса ў мезазоі ўяўляла сабой маладую платформу, што мела гетэрагенны падмурак, а таксама актывізаваныя структуры Урала і Сярэднеазіяцка-Паўднёвасібірскага горнага пояса: гэта Урал, Казахскі дробнасопачнік, Цянь-Шань, Алтай, Саяны, Енісейскі краж, Байкальская горная краіна, Яблонавы і Станавы хрыбты, Мангола-Ахоцкая вобласць, Вялікі і Малы Хінган. Побач з эпіплатформеннымі ўзняццямі размяшчаліся пліты маладых платформ: Цімана-Пячорская, Заходне-Сібірская, Паўночна-Туранская.

У Міжземнаморскім поясе ў мезазоі існавалі наступныя маладыя платформы: Скіфска-Паўднёва-Туранская, Заходне-Еўрапейская, Іберыйская, Паўночна-Паміра-Куньлуньская.

У межах Заходне-Ціхаакіянскага пояса вылучаюць эпіпалеазойскія платформы: Катазіяцкую з каледонскім падмуркам, Усходне-Аўстралійскую з калядонска-герцынскім падмуркам.

Такім чынам, у мезазоі адбылася грандыёзная перабудова зямной кары. У выніку мезазойскіх тэктанічных рухаў па берагах Ціхага акіяна ўзняліся магутныя горныя пабудовы. Да канца мезазою распалася Гандвана і Лаўразія, з прычыны чаго пачалі развівацца маладыя акіяны: Індыйскі, Атлантычны, Паўночны Ледавіты і абасобіліся мацерыкі: Паўднёва-Амерыканскі, Афрыкана-Аравійскі, Аўстралійскі, Антарктычны, Паўночна-Амерыканскі, Еўразійскі. У

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

мезазоі на мацерыках у межах маладых пліт намнажаліся марскія і кантынентальныя адклады. З апошнімі нярэдка звязаны радовішчы вугалю, нафты ды інш.

З інтрузіямі ў горных абласцях звязаны радовішчы золата, волава, мыш'яку, сурмы, поліметалаў і каляровых металаў. Праз разломы ў платформах і складкаватых структурах на паверхню выліваліся лавы сярэдняга і асноўнага складу. Базальтавыя трапы на старажытных платформах Сібіры, Індыі, Афрыкі ды іншых месцаў маюць шырокае распаўсюджванне. З эфузійным вулканізмам звязана ўтварэнне некаторых карысных выкапняў, у першую чаргу алмазаў.

К л і м а т. Клімат мезазою яшчэ быў мала дыферэнцыраваным. Тэмпература паветра ля зямной паверхі нязначна панізілася за кошт таго, што зменшылася колькосць пары вады і вуглякіслага газу ў атмасферы. Якаснае ўздзеянне клімату на паверхню Зямлі ўвогуле было такім жа, як і зараз. Тэрмічны рэжым у мезазоі характарызаваўся тым, што адсутнічала значнае адрозненне паміж нізкімі і высокімі шыротамі, а сезонныя ваганні былі слабымі. Калі гаварыць пра Еўразію, то размеркаванне цяпла ў межах мацерыка было больш раўнамернае, чым цяпер.

У мезазоі існавалі толькі два тэрмічныя тыпы кліматаў: трапічны (паўднёвая і паўднёва-заходняя часткі Еўразіі) і барэальны (паўночна-усходнія вобласці). Трапічны клімат мезазою такі ж, як і цяперашні. Барэальны ж не мае аналагу сярод сучасных кліматаў і нагадвае цяперашні субтрапічны без халоднага зімняга сезону. У гэтым пазатрапічным клімаце вылучаліся тры тэрмічныя градацыі: амаль трапічны, аслаблены трапічны і цеплаўмераны. На працягу мезазою павялічылася дыферэнцыяцыя і кантраснасць тэрмічнага рэжыму, пачалі намячацца сезонныя адрозненні.

Пераважна раўнінны рэльеф зямной паверхні у мезазоі меў невялікі ўплыў на геаграфію кліматаў. Мезазойская атмасфера, як і палеазойская, яшчэ змяшчала многа пароў вады і вуглякіслага газу і ў параўнанні з кайназойскай мела значны "парніковы эфект". У познім мезазоі ў атмасферы павялічылася колькасць свабоднага кісларoду і паменшылася, з утварэннем у мелавы перыяд вапнавых парод, колькасць вуглякіслага газу.

Для мезазою была характэрна змена арыдных і гумідных фаз пры напрамку эвалюцыі клімату ў бок засушлівасці, пахаладання і павелічэння сонечнасці. На клімат Еўразіі, як і зараз галоўны уплыў рабіў Атлантычны акіян. Уздзеянне Ціхага акіяна з усходу не распаўсюджвалася далей за Усходне-Сібірскую, Кітайскую ды Індастанскую платформы.

А р г а н і ч н ы с в е т. **Флора**. У *трыясе* флора ўмераных зон змяняецца, але працэс гэты некалькі запазняецца. Тлумачыцца гэта тым, што прыгнечаная расліннасць менш спецыялізаваная і таму больш устойлівая ва ўмовах кліматычных змяненняў. Арыдызацыя Тунгускай вобласці ў трыясе выклікала дэградацыю яе кардаітавых лясоў, якія змяніліся хвойнымі, цыкадавымі і гінкгавымі. Гэтая замена адбывалася нераўнамерна, паўсюдна

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

захоўваліся яшчэ рэлікты палеазойскай флоры. У арыдных зонах на поўдні Лаўразіі расліннасць была разрэджанная. Дадзеныя вобласці можна разглядаць як правобраз саваны. У познетрыясавую эпоху з памягчэннем клімату на ўсе мацерыкі распаўсюдзілася мезазойская флора.

У першай палове юры адбываліся змены ў складзе водарасцяў: паявіліся дыятомавыя водарасці, якія ў сучасных морах складаюць галоўны элемент планктону. З максімумам гумідызацыі клімату ў гэты час адзначаецца пышны росквіт расліннасці. Юрскі лес пакрываў вялікія прасторы зямной паверхні. Голанасенныя ў дадзены перыяд знаходзяцца ў максімальным росквіце. Флора адносна аднастайная, але некаторае адрозненне ў размеркаванні раслін ужо адзначаецца. У паўночных раёнах (Грэнландыя, Шпіцберген, Сібір) панавалі хвойныя і гінкгавыя. Апошнія пераважалі і ў Сібіры. Дробныя формы папараці уваходзілі у падлесак хвойна-гінкгавых лясоў. У паўднёвых трапічных раёнах (Крым, Каўказ, Цэнтральная Еўропа, Азія, Індыя) адзначаліся цыкадавыя і бенетытавыя. Значную ролю ў складзе флоры адыгрывалі папараці. (Мал. 29).

З мелавога перыяду адзначаецца развіццё пакрытанасенных і скарачэнне мезазойскай флоры. З сярэдзіны названага перыяду рэзка скарачаецца колькасць папараці, гінкгавых, бенетытавых, іх месца паступова займаюць пакрытанасенныя. Такое замяшчэнне ў складзе флоры тлумачыцца змяненнем фізіка-геаграфічных абставін.

Некаторыя навукоўцы мяркуюць, што пахаладанне ў Еўропе і Паўночнай Амерыцы было выклікана перамяшчэннем кантынентаў у іншыя прыродныя зоны (у больш паўночныя раёны). Адна з прычын неспрыяльных умоў для развіцця раслін тлумачыцца росквітам у познемелавы час планктонных фарамініфер, якія выкарыстоўвалі вуглякіслы газ атмасферы і гідрасферы для пабудовы ракавін. Колькасць вуглякіслага газу, неабходнага для харчавання раслін, зменшылася. Вынікам гэтага з’явілася гібель голанасенных і распаўсюджванне кветкавых. Такія пераважнасці апошніх, як двайное апладненне, завязь пладоў, развіццё складанай праводзячай тканкі і вегетатыўных органаў, дазволілі пакрытанасенным панаваць ужо напрыканцы мелавога перыяду. З вядомых у сярэдзіне названага перыяду відаў раслін 90% адносіліся да пакрытанасенных. У познемелавую эпоху паявіліся старажытныя катахакветныя (вярба, бяроза, алешына) і формы, блізкія да платанаў, лаўраў, магнолій, эўкаліптаў, дубоў. Амаль адначасова з двухдольнымі ўзніклі і аднадольныя. Сярод іх у мелавы перыяд асаблівае распаўсюджванне мелі пальмы. Услед за драўніннымі аднадольнымі паявіліся травы. Узнікненне травяністай расліннасці было абумоўлена шэрагам іх пераважнасцяў перад кустовымі і драўніннымі формамі. Да такіх пераважнасцяў можна аднесці хуткае паспяванне, малыя затраты на развіццё вегетатыўнай сістэмы, большую колькасць насення, эвалюцыйную рухавасць. Усё гэта дазволіла ім паспяхова эвалюцыяніраваць у новых умовах.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Такім чынам, пачынаючы з мелавога перыяду развіццё пакрытанасенных ішло як бы ў “адваротным” напрамку: дрэвы –кустовыя формы – паўкустовыя формы – шматгадовыя і аднагадовыя травы, якія атрымалі далейшае развіццё ў кайназоі.

Фауна. Сярод **беспазваночных** у морах, якія рэзка скараціліся ў *трыясавым* перыядзе, адсутнічалі ужо многія групы , што насялялі палеазойскія моры. Не было ўжо трылабітаў, табулятаў, чатырохпрамянёвых каралаў, грапталітаў ды іншых арганізмаў. Панавалі бруханогія, двустворкавыя і галаваногія малюскі. Апошнія прадстаўлены цэратытамі, якія выцеснілі ганіятыты. Гэтыя, новыя для мезазою, групы жывёл засялілі экалагічныя нішы, раней занятыя плечаногімі, якія рэзка скараціліся. Захаваліся з іх спірыфярыды, рынханэліды, развіваліся тэрабратуліды.

Аднавіліся іголкаскурыя, найбольш распаўсюджаннымі сталі свабоднажывучыя. Правільныя вожыкі былі прадстаўлены формамі з больш моцным панцырам. Марскія лілеі ў большасці перайшлі да рухомага спосабу жыцця.

Для трыясавых мораў характэрна паяўленне шасціпрамянёвых каралаў, абнаўленне фарамініфер і астракод. Змяніўся таксама склад многіх атрадаў насякомых (Мал. 30).

Юрскія моры былі заселены шматлікімі беспазваночнымі жывёламі. Асобага развіцця дасягнулі бруханогія, двухстворкавыя, галаваногія малюскі, прадстаўленыя ўжо сапраўднымі аманітамі і белямнітамі. Напачатку перыяду з плечаногіх вымерлі апошнія спірыфярыды, як і раней, існавалі тэрабратуліды і рынханэліды. З іголкаскурых атрымалі развіццё марскія вожыкі. Паявіліся няправільныя вожыкі. Значнага росквіту дасягнулі фарамініферы і радыялярыі, рыфаўтваральнымі былі крамяністыя і вапнавыя губкі ды шасціпрамянёвыя каралы. Пануючае становішча займалі аманіты (Мал. 31).

Вялікага развіцця ў *мелавых* морах дасягнулі фарамініферы, паявіліся планктонныя формы і буйнаракавінныя арбітоіды. У мелкаводных морах працягвалі развівацца мшанкі і рыфаўтваральныя шасціпрамянёвыя каралы, змяніўся толькі іх сістэматычны склад. Плечаногія знаходзіліся ў стане заняпаду. Як і ў юрскі перыяд, яны прадстаўлены тэрабратулідамі і рынханэлідамі. Вялікай разнастайнасці дасягнулі беззамковыя двухстворкавыя: вустрыцы, інацэрамы. Істотныя змяненні адбыліся з бруханогімі. На мяжы юры і мелу яшчэ мацней развіліся аманіты: у мелавы перыяд яны сталі больш разнастайнымі па форме, паявіліся прадстаўнікі з разгорнутай ракавінай. Напрыканцы перыяду ўсе аманіты вымерлі. Разам з аманітамі шырокае распаўсюджванне набылі белямніты. Іголкаскурыя былі прадстаўны свабоднажывучымі лілеямі, разнастайнасці дасягнулі няправільныя марскія вожыкі – глееяеды. Самымі распаўсюджанымі сярод іх былі мікрастэры і эхінакорысы. З членістаногіх развіліся насякомыя, што звязана з узнікненнем кветкавых раслін.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

У стратыграфічных адносінах для мелавога перыяду важнымі з'яўляліся аманіты, белямніты, няправільныя марскія вожыкі, з мікраарганізмаў – фарамініферы, якія былі пародаўтваральнымі (Мал. 32).

Сярод **пазваночных** у *трыясавым* перыядзе колькасць храстковых рыб скарацілася, паявіліся цэласнакасцёвыя, а ў сярэднім трыясе касцістыя праменеперыстыя. Вельмі рэдкімі сталі кісцёваперыстыя і дваякадыхаючыя рыбы. Земнаводныя ў гэты час былі прадстаўлены апошнімі стэгацэфаламі з атрада лабірынтадонтаў, што існавалі ў мелавых басейнах.

Напрыканцы трыясу атрымалі развіццё своеасаблівыя спецыялізаваныя мезазойскія паўзуны; паявіліся новыя групы – кракадзілы, чарапахі і яшчаркі; вымерлі апошнія паўзуны палеазойскага аблічча. Адзначаюцца першыя архаічныя млекакормячыя, якія паводле будовы зубоў падзяляюцца на шматбугарковыя, трыкадонты і трохбугарковыя.

У *юрскі* перыяд панавалі цэласнакасцёвыя праменеперыстыя і акулавыя рыбы. Земнаводныя былі прадстаўлены бясхвостымі, паявіліся сапраўдныя жабы. Юрскі перыяд называюць векам паўзуноў. Яны дасягнулі выключнага развіцця і разнастайнасці, асвоілі ўсе экалагічныя нішы жыцця: сушу, мора, паветра. Большасць наземных яшчараў таго часу характарызавалася вялікімі памерамі: да 30 м даўжынёю і да 30 т вагою. Былі сярод іх і дробныя жывёлы, у якіх даўжыня цела не перавышала 1 м. Сярод наземных яшчараў сустракаліся як яшчаркатазавыя (раслінаедныя чатырохногія брантазаўры, дыпладокі ды інш.), так і птушкатазавыя (стэгазаўры ды інш.). Паўсюдна ў морах панавалі іхтыязаўры, плезіязаўры. Атрымалі развіццё лятаючыя яшчары: рамфарынхі і птэрадактылі. З верхнеюрскіх адкладаў вядомы знаходкі яшчаркахвоставага археаптэрыкса, якога яшчэ нельга было лічыць птушкай: ён уяўяў сабой сляпую галіну ў развіцці. Млекакормячыя былі вельмі прымітыўныя, блізкія да сучасных грызуноў. Сярод пазваночных яны адыгрывалі нязначную ролю.

У *мелавы* перыяд былі шырока прадстаўлены касцістыя рыбы і менш храстковыя. Існавалі хвастатыя і бясхвостыя земнаводныя. Паўзуны ўтрымлівалі пануючае становішча, паўсюдна меліся дыназаўры. Сушу насялялі страшэнныя драпежнікі атрада яшчаркатазавых, самыя вялікія з усіх сухапутных жывёл – брантазаўры. З птушкатазавых былі распаўсюджаны трыцэратапсы, якія мелі канвергентнае падабенства з кайназойскімі млекакормячымі (насарогамі). Адначасова з імі існавалі качканосыя дыназаўры, шырока рассяляліся ігуанадоны.

Разнастайнымі і шматлікімі былі кракадзілы – жыхары унутры кантынентальных прэсных вадаёмаў. Марскія паўзуны ўжо знікалі. Сярод лятаючых яшчараў росквіту дасягнулі гіганцкія птэрадоны. Напрыканцы перыяду паявіліся змеі (Мал. 33-36).

Раптоўнае выміранне высокаспецыялізаваных рэптылій напрыканцы мелавога перыяду магло быць выклікана скарацечным і значным змяненнем геаграфічнага асяроддзя. Вучоныя называюць некалькі прычын-катастроф,

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

якімі спрабуюць растлумачыць знікненне мезазойскіх паўзуноў. Да іх яны адносяць касмічныя: а) успышку новай зоркі, блізкай да Зямлі; падзенне на Зямлю астэроідаў; в) сутыкненне Зямлі з іншай планетай; г) перапалюсоўку магнітнага поля Зямлі; планетарныя: а) эпідэмію; б) атручванне кіслародам, перавырабленым раслінамі; в) рэзкае ахалоджанне акіяна з-за спаўзання у яго і раставанння палярных ільдоў; г) апрасненне марскіх вод. Некаторыя даследчыкі, адмаўляючы прычыны-катастрофы, у знікненні мезазойскіх паўзуноў бачаць натуральны ход жыцця на Зямлі. Час знікнення паўзуноў яны звязваюць з пачаткам бурнага развіцця трох эвалюцыйна прагрэсіўных груп пазваночных – млекакормячых, птушак і касцістых рыб, што абумоўлена як біятычнымі, так і абіятычнымі фактарамі.

Старажытныя птушкі мелавога перыяду ў асобных выпадках яшчэ захоўвалі архаічныя прыкметы (зубы, дваякаўвагнутыя пазванкі), але многія формы ўжо нагадвалі сучасных птушак. У гэты перыяд ад трохбугоркавых архаічных млекакормячых набываюць развіццё сумчатыя і плацэнтарныя млекакормячыя.

Такім чынам, у мезазоі сярод наземных раслін развіваліся шматлікія голанасенныя і папараці, паявіліся першыя пакрытанасенныя (Мал. 29). Сярод беспазваночных у морах развіваліся галаваногія малюскі – аманіты і белямніты; павялічылася колькасць відаў двустворкавых і бруханогіх, паявіліся шасціпрамянёвыя каралы, новыя атрады марскіх вожыкаў. Земнаводныя ўступілі пануючае становішча паўзунам, сярод якіх значнага росквіту дасягнулі буйныя высокаспецыялізаваныя рэптыліі. Развіваліся архаічныя млекакормячыя, паявіліся прымітыўныя сапраўдныя млекакормячыя і старажытныя (зубастыя) птушкі.

К А Й Н А З О Й

У перакладзе з грэчаскай мовы “кайназой” азначае “эра новага жыцця”. Падзяляецца ён на тры перыяды (сістэмы): *палеаген, неаген, антрапаген* (чацвярцічны перыяд). Узроставыя межы – ад 70 (67) млн. гадоў таму назад да сучаснасці, працягласць 70 (67) млн. гадоў.

А с н о ў н ы я р ы с ы г е а т э к т а н і ч н а г а р а з в і ц ц я. Напачатку кайназою ў межах Міжземнаморскага пояса Альпійска-Гімалайская вобласць уяўляла сабой сістэму геасінклінальных прагінаў, якія заклаліся ў мезазоі. Тут з новай сілай праявіўся альпійскі тэктагенез (Мал. 24,37-39).

Напрыканцы неагену - пачатку палеагену гораўтварэнне прывяло да адмірання геасінклінальнага рэжыму ў Альпійска-Гімалайскай вобласці, акрамя Міжземнамор’я ды Інданезійскай вобласці. Альпійскі тэктагенез праявіўся ў Заходне-Ціхаакіянскім (Андыйская і Каліфарнійская вобласці, поўдзень Аляскі і Алеуцкая дуга) геасінклінальных паясах. Тэктагенез на прыакіянічнай перыферыі Ціхаакіянскіх паясоў знаходзіцца яшчэ на ранняй стадыі развіцця.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

У кайназоі адзначаецца некалькі важнейшых фаз альпійскай складкаватасці. Напрыканцы палеагену-пачатку неагену на месцы Альпійска-Гімалайскай вобласці ўзніклі горныя сістэмы Пірэнеяў, Альпаў, Карпатаў, Балканаў, Галоўнага Каўказскага хрыбта, Малога Каўказа, Атласа, Капетдага, Паміра, Гімалаяў. Узніклі Перадальпійскі, Перадкарпацкі, Перадкаўказскі краявыя прагіны ды інш.. Мяркуюць, што ўтварэнне Гімалаяў абумоўлена сутыкненнем Індыйскай пліты з Азіяй. Паўночныя Гімалаі ўзніклі ў выніку геасінклінальнага развіцця, а паўднёвыя – за кошт драблення і апускання паўночнай ускраіны Індастанскай платформы. Усходняя частка Міжземнаморскага геасінклінальнага пояса (Тэціс) перастала існаваць.

З праявай альпійскага тэктагенезу сфарміраваліся глыбінныя ўпадзіны Чорнага, Каспійскага, Міжземнаморскага, Эгейскага і Мармуровага мораў, дно якіх блізкае паводле будовы да акіянічнага (базальтавы слой – 5-12 км, асадкавы – 10-15 км). Гэтыя моры – рэлікт акіяна Тэціс. У выніку тэктанічных рухаў 7 млн. гадоў таму назад утварыўся Гібралтарскі праліў, і раней абасобленае Міжземнаморскае мора пачало запаўняцца водамі Атлантычнага акіяна.

У неагене пачалі ўздымацца першыя астравы ў Інданізійскай вобласці, якія і зараз знаходзяцца на стадыі архіпелагавага мора геасінклінальнага этапа развіцця.

Напрыканцы неагену ў межах Заходне-Ціхаакіянскага геасінклінальнага пояса вылучыліся Усходне-Азіяцкая (Карскае нагор’е, Камчатка, Алеуцкія, Курыльскія, Японскія і Філіпінскія астравы) і Меланізійская (астраўныя дугі на ўсход ад Аўстраліі, уключаючы Новую Гвінею, Новую Зеландыю, Саламонавы астравы, Новую Калядонію ды інш.) вобласці. У кайназоі ў межах Усходне-Ціхаакіянскага пояса развіваліся Андыйская (Карыбскае мора, Вялікія Антыльскія астравы і Панамскі перашыек, Анды, у тым ліку і Антарктычныя) і Каліфарнійская (прыбярэжная частка Паўночнай Амерыкі) вобласці, дзе тэктагенез зараз знаходзіцца на арагенным этапе. З боку Ціхага акіяна закладаліся глыбокія геасінклінальныя прагіны, з ростам ўзняццяў развіваліся і працягваюць развівацца перадгорныя і міжгорныя ўпадзіны.

У кайназоі працягвалася развіццё старажытных і маладых эпіпалеазойскіх платформ. У першай палове кайназою платформы на мезазойскай складкаватасці яшчэ не аформіліся, у познім кайназоі тут праявіўся паўторны арагенез. На маладых і старажытных платформах інтэнсіўна праявіўся эпіплатформенны арагенез, у выніку ўтвараліся купалападобныя падняцці – эпіплатформенныя арагенныя паясы з рыфтавымі структурамі па восі купала (Байкальская, Афрыкана-Аравійская, Рэйнска-Лівійская рыфтавыя структуры). Неаген-чацвярцічны этап альпійскага тэктагенезу вылучыўся ў самастойны – **неатэктанічны**. На дадзеным этапе ў асноўных рысах сфарміраваўся сучасны рэльеф, гэты тэктона-геамарфалагічны працэс яшчэ не завяршыўся.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

У складкаватых структурах кайназойскага ўзросту з праявай магматызму звязаны ўтварэнне радовішч карысных выкапняў: медзі, поліметалаў, золата, вальфраму, малібдэну, волава, рэдкіх металаў. Да маласаў перадгорных прагінаў прымеркаваны радовішчы нафты і газаў кайназойскага ўзросту. У Афрыцы распаўсюджаны карэнныя і рассыпныя радовішчы алмазаў познамелава-неагенавага ўзросту. Да асадкавых парод чахла на платформах прымеркаваны радовішчы бурага вугалю, жалезных і марганцавых руд, фасфарытаў ды іншых карысных выкапняў.

К л і м а т. У развіцці кайназойскага клімату вызначаюцца наступныя этапы: ранне-сярэднепалеагенавы; познепалеаген-неагенавы. Асобна спынімся на клімаце чацвярцічнага перыяду.

Увогуле клімат палеагену на тэрыторыі Еўразіі па ранейшаму заставаўся слаба дыферэнцыраваным і мала адрозніваўся ад мезазойскага. На паўднёвай частцы мацерыка адзначаўся трапічны клімат, на паўночнай – аслаблена трапічны і цеплаўмераны. Прыродная занальнасць на пачатку палеагену паводле месцазнаходжання і канфігурацыі зон была такая ж як і ў познім мезазоі. Гэта сведчыць пра тое, што асноўныя кліматычныя паясы былі змешчаны на поўнач больш, чым цяпер. Параўнальна плоскі рэльеф меў нязначны ўплыў на цыркуляцыю атмасферы, таму не існавала і вялікіх кантрастаў у размеркаванні атмасферных ападкаў.

У познапалеаген-неагенавы час пахаладанне распаўсюджваецца на паўночную частку мацерыка, бліжэйшую да арктычнага басейна. У сувязі з гэтым у неагене павялічваецца зона ўмеранага клімату. Тэрмічныя межы пояса перамяшчаюцца з поўначы на поўдзень, узрастае кантынентальнасць клімату Еўразіі.

Гэта значыць, што ў палеаген-неагене ўзмацняецца дыферэнцыяцыя клімату ў сувязі з павелічэннем міжшыротных тэмпературных кантрастаў і ўскладненнем рэльефу мацерыка, а гэта паўплывала на размеркаванне ападкаў.

У чацвярцічны перыяд пахаладанне распаўсюджваецца яшчэ хутчэй, і ўсе працэсы становяцца больш кантраснымі. Прыродная занальнасць паводле агульнага плану набліжаецца да сучаснай.

У раннечацвярцічную эпоху клімат быў у параўнанні з сучасным цяплейшы, затым надышло моцнае і паўсюднае пахаладанне, што выклікала зледзяненне. Найбольш моцным яно было ў абласцях акіянічнага клімату (Паўночная Амерыка, Паўночна-Заходняя Еўропа, Верхнекалымская вобласць). У напрамку да абласцей кантынентальнага клімату магутнасць ледавікоў рэзка зніжалася. На поўдзень ад арагенічнай перашкоды з хрыбтоў Каўказа, Куньлуня, Гімалаяў субтрапічны і трапічны клімат захоўваўся на працягу ўсяго чацвярцічнага перыяду.

Такім чынам, моцнае пахаладанне было толькі ў высокіх і сярэдніх шыротах. Арктычная зона наблізілася да трапічнай за кошт таго, што ўмераны і субтрапічны паясы вельмі звузіліся. Упершыню на Еўразійскім мацерыку

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

паявіліся лядовыя і тундравыя прыродныя зоны. Максімумы зледзяненняў чаргаваліся з міжледавіковымі эпохамі. Клімат міжледавіковых эпох быў блізкі да сучаснага, а часам нават цяплейшы і сушэйшы.

Пасля апошняй ледавіковай эпохі надышло пацяпленне і прыродныя зоны перамясціліся на поўнач, у сувязі з гэтым рэзка скараціласа плошча тундры.

А р г а н і ч н ы с в е т . **Флора**. Кайназойская эра азначылася пачаткам новага этапу ў развіцці арганічнага свету, хаця буйныя змяненні ў складзе раслiннага свету адбываліся не адразу. У *палеагене* істотных перамен, у параўнанні з познемелавой эпохай, у наземнай флоры не наглядалася, аднаўляўся радавы склад. Важным для гэтага часу было ўмацаванне дыферэнцыяцыі на фітагеаграфічныя правінцыі. Была шырока распаўсюджана трапічная і субтрапічная фларыстычная зоны. У яе межах раслі вечназялёныя расліны: лаўры, мірты, фікусы, пальмы, эўкаліпты, гіганцкія хвойныя, сэквоі, ціс, трапічныя дубы, буйныя папараці ды інш.

На поўнач ад гэтай зоны прасціралася фларыстычная правінцыя ўмеранай зоны, у межах якой раслі лістападныя дрэвы: дуб, каштан, бяроза, вяз, таполя ў асацыяцыі з хвойнымі. Распаўсюджванне лістападных раслін тлумачыцца ўмацаваннем кліматычных адрозненняў паміж паўночнымі і паўднёвымі абласцямі, некаторым пахаладаннем у больш высокіх шыротах і рэзка выражаным сезонным характарам клімату паўночнай зоны. Такім чынам, флора нетрапічных абласцей была падобная да флоры сучасных умераных шырот.

Неагенавая наземная флора паводле складу мала чым адрознівалася ад палеагенавай, у агульных рысах захоўвалася і занальнасць. Адрозненне заключалася толькі ў тым, што трапічная і субтрапічная зоны скараціліся, адсунуўшыся на поўдзень. Гэта было выклікана ўзмацніўшымся пахаладаннем, у выніку чаго ўмераная зона распасціралася амаль да Міжземнамор’я.

Ужо ў раннім неагене на тэрыторыі былога СССР і Заходняй Еўропы вечназялёныя расліны практычна адсутнічалі. Тут развівалася цеплаўмераная флора, блізкая да сучаснай флоры Закаўказзя, Японіі, Кітая, Прыатлантычнай часткі Паўночнай Амерыкі, з перавагай шырокалістых, лістападных і хвойных лясоў. Напрыканцы неагену флора названай еўразійскай тэрыторыі прыняла сучасны выгляд. У Сібіры ва ўмовах умеранага клімату сфарміравалася тайга, тады ў ёй раслі пераважна цёплалюбівыя яліны, піхты ды іншыя дрэвы. Толькі на арктычным шэльфе Азіі, які да пачатку мацерыковага зледзянення ўяўляў сабой сушу, была развіта лесатундра з кустовымі бярозамі і вярбамі.

Змяненне клімату ў бок халоднага кантынентальнага спрыяла ўзнікненню лесастэпу ў Цэнтральнай Азіі, на поўдні Еўропы і Паўночнай Амерыкі. На поўначы знаходзілася арыдная зона, што нагадвала хутчэй сухі стэп і савану, чым пустыню. Напрыканцы неагену размяшчэнне фларыстычных і кліматычных зон ў Паўночным паўшар’і нагадвала сучаснае.

У канцы *неагенавага-пачатку чацвярцічнага* перыяду надышло рэзкае пахаладанне. Было характэрна неаднаразовае чаргаванне ледавіковых і

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

міжледавіковых эпох, што выклікала рытмічную занальную міграцыю расліннасці. Прыледніковыя раёны ў час першых зледзяненняў не зведалі змянення ў складзе флоры. Пасля таго як ледавік знікаў, тэрыторыя засялялася расліннасцю, якая захоўвалася і развівалася ў абласцях, не кранутых зледзяненнем.

Узмацненне пахаладання ў *чацвярцічны* перыяд выклікала ўзнікненне холадаўстойлівай флоры. Палеагеаграфія эпохі апошняга паазёрскага (у Заходняй Еўропе – вюрмскага) зледзянення адрознівалася ад палеагеаграфіі эпох папярэдніх зледзяненняў. У той час у непасрэднай блізкасці да ледавіка размяшчалася тундра з карлікавымі бярозамі, палярнымі вярбамі ды іншымі дрэвавымі формамі. Больш на поўдзень распасціралася адкрытая стэпавая прастора.

Аднак характар прыледавіковай расліннасці ў час максімума апошняга зледзянення не быў аднолькавы на ўсім працягу межаў ледавіка. У Еўропе за краем ледавіка мела месца спалучэнне тундравых і стэпавых груповак з бярозавым і сасновым рэдкалессем. На поўдзень ад гэтай зоны распасціраліся лугавыя стэпы з сасновымі, лістоўнічнымі і бярозавымі лясамі (лесастэп), якія пераходзілі ў стэп. На поўдні Еўропы знаходзілася тайга, аналагічная сучаснай сібірскай з елкамі, соснамі, лістоўніцамі.

Але такая змена ў складзе і распаўсюджванні флоры адзначалася не паўсюдна. У Паўночнай Амерыцы і крайняй частцы Усходняй Азіі ў ледавіковыя эпохі цеплалюбівая расліннасць магла бесперашкодна адступаць на поўдзень, бо мерыдыяльна накіраваныя горныя хрыбты не перашкаджалі міграцыі. У міжледавіковыя эпохі цеплалюбівыя расліны “вярталіся” у больш паўночныя раёны, таму і сёння на ўсходзе Паўночнай Амерыкі і ва Усходняй Азіі захоўваецца багатая паводле складу ліставая і хвойная драўнінная расліннасць палеагенавага і неагенавага выгляду. Захаванню расліннасці ў гэтых раёнах садзейнічаў і моцны ўплыў марскога паветра.

У Еўропе і Заходняй Азіі шлях да атступлення раслін быў перагароджаны горнымі хрыбтамі субшыротнага напрамку (Пірэнеямі, Альпамі, Каўказам, Гімалаямі). Цеплалюбівыя расліны не змаглі адолець гэты бар’ер і загінулі, захаваліся толькі холадаўстойлівыя ліставыя і хвойныя дрэвы. Пасля адступлення ледавіка паступова выпрацаваліся ўмовы, падобныя да цяперашніх, раслінны свет набыў сучасны выгляд, канчаткова аформіліся раслінныя зоны. У паўночных раёнах сфарміравалася тундра. Надыход зімовых сезонаў са снежным покрывам садзейнічалі развіццю травяністай расліннасці. Паралельна з узнікненнем шыротнай занальнасці і распаўсюджваннем расліннасці ў горныя раёны, сфарміравалася вертыкальная занальнасць і спецыфічныя раслінныя фармацыі гор: альпійскія лугі, фармацыі нагорных ксерафітаў, стэпаў, высакагорных пустынь, гальцоў ды інш. Менш за ўсё змяніліся, і не толькі за чацвярцічны перыяд, але і за ўсю кайназойскую эру, вільготныя трапічныя лясы.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Фауна. У морах *палеагенавага* перыяду жыццё было разнастайнае і рэзка адрознівалая ад жыцця ў мезазойскай эры. Сярод **беспазваночных** выключнае развіццё атрымалі фараміниферы. Асобае месца сярод іх займалі нумуліты і арбітоіды, цэнтрам рассялення якіх сталі цёплыя воды Тэціса. Яны хутка эвалюцыянавалі і напрыканцы палеагену вымерлі. Найбольш шырока ў морах, лагунах і прэсных вадаёмах былі прадстаўлены двухстворкавыя і бруханогія малюскі, аднак самага актыўнага развіцця яны дасягнулі ў морах. Большае значэнне мелі такія рады: астрэя, грыфея, пектэн, мактрауніо ды інш, сярод бруханогіх – турытэла, цэрытыум. Плечаногія не мелі ранейшага значэння. З іншых марскіх беспазваночных у гэты час былі распаўсюджаны іголкаскурыя, шасціпрамянёвыя каралы і губкі. Іголкаскурыя прадстаўлены пераважна няправільнымі марскімі вожыкамі, шасціпрамянёвыя каралы – адзінкавымі формамі ў халодных і рыфабудуючымі ў цёплых морах. Членістаногія адрозніваліся вялікай разнастайнасцю жукоў, двухкрылых, перапончатакрылых, лускакрылых (Мал. 40).

Неагенавы арганічны свет паводле складу і геаграфічнага распаўсюджвання яшчэ больш наблізіўся да сучаснага. Развіваліся ўсе тыпы ўжо вядомых беспазваночных. Як і раней, панавалі выключна шматлікія ды разнастайныя двухстворкавыя ды бруханогія, некалькі змяніўся іх радавы склад. Паявілася шмат радоў, характэрных для салонаводных басейнаў. У цёплых морах атрымалі развіццё фараміниферы і астракоды. Разам з імі існавалі рыфабудуючыя каралы і мшанкі, іголкаскурыя і губкі.

Для стратыграфіі вялікае значэнне мелі рэшткі наземнага арганічнага свету, паколькі мора ў той час пакрывала нязначныя плошчы сучасных мацерыкоў. Сярод марской фауны каштоўнымі з’яўляліся фараміниферы і астракоды, надзвычай хутка тут эвалюцыянавалі двухстворкавыя і бруханогія малюскі (Мал. 41).

Узнікненне *чацвярцічнай* фауны адносяць да заканчэння неагенавага перыяду. Фауна беспазваночных за гэты час асабліва не змянілася (Мал. 42).

Сярод **пазваночных** у *палеагенавы* перыяд касцістыя рыбы атрымалі распаўсюджванне ва ўсіх прэснаводных і марскіх вадаёмах, храстковыя – толькі ў морах, прычым нязначна. Земнаводныя прадстаўлены сучаснымі атрадамі. З паўзуноў засталіся лускаватыя, кракадзілы і чарапахі. На змену жывёлам, якія да гэтага часу вымерлі, прыйшлі млекакормячыя і птушкі. Напачатку палеагену пераважалі аднапраходныя, сумчатыя і прымітыўныя плацэнтарныя.

З самага пачатку перыяду (палеацэн) разам з развіццём сумчатых наглядалася хуткая эвалюцыя вышэйшых млекакормячых па наступных групах: 1) прымітыўныя драпежнікі (крэадонты); 2) капытныя, што харчаваліся мяккай расліннасцю; 3) прыматы, для якіх характэрна спецыялізацыя галаўнога мозга (Мал. 43-46).

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

У сярэдзіне перыяду (эацэн) на змену крэадонтам прыйшлі сапраўдныя драпежнікі. Капытныя падзяліліся на дзве галіны: парнакапытныя і няпарнакапытныя. Сярод апошніх адасобіліся асноўныя напрамкі ў развіцці – конскія і насарогападобныя. Найстаражытнейшыя з конскіх (эагіпусы), што былі вялічынёй з лісіцу і мелі чатырохпалыя пярэднія канечнасці – жыхары лясных зарасцяў і вільготных лугоў.

Спецыялізаваную групу найстаражытнейшых насарогападобных прадстаўлялі індрыкатэрыі – гіганцкія бязрогія насарогі з падоўжанымі трохпалымі канечнасцямі і доўгай шыяй. Харчаваліся яны лісцем і тонкімі галінкамі дрэў. Па шырокім распасціранні іх на міжрэччах фауна позняга палеагену (позняга алігацэну) атрымала назву і н д р ы к а т э р ы я в а й. У трапічных балотных лясах пражывалі іншыя насарогападобныя – тапіры, нашчадкі якіх жывуць і зараз.

Паявіліся ў эацэне і рассяліліся ў алігацэне першыя хобатныя – мерытэрыі, жывёлы невялікага памеру, з доўгім чэрапам, без хобату, з павялічанымі верхнімі і ніжнімі разцамі. У некаторых млекакормячых (кітоў, цюленяў) адзначаўся другасны пераход да воднага спосабу жыцця. Лятучыя мышы прыстасаваліся да перамяшчэння ў паветры.

У палеагенавы перыяд ад насякомаедных пайшлі першыя ніжэйшыя прыматы, з алігацэну ўжо вядомы першыя чалавекападобныя малпы.

Палеагенавая фауна – гэта фауна пераважна лясных гушчароў і зараснікаў з вялікай колькасцю форм, якія лазілі па дрэвах (прыматы, насякомаедныя, рукакрылыя). Канечнасці іх яшчэ не прыстасаваны да шпаркага бегу, а зубы да грубай ежы.

З самага пачатку палеагену Аўстралія ўяўляла сабой самастойную вобласць развіцця, дзе былі распаўсюджаны сумчатыя і аднапраходныя. Развіццё вышэйшых плацэнтарных праходзіла і на іншых кантынентах, звонку Аўстраліі. У палеацэне фауна на ўсіх кантынентах, акрамя Аўстраліі, была аднолькавай. У эацэне Паўднёвая Амерыка адасобілася; там атрымала развіццё спецыфічная фауна, прадстаўленая сумчатымі і ніжэйшымі малпамі (лямурамі).

З эацэну абласцямі прагрэсіўнага развіцця плацэнтарных сталі Паўночная Амерыка, Еўразія, Афрыка. Тут фауна ўяўляла сабой адзіную зоагеаграфічную правінцыю. У алігацэне адасобілася Паўночная Амерыка, і развіццё фауны гэтага кантынента і Еўразіі таксама працякала адасоблена. У Паўночнай Амерыцы развіваліся конскія; у Афрыцы – хобатныя, паявіліся чалавекападобныя малпы. У Еўропе разам з парнакапытнымі развіваліся больш дробныя драпежнікі, якія належалі да сапраўдных кошак. Развіццё сумчатых не было абмежавана толькі Аўстраліяй і Паўднёвай Амерыкай. Яны меліся паўсюдна ў Еўропе і Паўночнай Амерыцы, хаця рэшткі іх сустракаюцца радзей, чым плацэнтарных.

У *неагенавы* перыяд панавалі касцістыя праменеперыстыя рыбы. Земнаводныя і паўзуны прадстаўлены формамі блізкімі да сучасных. У той час

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

бурна эвалюцыянавалі ўжо вядомыя галіны плацэнтарных: драпежныя, капытныя, хобатныя, прыматы. Аднаўляўся іх радавы ды відавы склад, адзначалася інтэнсіўная міграцыя ўнутры асобных кантынентаў.

Напачатку неагену (міяцэн) вымерлі крэадонты, распаўсюдзіліся шаблязубыя тыгры, старажытныя віды мядзведзяў, гіен. З паяўленнем лесастэпавых прастораў далейшае развіццё атрымалі конскія, адасобілася галіна каня-гіпарыёна з трохпалай падоўжанай канечнасцю, якая ў познім міяцэне-пліяцэне дасягнула росквіту. Фауна гэтага часу атрымала назву г і п а р ы ё н а в а й. Акрамя конскіх, яе прадстаўлялі сапраўдныя насарогі; з парнакапытных – алені, жырафы, быкі, козы, авечкі, антылопы, вярблюды, свінні; з драпежнікаў – шаблязубыя тыгры, гіены ды інш.

Амаль паўсюдна ў неагене сустракаліся хобатныя, у міяцэне яны прадстаўлены мастадонтамі. У Еўразіі і Афрыцы існавалі дынатэрыі, якія мелі адагнутыя ўніз ніжнія біўні. У пліяцэне паявіліся старажытныя сланы, а напрыканцы эпохі - сучасныя. Акрамя названых жывёл, у неагене атрымалі развіццё грызуны, шырока былі распаўсюджаны гіганцкія бяскілевыя птушкі, здольныя бегаць.

Паміж часам панавання індрыкатэрыявай і гіпарыёнавай фаун існавала а н х і т э р ы я в а я (паводле назвы невялікага ляснога каня – анхітэрыя) фауна, што злучала ў сабе элементы кожнай з іх (ранні і сярэдні міяцэн).

Фауна неагену – гэта фауна пераважна адкрытых і прыадкрытых прастораў, лёгка рухомая.

У неагене Аўстралія заставалася адасобленым мацерыком, на якім панавалі толькі аднапраходныя і сумчатыя. У міяцэне і пачатку пліяцэну наглядалася ізаляцыя і іншых мацерыкоў, на кожным з якіх развівалася спецыфічная фауна. Усталяванне сувязяў паміж кантынентамі напрыканцы неагену садзейнічала міграцыі млекакормячых з аднаго кантынента на другі: з Еўразіі ў Паўночную Амерыку перасяліліся драпежнікі, хобатныя; з Паўночнай Амерыкі у Еўразію – коні. Злучэнне напрыканцы неагену Паўночнай і Паўднёвай Амерык прывяло да змяшэння фаун і вымірання паўднёва-амерыканскай абарыгеннай фауны. Захаваліся толькі ляніўцы, мурашкаеды, лямуры, браняносцы і некаторыя іншыя.

У *чацвярцічны* перыяд панавалі касцістыя рыбы, птушкі, млекакормячыя. Земнаводныя і паўзуны былі прадстаўлены сучаснымі формамі.

У канцы неагену – пачатку чацвярцічнага перыяду ў Паўночным паўшар’і значна пахаладала, што прывяло да неаднаразовых мацерыковых зледзяненняў. Эвалюцыя млекакормячых была накіравана на прыстасаванне да пахаладання і да жыцця ва ўмовах снежнага ды лядовага пакрыцця. Гэта дасягалася набыццём больш-менш магутнага шарсцістага покрыва, лінькай, зімовай спячкай, асобымі звычкамі, павелічэннем памераў цела (паводле закону Макса Рубенса чым меншая жывёліна, тым ніжэйшая тэрмічная інерцыя яго цела) і тлушчавай праслойкі ды інш.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

У эпоху позняга пліяцэну – ранняга антрапагену закончыла сваё існаванне гіпарыёнавая фауна; развіццё атрымалі даўгахобатныя сланы, аднапалыя коні, продкі тураў і бізонаў, лісцеедныя і галінаедныя алені, касулі, вінтарогія антылопы. Поўнач Еўропы і Цэнтральную Азію спрабаваў засяліць чалавек (архантроп). У раннеплейстацэнавую эпоху луга- і тундра-стэпы тагачаснай Далёкай Поўначы і Арктыкі ўжо былі абжытыя старажытнымі конямі, продкамі паўночнага аленя і авечкабыка, сухапутнымі бабрамі ды іншымі жывёламі. Гэтая фауна стала асновай фарміравання наступнай, м а м а н т а в а й фауны.

Новая серыя пахаладанняў клімату распачалася 300 тыс. гадоў таму назад, у другой палове плейстацэну (рыскае зледзяненне ў Заходняй Еўропе, дняпроўскае – у Беларусі), што выклікала далейшае абядненне цеплалюбівымі жывёламі Паўночнага паўшар'я і перафарміраванне ўцалелых. Сярэднеплейстацэнавая р а н н я м а м а н т а в а я фауна адзначалася ў межах сярэдніх шырот Еўразіі і складалася з "ранняга" маманта, вярблюда Кноблаха, даўгарогага бізона, пячорных ільвоў ды гіен, якія дасягнулі вялікіх памераў і росквіту. Узбуйненне жывёлін, як відаць, было сваеасаблівай рэакцыяй на пахаладанне (чарапы пячорных ільвоў і гіен уражаюць сваёй велічынёй). Раннямамантавая фауна была прыстасавана да адкрытых ландшафтаў халодных лугоў і стэпаў.

У апошнюю ледавіковую эпоху, якая распачалася 70-60 тыс. гадоў таму назад (вюрмскае зледзяненне – у Заходняй Еўропе, паазерскае – на тэрыторыі Беларусі), на працягу 50 тыс. гадоў панавала п о з н я м а м а н т а в а я фауна. Яна таксама была стэпавай і тундра-стэпавай ды рассялялася ад Брытанскіх астравоў і праз Сярэднюю Еўропу да Сахаліна і Японіі, уключаючы Таймыр, Навасібірскія астравы, Аляску. Асноўнымі прадстаўнікамі з'яўляліся маманты, шарсцістыя насарогі, коні, паўночныя і высакародныя алені, першабытныя бізоны, пясцы, ваўкі, пячорныя гіены і пячорныя ільвы. У гарах і пустынях былі распаўсюджаны казлы, бараны, сірэны, суслікі, суркі.

Да пачатку галацэну маманты, бізоны, туры, ільвы, гіены, бурыя мядзведзі, высакародныя алені ды іншыя жывёлы здрабнелі, некаторыя канчаткова вымерлі, прычым на дадзены працэс паўплываў чалавек, які знішчаў лясы, прыручаў жывёл і забіваў буйных асобін. У гэты час першабытны чалавек ужо авалодаў агнём і выраблял каменныя прылады і мог ладзіць пасткі на птушак і звяроў.

На мяжы плейстацэну і галацэну стэпавы і тундрава-стэпавы комплекс фауны ледавіковых і міжледавіковых эпох з развіццём тайгі змяніўся лясным. Тут панавалі кабаны, ласі, касулі, бурыя мядзведзі, белкі, рачныя бабры ды інш, а коні, бізоны, які, сацгакі, суркі былі адціснуты ў кантынентальныя раёны Паўднёвай Сібіры, Сярэдняй і Цэнтральнай Азіі.

У Закаўказзе і Прымор'е з поўдня праніклі некаторыя драпежнікі і капытныя (тыгры, шакалы, джайраны, гімалайскія мядзведзі, янотападобныя

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

сабакі ды інш). На працягу галацэну фауна прыняла сучасны выгляд. Распаўсюдзіўся сапраўдны чалавек.

Такім чынам, кайназойская эра азнаменавала сабой новы этап у развіцці арганічнага свету. Пануючае становішча ў раслінным свеце займалі пакрытанасенныя, развіццё атрымалі травы. Характэрныя для мезазою марскія і наземныя жывёлы да пачатку кайназою вымерлі альбо паступова марнелі. Поўнасцю вымерлі аманіты, інацэрамы, рудысты; іх хутка змянілі новыя рады і сямействы двухстворкавых ды бруханогіх. Сярод пазваночных пануюць млекакормячыя ды птушкі.

Фауна паступова набывала сучаснае аблічча. У адкладах палеагенавай сістэмы сустракаецца няшмат прадстаўнікоў цяперашняга арганічнага свету, ва ўтварэннях неагенавай сістэмы яны складаюць каля паловы, а ў чацвярцічных адкладах прысутнічаюць пераважна сучасныя формы.

Важнай асаблівасцю гісторыі арганічнага свету ў чацвярцічны перыяд стала развіццё чалавека і яго культуры.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

ЛІТАРАТУРА

1. Белоусов В.В. Геотектоника. М.: Изд-во МГУ, 1976. 334 с.
2. Бондарев В.П, Сербаринов А.Е. Практикум по геологии с основами палеонтологии.–М.: Просвещение, 1980. 143 с.
3. Войлошников В.Д. Геология: Методы реконструкции прошлого Земли. Геологическая история Земли. /Под ред. В.Е.Хаина. М.: Просвещение, 1979. 272 с.
4. Гречишникова И.А., Левицкий Е.С. Практические занятия по исторической геологии. М.: Недра, 1979. 168 с.
5. Гурский Б.Н. Историческая геология с элементами палеонтологии. Мн.: Вышэйшая школа, 1982. 295 с.
6. Гурский Б.Н., Корулин Д.М. Геология общая и историческая. Мн.: Вышэйшая школа, 1982. 295 с.
7. Друщич В.В., Обручева О.П. Палеонтология. М.: Изд-во МГУ, 1971. 414 с.
8. Иванова М.Ф. Общая геология с основами исторической геологии. М.: Высшая школа, 1991. 415 с.
9. Короновский Н.В., Якушова А.Ф. Основы геологии. М.: Высшая школа, 1991. 414 с.
10. Кузьменко Е.Е. Историческая геология и геология СССР. М.: Недра, 1980. 277 с.
11. Левитес Я.М. Историческая геология с основами палеонтологии и геологии СССР. М.: Изд-во Недра, 1970. 288 с.
12. Монин А.С. История Земли. Л.: Наука, 1977. 233 с.
13. Немков Г.И., Муратов М.В. и др. Историческая геология. М.: Недра, 1974. 268 с.
14. Немков Г.И., Левицкий Е.С., Вахрамеев В.А. Краткий курс палеонтологии. М.: Недра, 1978. 247 с.
15. Нестерович В.Н. Практикум по палеонтологии. Мн.: Вышэйшая школа, 1983. 125 с.
16. Хаин В.Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. 512 с.
17. Янин Б.Т. Пособие к практическим занятиям по палеонтологии беспозвоночных. М.: Изд-во МГУ, 1982. 230 с.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Міністэрства адукацыі Рэспублікі Беларусь
Беларускі дзяржаўны педагагічны універсітэт
Імя Максіма Танка

Г І С Т А Р Ы Ч Н А Я Г Е А Л О Г І Я

Вучэбны дапаможнік

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Мінск 2002

Складальнікі В.М.Несцяровіч, Г.І.Літвінюк

Даецца сучаснае ўяўленне аб геалагічным развіцці Зямлі і заканамернасцях развіцця жыцця на планеце. Прыведзены карты і схемы рознага геалагічнага зместу.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Геология

Тема 1. Предмет и задачи геологии (1 ч.)

При подготовке учителей географии, биологии и химии курсу общей геологии уделяется значительное внимание. Из этого курса студенты приобретают знания о строении и составе Земли, земной коры, учатся определять минералы и горные породы. Изучение геологии способствует повышению общекультурного уровня студентов и материалистического понимания мира.

Геология (греч. «гео» – земля, «логос» – учение) – фундаментальная наука о Земле. Она занимается изучением состава, строения, истории развития Земли и процессов, протекающих в ее недрах и на поверхности. В современном понятии этот термин начал применяться с XVII века. Современная геология использует новейшие достижения и методы ряда естественных наук – математики, физики, химии, биологии, географии. Геология как наука изучает всю нашу планету, но она также детально занимается минералами, горными породами, ископаемыми органическими остатками и рудами – исследует, как они образовались, какие изменения претерпели, как можно восстановить по ним геологическую историю.

Одним из нескольких основных направлений в геологии является изучение вещественного состава литосферы: горных пород, минералов, химических элементов. Одни горные породы образуются из магматического силикатного расплава и называются *магматическими* или *изверженными*, другие - путем осаждения и накопления в морских и континентальных условиях и называются *осадочными;* третьи - за счет изменения различных горных пород под влиянием температуры и давления, жидких и газовых флюидов и называются *метаморфическими.*

Одна из важнейших задач геологии – прогнозирование залежей минерального сырья, составляющего основу экономической мощи государства.

Главные народнохозяйственные задачи геологии:

- поиск и открытия новых месторождений различных полезных ископаемых, являющихся основной базой для развития промышленности и сельского хозяйства;
- изучение и определение ресурсов подземных вод, необходимых для питьевого и промышленного водоснабжения, а также мелиорации земель;
- инженерно-геологическое обоснование проектов возводимых крупных сооружений и научный прогноз изменения условий после окончания их строительства;
- охрана и рациональное использование недр Земли.

Познание всех закономерностей эволюции Земли, ее происхождения и развития имеет исключительно важное значение для понимания природы и поэтому является необходимой частью высшего образования в области естествознания.

РЕПОЗИТОРИЙ ВГПУ

Тема 2. Основные этапы истории развития геологических знаний (1ч.)

В истории развития геологических знаний можно выделить четыре этапа. Первый этап связан с первыми потребностями человека в орудиях труда из кремня, затем бронзы и железа. Поэтому зачатки геологических знаний есть в трудах мыслителей античного мира. В эпоху Возрождения большой вклад в развитие геологии внесли Агрикола, Бируни, а также учение Н.Коперника о месте Земли в Солнечной системе. Развитие торгового капитала привело к поискам полезных ископаемых и в результате были организованы многочисленные экспедиции как в России так и за рубежом. Второй этап связан с внедрением в практику палеонтологического метода в Англии У.Смитом и во Франции Ж. Кювье и А. Броньяром. Третий этап связан с изучением недр и освоением многочисленным угольных и нефтяных месторождений. Важное значение для геологии имело развитие теоретических вопросов в работах Ф.Тейлора, А.Вегенера, Д.В. Наливкина, Н.С.Шатского и других. Четвертый этап отмечается в связи с развитием научно- технического прогресс, который затронул также и геологию. Это исследования ложа Мирового океана, изучение Земли из космоса, а также изучение Луны, Венеры, Марса и других планет. Все это привело к пересмотру ряда важнейших положений в геологической науке.

Тема 3. Строение, физические, химические свойства Земли, возраст и гипотезы происхождения Земли (2ч.)

Первые представления о форме и размерах Земли появились в глубокой древности. Античные мыслители высказывали мысль, что наша планета имеет шарообразную форму. На рубеже XVII и XVIII вв. впервые Ньютон теоретически обосновал положение о том, что под воздействием силы тяжести Земля должна иметь сжатие в направлении оси вращения и, следовательно, ее форма представляет эллипсоид вращения, или сфероид. Чем быстрее вращается тело, тем больше оно сплющивается у полюсов. Разница полярного и экваториального радиусов составляет 21 км. Детальными последующими измерениями, особенно новыми методами исследования с искусственных спутников, было показано, что Земля сжата не только на полюсах, но также несколько и по экватору (наибольший и наименьший радиусы по экватору отличаются на 210 м), т.е. Земля является не двухосным, а трехосным эллипсоидом. Кроме того, Земля несимметрична по отношению к экватору: южный полюс расположен ближе к экватору, чем северный.

В связи с расчленением рельефа действительная форма Земли является более сложной, чем трехосный эллипсоид. Учитывая эти особенности, немецкий физик Листинг в 1873 г. фигуру Земли назвал геоидом, что дословно обозначает «землеподобный».

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Геоид - некоторая воображаемая уровенная поверхность, которая определяется тем, что направление силы тяжести к ней всюду перпендикулярно. Эта поверхность совпадает с уровнем воды в Мировом океане, который мысленно проводится под континентами. Это та поверхность, от которой производится отсчет высот рельефа. Поверхность геоида приближается к поверхности трехосного эллипсоида, отклоняясь от него местами на величину 100-150 м

В настоящее время принимается *эллипсоид Ф.Н. Красовского* и его учеников, основные параметры которого подтверждаются современными исследованиями и с орбитальных станций. По этим данным экваториальный радиус a = 6378,245 км, полярный радиус b = 6356,863 км, полярное сжатие = 1/298,25. Объем Земли составляет $1{,}083 \cdot 10^{12}$ км^3, а масса – $6 \cdot 10^{27}$ г. Ускорение силы тяжести на полюсе 983 см/с^2, на экваторе 978 см/с^2. Площадь поверхности Земли около 510 млн. км^2, из которых 70,8% представляет Мировой океан и 29,2% – суша.

Внутреннее строение Земли изучается главным образом геофизическими методами, так как геологические методы, основанные на изучении естественных обнажений горных пород, разрезов шахт и рудников, кернов глубоких буровых скважин, дают возможность судить лишь о строении приповерхностной части земной коры. Одним из важнейших методов является *сейсмический* (греч. «сейсмос» – трясение) *метод,* основанный на изучении естественных землетрясений и «искусственных землетрясений».

На основании скорости распространения сейсмических волн австралийский сейсмолог К. Буллен разделил Землю на ряд зон и дал им буквенные обозначения в определенных усредненных интервалах глубин, которые используются с некоторыми уточнениями до настоящего времени. Выделяют три главные геосферы Земли:

1. *Земная кора* (слой А) - верхняя оболочка Земли, мощность которой изменяется от 6-7 км под глубокими частями океанов до 35-40 км под равнинными платформенными территориями континентов и до 50-70(75) км под горными сооружениями (наибольшие под Гималаями и Андами).

2. *Мантия Земли,* распространяющаяся до глубин 2900 км. В ее пределах по сейсмическим данным выделяются: верхняя мантия – слой В глубиной до 400 км и С – до 800-1000 км (некоторые исследователи слой С называют средней мантией); нижняя мантия – слой D до глубины 2700 с переходным слоем D^1 – от 2700 до 2900 км.

3. *Ядро Земли,* подразделяемое: на внешнее ядро – слой Е в пределах глубин 2900-4980 км; переходную оболочку – слой F – от 4980 до 5120 км и внутреннее ядро – слой G до 6971 км.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Тема 4. Генетическая минералогия (4ч.)

Минералами называются природные химические соединения или отдельные химические элементы, возникшие в результате различных физико-химических процессов, происходящих в земной коре и на ее поверхности. Большая часть минералы находятся в кристаллическом состоянии, и лишь незначительная часть

– в аморфном. Свойства кристаллических веществ обусловливаются как их составом, так и внутренним строением, т.е. кристаллической структурой. Кристаллические формы минералов изучает наука кристаллография.

В аморфных веществах закономерность в расположении частиц отсутствует. Свойства их зависят только от состава и во всех направлениях статистически одинаковы.

В различных физико-химических условиях вещества одинакового химического состава могут приобретать разное внутреннее строение, а следовательно, и разные физические свойства и создавать таким образом разные минералы. Это явление называется *полиморфизмом*.

В кристаллической структуре минералов атомы и ионы, имеющие близкие по величине радиусы, могут замещать друг друга. Это явление носит название *изоморфизма*.

Физические свойства минералов

Цвет - важный признак минералов, который, однако, можно использовать лишь в совокупности с другими свойствами. Важным диагностическим признаком является *цвет минерала в порошке*, или *цвет черты*. Для определения цвета порошка минералом проводят по шероховатой поверхности фарфоровой пластинки, называемой бисквитом, на которой остается черта, соответствующая цвету порошка; если твердость минерала больше твердости бисквита, на последнем остается царапина.

Прозрачность – это способность минерала пропускать свет.

Блеск минерала зависит от показателя его преломления и от характера отражающей поверхности.

Излом минерала определяется поверхностью, по которой он раскалывается.

Спайность - способность кристаллических минералов раскалываться по ровным поверхностям - плоскостям спайности.

Твердость – способность минерала противостоять внешнему механическому воздействию. Это одно из важных свойств минералов. Обычно в минералогии определяется относительная твердость путем царапанья эталонными минералами поверхности исследуемого минерала:

Шкала твёрдости Мооса

Твёрдость	Минерал - эталон	Химический состав
1	Тальк	$Mg_3(OH)_2[Si_4O_{10}]$
2	Гипс	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$
3	Кальцит	$CaCO_3$
4	Флюорит	CaF_2
5	Апатит	$Ca_5[PO_4]_3(F,Cl,OH)$
6	Ортоклаз	$K[AlSi_3O_8]$
7	Кварц	SiO_2
8	Топаз	$Al_2[SiO_4](F,OH)_2$
9	Корунд	Al_2O_3
10	Алмаз	C

РЕПОЗИТОРИЙ БГТУ

Классификация минералов. Количество известных в настоящее время минералов превышает 2000. Их можно группировать по разным признакам. В основе принятой в настоящее время классификации минералов лежат химический состав и структура. Большое внимание уделяется также *генезису* .

Класс самородные элементы. В самородном состоянии встречаются по данным различных авторов от 30 до 80 химических элементов. На их долю приходится 0,1 % массы земной коры. Некоторые химические элементы встречаются в природе исключительно в самородном состоянии и называются благородные (золото, серебро, платина и др.). Наиболее широко распространены в природе сера и графит.

Класс сульфиды. Сульфиды – это соли сероводородной кислоты H_2S. Общее количество сульфидов 200-300 минералов. Они составляют 0,15 % массы земной коры. Сульфиды, в основном, характеризуются металлическим блеском, невысокой твердостью (3-4), темным цветом, большим удельным весом. Сульфиды представляют большой интерес как руды цветных и черных металлов. Происхождение минералов класса сульфидов связано главным образом с горячеводными растворами (гидротермальными).

Класс галоидных соединений. К нему относятся минералы, представляющие соли фтористо-, бромисто-, хлористо-, йодистоводородных кислот. В этом классе около 100 минералов. Все представители этого класса характеризуются малой твердостью, алмазным или стеклянным блеском. Большинство из них хорошо растворяется в воде. Многие имеют промышленное значение. Распространенными минералами этого класса являются хлориды, образующиеся главным образом при испарении вод поверхностных бассейнов.

Класс оксидов и гидроксидов. Минералы этого класса широко распространены в природе и играют большую роль в сложении земной коры. Они образованы примерно тридцатью химическими элементами. Сейчас известно около 200 минералов, представляющих собой окислы или гидроокислы металлов, полуметаллов и металлоидов. Все они соответствуют примерно 5% от общего веса литосферы. Многочисленны окислы, содержащие железо.

Класс карбонатов объединяет более 60 минералов, для которых характерна реакция с соляной кислотой, сопровождающаяся выделением углекислого газа. Интенсивность реакции помогает различать минералы - карбонаты, близкие по многим свойствам. Они часто светлоокрашенные, со стеклянным блеском; твердостью 3-4,5; спайностью совершенной в трех направлениях.

Класс сульфатов. К сульфатам относятся минералы, являющиеся солями серной кислоты $H_2[SO_4]$. В основном, они имеют светлую окраску, небольшую твердость)2-3,5), стеклянный блеск и хорошую растворимость, не реагируют с соляной кислотой. Минералы класса сульфатов осаждаются в поверхностных водоемах, образуются при окислении сульфидов и серы в зонах выветривания, реже связаны с вулканической деятельностью.

Класс вольфраматов. Минералов этого класса известно немного. Все они являются солями вольфрамовой кислоты. Образуются гидротермальным путем и используются как руда на вольфрам. Содержание вольфраматов в земной коре незначительно. Основным минералом этого класса является вольфрамит.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Класс фосфатов. Минералы этого класса представляют собой соли ортофосфорной кислоты H_3PO_4. Наиболее распространенным минералом является апатит и фосфорит.

Класс силикатов. Природные силикаты образовались в основном из расплавленной магмы. Предполагается, что при затвердевании магмы из нее сначала выкристаллизовывались силикаты, более бедные кремнеземом - ортосиликаты, затем после израсходования катионов выделялись силикаты с высоким содержанием кремнезема – полевые шпаты, слюды и, наконец, чистый кремнезем. Силикаты – сложные кремнекислородные соединения в виде минералов и горных пород, занимают определяющее место в составе земной коры (80% по В.И.Вернадскому). А если добавить природный оксид кремния – кварц, то кремнекислородные соединения образуют более 90% массы земной коры и практически полностью слагают объем Земли. Силикатные минералы являются породообразующими. Абсолютное большинство силикатных минералов является твердыми кристаллическими телами.

Тема 5. Магматизм и магматические горные породы (4ч)

Магматизм – процесс возникновения расплава, его движения и формирования горных пород из магмы (греч. «магма» – пластичная, тестообразная, вязкая масса). Магматические процессы, происходящие ниже поверхности Земли, связывают с *интрузивным* магматизмом. Если магматические расплавы вырываются на поверхность, то происходит извержение вулканов, носящие в зависимости от состава магмы спокойный либо катастрофический характер. Такой тип магматизма называют *эффузивным*.

Магма представляет собой флюидно-силикатный расплав вещества в верхней мантии или земной коре. Магма возникает при определенных высоких значениях давления и температуры. Магматический расплав состоит из жидкости, газа и твердых кристаллов. При изменении температуры и давления магматический расплав изменяется. Этот процесс преобразований, сопровождаемый образованием кристаллов минералов, называется *магматической дифференциацией*.

Наблюдения показывают, что большая часть магмы (более 90%) затвердевает под землей и не изливается на поверхность в виде вулканического материала. Процесс внедрения магмы в горные породы называют *интрузиями.* Горные породы, образовавшиеся на глубине в результате охлаждения и кристаллизации магмы, носят название *интрузивных горных пород*.

Самые крупные абиссальные интрузивы площадью во многие сотни и даже тысячи км^2 называются *батолитами.*

Более мелкие интрузивы по отношению к вмещающим породам подразделяются на *несогласные* и *согласные.* Несогласные интрузивные тела пересекают, прорывают пласты вмещающих пород или заполняют трещины и разломы. К ним относятся дайки, магматические жилы, штоки. Согласные интрузивы представлены силами, лополитами, лакколитами, факолитами, хонолитами.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Вулканизм – грозное явление природы. Извержение вулкана происходит, когда жидкий магматический расплав достигает земной поверхности. Характер извержения определяется составом расплава, его температурой, давлением, концентрацией летучих компонентов и другими параметрами. Главной причиной извержения магмы является ее *дегазация.* Газы, заключенные в расплаве, служат тем «движителем», который вызывает извержение. В зависимости от количества газов, их состава и температуры они могут выделяться из магмы относительно спокойно, тогда происходит излияние - *эффузия* лавовых потоков. Когда газы отделяются быстро, происходит мгновенное вскипание расплава и магма разрывается расширяющимися газовыми пузырьками, вызывающими мощное взрывное извержение – *эксплозию.* Если магма вязкая и температура ее невысока, то расплав медленно выжимается, выдавливается на поверхность, происходит *экструзия* магмы. Вулканические продукты при извержениях бывают жидкими, твердыми и газообразными.

Вулканы центрального типа имеют центральный подводящий трубообразный канал, или *жерло,* ведущее к поверхности от магматического очага. Жерло оканчивается расширением, называемым *кратером*, который по мере роста вулканической постройки перемещается вверх. У вулкана центрального типа кроме главного кратера могут быть и побочные, или паразитические, кратеры, расположенные на его склонах и приуроченные к кольцевым или радиальным трещинам. В кратерах могут скапливаться озера жидкой лавы. Когда лава обладает высокой вязкостью, в кратерах растут купола выжимания, закупоривающие жерла, подобно «пробке». Впоследствии, под давлением газов эту «пробку» вышибает из жерла.

Форма вулканов центрального типа зависит от состава и вязкости магмы. Горячие и легкоподвижные базальтовые магмы создают обширные и плоские *щитовые вулканы,* как, например, Мауна-Лоа на Гавайских островах. Если вулкан периодически извергает то лаву, то пирокластические продукты, возникает конусовидная слоистая постройка, называемая *стратовулканом*. У такого стратовулкана крутые склоны, покрытые глубокими радиальными оврагами – *барранкосами.*

Различают *моногенные* и *полигенные* вулканы. Моногенные вулканы возникли в результате одноактного извержения, полигенные - многократных извержений.

В случае чисто газовых взрывов, формируются глубокие воронки - *маары*, впоследствии заполняющиеся водой. В жерлах взрывных вулканов может вообще не содержаться вулканического материала.

Отрицательные формы рельефа, связанные с вулканами центрального типа, представлены *кальдерами* – крупными провалами округлой формы, диаметром в несколько километров. Различают кальдеры, обусловленные мощными эксплозивными извержениями и кальдеры, возникновение которых связано с просадками под действием веса извергнувшегося вулканического материала и дефицита давления в магматическом очаге. Такие структуры называются *вулканотектоническими впадинами, депрессиями, грабенами*. Они могут иметь различную форму, диаметр в десятки километров и глубину до 1-3 км.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Вулканические извержения делятся на типы в зависимости от химического состава магмы, ее газонасыщенностьи, температуры, вязкости, характера вулканических продуктов и формы вулканических построек (*Гавайский,Стромболианский, Плинианский, Пелейский, и др.).*

При затухании вулканической деятельности длительное время наблюдается ряд характерных *поствулканических* явлений, указывающих на активные процессы, продолжающиеся в глубине. К их числу относятся выделение газов (фумаролы), термы, гейзеры.

За исторический период (3000 лет) на земном шаре зафиксировано около тысячи действующих вулканов. На поверхности Земли вулканы распределены неравномерно. Большинство их приурочено к побережьям океанов, островным дугам, окаймляющим океаны, и океаническим островам. Внутри материков действующие вулканы встречаются редко.

Горные породы представляют естественные минеральные агрегаты, образующиеся в земной коре или на ее поверхности в ходе различных геологических процессов. Основную массу горных пород слагают породообразующие минералы, состав и строение которых отражают условия образования пород. Кроме этих минералов в породах могут присутствовать и другие, более редкие (акцессорные) минералы, состав и количество которых в породах непостоянны.

В основу классификации горных пород положен генетический признак. По происхождению выделяют: 1) магматические, или изверженные, горные породы, связанные с застыванием в различных условиях силикатного расплава – магмы и лавы; 2) осадочные горные породы, образующиеся на поверхности в результате деятельности различных экзогенных факторов; 3) метаморфические горные породы, возникающие при переработке магматических, осадочных, а также ранее образованных метаморфических пород в глубинных условиях при воздействии высоких температур и давления, а также различных жидких и газообразных веществ (флюидов), поднимающихся с глубины.

Магматические горные породы наряду с метаморфическими слагают основную массу земной коры, однако, на современной поверхности материков области их распространения сравнительно невелики. В земной коре они образуют тела разнообразной формы и размеров, так называемые структурные формы, состав и строение которых зависят от химического состава исходной для данной породы магмы и условий ее застывания. В основе классификации магматических горных пород лежит их химический состав. По содержанию оксида кремния магматические породы условно делят на четыре группы кислотности:

- ультраосновные породы, содержащие более 45% кремнезема (SiO_2),
- основные – 45-52,
- средние – 52-65,
- кислые – более 65%.

В зависимости от условий, в которых происходило застывание магмы, магматические породы делят на ряд групп:

- породы глубинные, или интрузивные, образовавшиеся при застывании магмы на глубине, и

РЕПОЗИТОРИЙ ВГПУ

- породы излившиеся, или эффузивные, связанные с застыванием магмы, излившейся на поверхность, т.е. лавы.

Физико-химические условия застывания магмы на глубине и лавы на поверхности различны, соответственно различны и образующиеся при этом породы. Наиболее резко это выражается в структуре пород.

Наиболее распространенные магматические горные породы

Условия образования	Текстура	Структура	Горные породы нормального (известково-щелочного) ряда			
			Ультра-основные SiO_2<45%	Основные SiO_2 52-45%	Средние SiO_2 65-52%	Кислые SiO_2 >65%
Эффузивные	Плотная, пористая, флюидальная	Стекловатая, афанитовая, порфировая	-	Базальт, долерит	Андезит	Липарит (риолит), дацит
Интрузивные	Массивная	Полнокристаллическая, порфировидная	Дунит, перидотит, пироксенит	Габбро	Диорит	Гранит, гранодиорит

Магматические породы широко применяются в различных отраслях строительства. С разными их группами связаны различные комплексы металлических полезных ископаемых. К ультраосновным породам приурочены руды платины, железа, хрома, никеля. Основные породы сопровождаются месторождениями магнетита, титаномагнетита, ильменита, медных и полиметаллических руд; средние - магнетита, халькопирита, золота и др.; кислые породы содержат золото, цветные, редкие, радиоактивные металлы. Нефелиновые сиениты используются как руда на алюминий.

Тема 6. Гипергенез и кора выветривания (1ч).

Под выветриванием понимается совокупность физических, химических и биохимических процессов преобразования горных пород и слагающих их минералов в приповерхностной части земной коры. Часть земной коры, в которой происходит преобразование минерального вещества, называется *зоной выветривания* или *зоной гипергенеза* (от греч. «гипер» – над, сверху). Процесс гипергенеза, или выветривания, очень сложен и зависит от климата, рельефа, органического мира и времени.

Физическое выветривание

В этом типе наибольшее значение имеет *температурное выветривание,* которое связано с суточными и сезонными колебаниями температуры, что вызывает то нагревание, то охлаждение поверхностной части горных пород.

Большие различия коэффициента «расширение – сжатие» породообразующих минералов при длительном воздействии колебаний температуры приводят к тому, что взаимное сцепление отдельных минеральных зерен нарушается, образуются трещины и в конце концов происходит распад

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

горных пород на отдельные обломки различной размерности (глыбы, щебень, песок и др.).

Интенсивное физическое (механическое) выветривание происходит в районах с суровыми климатическими условиями с наличием многолетней мерзлоты, обусловливаемой ее избыточным поверхностным увлажнением. В этих условиях выветривание связано главным образом с расклинивающим действием замерзающей воды в трещинах и с процессами, связанными с льдообразованием. Такое выветривание иногда называют *морозным.* Расклинивающее воздействие на горные породы оказывает также корневая система растущих деревьев. Механическую работу производят и разнообразные роющие животные. Физическое выветривание приводит к раздроблению горных пород, то есть к механическому разрушению без изменения их минералогического и химического состава.

Химическое выветривание

Одновременно с физическим выветриванием происходят процессы химического изменения с образованием новых минералов.

Большая роль *биосферы* в геологических процессах отмечена в работах крупнейшего ученого XX в. В. И. Вернадского. К процессам химического выветривания относятся окисление, гидратация, растворение и гидролиз.

Окисление особенно интенсивно протекает в минералах, содержащих железо. В качестве примера приведём окисление магнетита, который переходит в более устойчивую форму - гематит ($Fe_20_4 \rightarrow Fe_20_3$).

Гидратация. Под воздействием воды происходит гидратация минералов, т.е. закрепление молекул воды на поверхности отдельных участков кристаллической структуры минерала. Примером гидратации является переход ангидрита в гипс: ангидрит – $CaSO_4+2H_2O \rightarrow CaSO_4 \cdot 2H_20$ – гипс.

Процесс гидратации наблюдается и в более сложных минералах – силикатах.

Растворение. Многие соединения характеризуются способностью к растворимости. Их растворение происходит под действием воды, стекающей по поверхности горных пород и просачивающейся через трещины и поры. Ускорению процессов растворения способствуют высокая концентрация водородных ионов и содержание в воде O_2, CO_2 и органических кислот. Из химических соединений наилучшей растворимостью обладают хлориды - галит , сильвин и др. На втором месте – сульфаты – ангидрит и гипс. На третьем месте карбонаты – известняки и доломиты. В процессе растворения указанных пород в ряде мест происходит образование различных карстовых форм на поверхности и в недрах.

Гидролиз. При выветривании силикатов и алюмосиликатов важное значение имеет гидролиз, при котором структура кристаллических минералов разрушается благодаря действию воды и растворенных в ней ионов и заменяется новой существенно отличной от первоначальной и присущей вновь образованным минералам.

В результате взаимосвязанных физического, химического и биогенного процессов разрушения горных пород образуются различные продукты выветривания. Остаточные продукты выветривания, остающиеся на месте

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

разрушения материнских (коренных) горных пород, представляют собой один из важных генетических типов континентальных образований и называют *элювием.*

Формирование кор выветривания – это сложный процесс, зависящий от сочетания многих факторов. Изучение кор выветривания имеет большое теоретическое и практическое значение. С корами выветривания различного возраста связано много разнообразных и ценных полезных ископаемых – бокситов, железных руд, марганца, руд никеля, кобальта и др.

Тема 7. Геологическая деятельность атмосферных вод (1ч).

В периоды выпадения дождей и таяния снега вода стекает по склонам в виде сплошной тонкой пелены или густой сети отдельных струек. Они захватывают главным образом мелкоземистый материал, слагающий склоны, переносят его вниз. У подошвы течение воды замедляется, и переносимый материал откладывается как непосредственно у подножья, так и в прилегающей части склона. Такие отложения, образованные склоновым стоком, называются *делювиальными отложениями* или *делювием.*

Процесс плоскостного смыва и образование делювия постепенно приводят к выполаживанию склонов. В высоких горах типичные делювиальные шлейфы отсутствуют в связи с широким развитием гравитационных процессов на склонах. В этих условиях формируются смешанные коллювиально-делювиальные образования.

Среди временных русловых потоков выделяются временные потоки оврагов и временные горные потоки. Начало оврагообразования связано в большинстве случаев со склонами долин рек. Если в пределах склона или его бровки имеются различные естественные или искусственные неровности, понижения, то при выпадении дождя или таянии снега в них происходит слияние отдельных стекающих струй воды, которые разрушают указанные части склона и на их месте образуются различные промоины, рытвины. Так начинается на склонах процесс *размыва,* или *эрозии*. Фактически это первая зародышевая стадия развития оврага. В последующем в таких рытвинах периодически концентрируется еще большее количество воды, и они начинают расти в глубину, ширину, вниз и вверх по склону.

Наиболее глубокая и разветвленная сеть оврагов образуется в районах развития легко размываемых горных пород - лёссовидных суглинков, песков, алевролитов. В областях лесостепи и степи наблюдаются оврагоподобные формы с расширенным дном и мягкими пологими склонами, покрытыми плащом делювия и в ряде случаев растительностью. Такие формы называют *балками.*

Временные горные потоки развиваются несколько отлично от оврагов. Их верховья расположены в верхней части горных склонов и представлены системой сходящихся рытвин и промоин, образующих вместе водосборный бассейн. Ниже по склону вода движется в едином русле. Этот участок горного потока называется *каналом стока.* В периоды сильных дождей и интенсивного таяния снега

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

временные горные потоки движутся с большой скоростью и захватывают значительное количество различного обломочного материала. Так образуется *конус выноса временного горного потока* в виде полукруга. Отложения конусов выноса временных горных потоков выделены в особый генетический тип континентальных отложений и названы *пролювием*.

В некоторых горных долинах периодически возникают мощные грязекаменные потоки, несущиеся с большой скоростью и обладающие огромной разрушительной силой. Они содержат до 70-80% обломочного материала от их общего объема. Грязекаменные потоки, возникающие при быстром таянии снега и льда или при сильных ливнях, называют *селями* в Средней Азии и на Кавказе, *мурами* – в Альпах. Нередко они носят катастрофический разрушительный характер.

Тема 8. Геологическая деятельность моря (2ч).

Совокупность водных пространств океанов и морей, занимающих 361 млн. км, или 70,8 % поверхности Земли, называется *Мировым океаном.* Мировой океан включает четыре океана: Тихий, Индийский, Атлантический, Северный Ледовитый, все окраинные (Берингово, Охотское, Японское и др.) и внутриконтинентальные моря (Средиземное, Черное, Балтийское и др.).

Выделяются следующие планетарные формы рельефа: подводная окраина материков, ложе океана, глубоководные желоба и срединно-океанические хребты. В состав подводной окраины материков входят: шельф, материковый, или континентальный, склон и материковое подножье. *Шельф* (материковая отмель) представляет собой подводную слегка наклонную равнину. Со стороны океана шельф ограничивается четко выраженной бровкой, расположенной до глубин 100-200 м. *Материковый, или континентальный, склон* протягивается от бровки шельфа до глубин 2,0-2,5 км, а местами до 3 км. Уклон его поверхности составляет в среднем 3-5°.

Материковое подножье выделяется в качестве промежуточного элемента рельефа между материковым склоном и ложем океана и протягивается до глубин 3,5 км и более. Оно представляет собой наклонную холмистую равнину, окаймляющую основание материкового склона и местами характеризующуюся осадками большой мощности за счет выноса материала мутьевыми потоками и периодически возникающими крупными оползнями.

Ложе Мирового океана представлено обычно плоскими или холмистыми равнинами, расположенными на глубине 3500-6000 м. Они осложнены мелкими и крупными отдельными возвышенностями и подводными горами до больших вулканических построек типа Гавайских островов. В Тихом океане особенно много подводных вулканических гор.

Глубоководные желоба широко развиты в Тихом океане. В его западной части они образуют почти непрерывную цепь вдоль островных дуг. Глубина желобов от 7000 до 11 000 м. Наибольшая глубина у Марианского желоба – 11034 м.

Срединно-океанские хребты образуют единую глобальную систему общей протяженностью свыше 60 000 км. Вдоль осевой части Срединно-Атлантического

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

и Индийского хребтов протягивается крупная депрессия – долинообразное понижение, ограниченное глубинными разломами и названное *рифтовой долиной* или *рифтом* (англ. «рифт» – расселина, ущелье). Дно рифтов опущено до глубин 3,5-4,0 км. Срединно-океанские хребты пересечены многочисленными разломами. Они отличаются интенсивной сейсмичностью, высоким тепловым потоком и вулканизмом.

Разрушительная деятельность моря называется *абразией.* Она связана главным образом с волновыми движениями и в значительно меньшей степени с приливно-отливными. Наиболее важным процессом в пределах Мирового океана является аккумуляция донных осадков. Этот сложный процесс называют *седиментацией* или *седиментогенезом.* Изучение современных осадков, закономерностей их распространения в различных зонах Мирового океана позволяет восстанавливать палеогеографическую обстановку геологического прошлого.

По генезису выделяются следующие основные группы осадков: терригенные (от лат. «тера» – земля); органогенные (биогенные); полигенные («красная глубоководная глина»); вулканогенные; хемогенные.

совместно с радиоляриями наблюдаются остатки теплолюбивых диатомей. Такие

Полигенные осадки. К ним относится «красная» глубоководная глина коричневого цвета различных оттенков, занимающая свыше 35-50 % площади дна Тихого океана и приблизительно около 25-30% – Атлантического и Индийского. Она состоит из наиболее тонких частиц. Распространение типичных красных глин приурочено к наиболее глубоким частям океана.

Вулканогенные осадки состоят из вулканогенного материала, встречаются в виде широких ареалов вокруг островных и подводных вулканов, расположение которых определяется тектонической активностью территорий. Наибольшее значение в вулканогенном осадкообразовании имеет пирокластический материал (пепел и другие).

Хемогенные осадки образуются только в аридных зонах при температуре вод от 25 до 30°С при значительном пересыщении $CaCO_3$ и в условиях мелководья до глубин не более 20 м.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Тема 9. Осадочные горные породы (2ч).

На поверхности Земли в результате действия различных экзогенных факторов образуются осадки, которые в дальнейшем уплотняются, претерпевают различные физико-химические изменения – диагенез, и превращаются в осадочные горные породы. Осадочные породы тонким чехлом покрывают около 75% поверхности континентов. Многие из них являются полезными ископаемыми.

Осадочные породы подразделяются на три группы:

- обломочные породы, возникающие в результате механического разрушения каких-либо пород и накопления образовавшихся обломков;
- глинистые породы, являющиеся продуктом преимущественно химического разрушения пород и накопления возникших при этом глинистых минералов;

- химические (хемогенные) и органогенные породы, образовавшиеся в результате химических и биологических процессов.

Обломочные породы широко используются в различных отраслях строительства. По величине обломков обломочные породы делятся на:

- грубообломочные породы (псефитовые), состоящие из обломков более 2 мм в поперечнике;
- среднеобломочные или песчаные породы (псаммитовые), состоящие из обломков от 2 до 0,05 мм в поперечнике;
- мелкообломочные, или пылеватые породы (алевритовые), состоящие из обломков от 0,05 до 0,005 мм в поперечнике.

В пределах каждого гранулометрического типа породы подразделяются по окатанности обломков.

Грубообломочные породы. В зависимости от формы и размеров обломков среди пород этого гранулометрического типа выделяют следующие:

- валуны и глыбы – соответственно окатанные и угловатые обломки размером свыше 200 мм в поперечнике;
- галька и щебень – при размерах обломков от 200 до 10 мм;
- гравий и дресва – при размерах обломков от 10 до 2 мм.

Глинистые породы. Наиболее распространенными осадочными породами являются глины, на долю которых приходится больше 50% от объема всех осадочных пород. Глинистые породы в основном состоят из мельчайших (меньше 0,02 мм) кристаллических (реже аморфных) зерен глинистых минералов. Кроме того, в их состав входят столь же мелкие зерна хлоритов, окислов и гидроокислов алюминия, глауконита, опала и других минералов.

Выделяются разновидности: гидрослюдистые, каолиновые и монтмориллонитовые глины. Применяются глины как огнеупорный материал, для изготовления кирпича, керамики.

Кроме песчаных, пылеватых и глинистых пород существует еще ряд смешанных пород, состоящих из частиц разных размеров и состава. К ним относятся:

- супеси, содержащие наряду с песчаными до 20-30% глинистых частиц,
- суглинки, в которых количество глинистых частиц увеличивается до 40-50%.

Химические и органогенные породы образуются преимущественно в водных бассейнах. Среди них выделяют: карбонатные, кремнистые, галоидные и углеродистые (каустобиолиты) соединения.

Карбонатные породы составляют около 14% объема осадочной оболочки Земли. Главный породообразующий минерал этих пород – кальцит (*Известняки, Мергель, Доломиты).*

Кремнистые породы состоят главным образом из опала и халцедона (*Диатомиты, Гейзериты и кремнистые туфы, Кремни, трепелы, опоки).*

Галоидные и сульфатные породы относятся к химическим образованиям(*Каменная соль, Гипс, ангидрит).*

Каустобиолиты (греч. «каусто» – горючий, "биос" - жизнь) образуются из растительных и животных остатков, преобразованных под влиянием различных

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

геологических факторов. Эти породы обладают горючими свойствами, чем и обусловлено их важное практическое значение. К ним относятся: торф, ископаемые угли, горючие сланцы, нефть, газ, янтарь и др.

Тема 10. Геологическая деятельность рек (2ч.)

Реки играют огромную роль в хозяйственной жизни людей. С реками связаны первые поселения человека и история культур древнейших народов.

Режим каждой реки определяется следующими основными данными: количеством воды, уровнем воды, скоростью течения. Все эти показатели не остаются постоянными, а изменяются по сезонам года и в многолетнем разрезе. Изменение этих данных представляет собой режим реки.

Водные потоки рек производят значительную эрозионную, переносную и аккумулятивную деятельность.

Речная эрозия. Выделяют два типа эрозии: 1) *донная,* или *глубинная,* направленная на врезание речного потока в глубину; 2) *боковая,* ведущая к подмыву берегов и в целом к расширению долины. Соотношение донной и боковой эрозии изменяется на разных стадиях развития долины реки. В начальных стадиях развития реки преобладает *донная эрозия,* которая стремится выработать профиль равновесия применительно к *базису эрозии*. По мере почти вертикальными, иногда ступенчатыми склонами и ступенчатым продольным профилем дна. Долина имеет V-образную форму с покатыми склонами. Эта первая стадия развития реки называется *стадией морфологической молодости.* Такие формы особенно хорошо выражены в пределах молодых рек.

Боковая эрозия. По мере выработки профиля равновесия и уменьшения уклонов русла донная эрозия постепенно ослабевает и все больше начинает сказываться боковая эрозия, направленная на подмыв берегов и расширение долины. Это особенно проявляется в периоды половодий. Такие первичные изгибы, постепенно развиваясь, превращаются в *излучины*, играющие большую роль в формировании речных долин.

Перенос. Реки переносят большое количество обломочного материала различной размерности - от тонких илистых частиц и песка до крупных обломков. Перенос его осуществляется волочением (перекатыванием) по дну наиболее крупных обломков и во взвешенном состоянии песчаных, алевритовых и более тонких частиц. Переносимые обломочные материалы еще больше усиливают глубинную эрозию.

Аккумуляция. Наряду с эрозией и переносом различного материала происходит и его аккумуляция (отложение). На первых стадиях развития реки, когда преобладают процессы эрозии, возникающие местами отложения оказываются неустойчивыми и при увеличении скорости течения во время половодий они вновь захватываются потоком и перемещаются вниз по течению. Но по мере выработки профиля равновесия и расширения долин образуются постоянные отложения, называемые *аллювиальными,* или *аллювием*.

Низкий участок долины, сложенный аллювием, представляет *пойму реки* - часть долины, возвышающуюся над руслом, называемую также *пойменной,*

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

луговой или *заливной террасой.* Отшнурованные от русла реки излучины называют *старицами.*

В аллювиальных отложениях пойм равнинных рек четко выделяются три фации: 1) русловая; 2) пойменная и 3) старичная. *Русловая фация* формируется в процессе нарастания и расширения прирусловых отмелей при миграции русла в сторону подмываемого берега и представлена песками различного гранулометрического состава, в основании песками с гравием и галькой. *Пойменная фация* формируется в периоды половодий, когда на поверхность поймы выпадает преимущественно взвешенный тонкий материал. Поэтому пойменный аллювий представлен преимущественно супесчано-суглинистым материалом. *Старичный аллювий* образуется в отшнурованных излучинах, превращенных в озера, где накапливаются супеси, суглинки, местами глины, богатые органическим веществом, а при заболачивании - болотные отложения.

В пределах равнинных рек обычно наблюдается до 3-5 надпойменных террас, в горных районах - до 8-10 и более. У каждой террасы различают следующие элементы: террасовидную площадку, уступ, или склон, бровку террасы и тыловой шов, где терраса сочленяется со следующей более высокой террасой или с коренным склоном, в который врезана долина.

С эрозионной и аккумулятивной деятельностью рек связано формирование особого типа месторождений ценнейших полезных ископаемых, называемых аллювиальными *россыпными месторождениями.* В процессе переноса и переотложения продукты размыва сортируются по плотности. Более легкие минералы истираются и выносятся реками. В россыпях же концентрируются минералы с высокой плотностью, наиболее тяжелые минералы выпадают ранее, а менее тяжелые переносятся дальше. В первую очередь выпадают золото и платина, затем такие минералы, как вольфрамит, касситерит, магнетит, рутил, гранат, алмаз. Эти тяжелые и устойчивые минералы и образуют аллювиальные россыпи – промышленные скопления полезных ископаемых. Особенно большое практическое значение имеют россыпные месторождения драгоценных металлов – золота и платины. В настоящее время около 25% мировой добычи золота производится из россыпей. характер.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Тема 11. Геологическая деятельность ледников (4ч)

Ледники – это медленно движущееся скопление льда и фирна на земной поверхности, возникающее выше снеговой линии в результате накопления и преобразования твердых атмосферных осадков (снега). Необходимым условием образования ледников является сочетание низких температур воздуха и большого количества твердых атмосферных осадков. Ледники подразделяются на покровные и горно-долинные. Классическими примерами ныне существующих покровных ледников служат покровы Антарктиды и Гренландии .

Горно-долинные ледники развиты почти во всех крупных горных системах, где в высокогорье располагаются понижения - цирки с ледяными шапками, из которых лед спускается в долины.

В любом горно-долинном леднике различаются области: 1) аккумуляции, 2) стока и 3) разгрузки.

Областью аккумуляции или накопления льда являются понижения между скальными – кары.

Скорость движения ледников небольшая. Она зависит разных причин – времени года, климата, местоположения ледника и его типа. Горные ледники Альп, например, перемещаются со скоростью от 0,1-0,4 до 1,0 м/сут. Их максимальная скорость 10 м/сут.

При движении ледник выполняет масштабную разрушительную работу, которая называется *экзарацией*. Горные породы подледного ложа разрушаются и ассимилируются ледником с образованием различного по форме и размеру обломочного материала. Экзарационная деятельность особенно интенсивно проявляется при больших мощностях льда, создающих огромное давление на подледное ложе. Происходит захват и выламывание различных по размерам блоков горных пород, их дробление и истачивание при переносе.

Впаянные в основание ледника разнообразные по величине обломки при движении оставляют на подстилающих горных породах борозды и царапины - ледниковые шрамы, по направлению которых можно судить о направлении движения самого ледника. Скальные выступы пород сглаживаются и полируются абразивным действием льда, возникают т.н. бараньи лбы, обладающие асимметричной формой. Длинный, отполированный и со шрамами «лоб» располагается навстречу движению ледника, а крутой, обрывистый склон находится с другой стороны. Скопления бараньих лбов образует форму рельефа, называемую курчавыми скалами.

С деятельностью ледников в горах связано образование цирков в вершинной части гор и специфических форм ледниковых долин – *трогов*.

Материал любого размера, включенный в лед или транспортируемый льдом и впоследствии отложенный, называется *мореной*. По составу морена как литологическое понятие очень разнообразна. Ее основную массу образуют суглинки и супеси. В качестве включений в разных пропорциях содержится песок, гравий, галька и валуны. Различают движущиеся, или подвижные (в леднике), и отложенные (залегающие в виде отложений) морены.

Движущиеся морены подразделяются на поверхностные, внутренние и донные. Среди поверхностных морен различают боковые морены и срединные морены. Боковые морены располагаются в краевых частях ледника, срединные - в их середине, причем как на поверхности, так и внутри ледника. Срединные морены образуются при слиянии двух ледников, когда две боковые морены сливаются в одну, расположенную по оси ледника. Донная морена выстилает ложе ледника.

Под влиянием давления ледника и в сочетании с его движением и напором глинистые и некоторые рыхлые горные породы, слагающие ложе, вовлекаются в *гляциодислокации* с образованием складок, небольших надвигов и других нарушений толщи первично горизонтальных отложений.

Материковые покровы льда при таянии поставляют огромную массу воды. Водно-ледниковые или флювиогляциальные отложения слагают своеобразные формы рельефа: ложбины стока талых ледниковых вод, зандровые равнины, озы, камы, камовые террасы.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Зандры или *зандровые равнины* представляют собой равнинные поверхности у концов и окраин ледников, сложенные продуктами перемывания и переотложения морены (главным образом, песком).

Озы – это длинные (до несколько десятков км), извилистые гряды или валы, высотой до 20-30 м, сложенные слоистым песчано-галечным или песчано-гравийным материалом. Образовались они вследствие наличия водных потоков на поверхности или внутри омертвевшего ледника, которые переносили песчано-гравийный материал.

Камы - *х*олмы изометричной формы, высотой 10-20, редко больше метров, сложенные чередованием слоев разнозернистого песка, реже ленточных глин, с отдельными гальками и валунами. Эти отложения формировались в небольших озерных котловинах, расположенных на поверхности или внутри потерявшего подвижность ледника и оторванного от областей питания.

Озерно-ледниковые или лимногляциальные отложения образовались в приледниковых озерных бассейнах. Приледниковые озера возникали в случаях, когда отток талых вод от края ледника был затруднен. На территории Беларуси так сформировались Полоцкий, Вилейский и Лучосинский приледниковые водоемы.

Перигляциальной областью первоначально называли территории, примыкающие к материковым ледниковым покровам и отличающиеся суровым климатом. В последующем это понятие стало применяться для обозначения всех районов с экстремально холодным климатом.

Ландшафты криолитозоны характеризуются специфическими формами рельефа, обусловленными процессами многократного промерзания и оттаивания слоя. Это приводит к образованию следующих форм рельефа: морозобойных трещин и различных полигональных форм рельефа, форм пучения (гидролакколитов), термокарста, курумообразования, течения почвы, грунта, оплывин.

Термокарст (термический карст) — явление неравномерного проседания или провала грунтов и подстилающих их горных пород в результате вытаивания подземного льда.

Солифлюкция — медленное перемещение на склонах почвенного слоя и увлажненных масс тонких осадков в промерзшем сезонно-мерзлом грунте.

Следы былых оледенений, оставленные широко распространявшимися ледниковыми покровами, установлены на всех современных материках, на дне океанов, в отложениях разных геологических эпох. Только самые древние архейские породы не сохранили следов прошлых оледенений. Начало протерозойской эры ознаменовалось накоплением первых, самых древних из найденных до сих пор ледниковых отложений. В фанерозое отмечено ордовикское оледенение (460-410 млн. лет). Около 280 млн. лет назад достигло кульминации гондванское оледенение (340-240 млн. лет). В конце кайнозойской эры началась современная нам эпоха оледенения.

Территория Беларуси в четвертичное время была ареной распространения нескольких ледниковых покровов, оставивших после себя многочисленные следы

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

в виде ледниковых отложений и форм рельефа. Средняя мощность ледниковых отложений достигает здесь 70-80 м, максимальная – более 300 м.

Хотя ледниковые периоды или оледенения часто случались в истории Земли, однако до сих пор не найден какой-то единственный планетарный или космический фактор, вызывающий оледенение. Оледенения – результат сочетания нескольких событий, одни из которых играют основную, а другие – второстепенную роль.

Тема 12. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ВЕТРА(1ч).

Ветер – один из важнейших экзогенных факторов, преобразующих рельеф Земли и формирующих специфические отложения. Наиболее ярко эта деятельность проявляется в пустынях, занимающих около 20% поверхности суши.

Геологическая работа ветра состоит из следующих видов: 1) *дефляции* (лат. «дефляцио» – выдувание и развевание); 2) *корразии* (лат. «корразио» – обтачивание, соскабливание); 3) переноса и 4) аккумуляции (лат. «аккумуляцио» – накопление). Все стороны работы ветра в природных условиях тесно связаны друг с другом, проявляются одновременно и представляют единый сложный процесс. Все процессы, обусловленные деятельностью ветра, создаваемые ими формы рельефа и отложения называют *эоловыми* (Эол в древнегреческой мифологии – бог ветров).

Дефляция – выдувание и развевание ветром рыхлых частиц горных пород (главным образом песчаных и пылеватых). Выделяется два вида дефляции: площадная и локальная.

Корразия представляет механическую обработку обнаженных горных пород песчаными частицами, переносимыми ветром, выражающуюся в обтачивании, шлифовании, соскабливании, высверливании и т. п.

При движении ветер захватывает песчаные и пылеватые частицы и переносит их на различные расстояния. Перенос осуществляется или скачкообразно, или перекатыванием их по дну, или во взвешенном состоянии.

В пустынях Средней Азии преобладающее значение принадлежит песчаным отложениям, которые подвергаются интенсивному перевеванию и переносу ветром.

На значительных пространствах пустынь одновременно с дефляцией и переносом происходит аккумуляция, и образуются эоловые отложения. Среди них выделяются два основных генетических типа - эоловые пески и эоловые лёссы.

Эоловый *лёсс* (нем. «лёсс» – желтозем) представляет своеобразный генетический тип континентальных отложений. Он образуется при накоплении взвешенных пылеватых частиц, выносимых ветром за пределы пустынь и в их краевые части, и в горные области. Вместе с тем лёссы и лёссовидные грунты могут иметь и другое происхождение.

В пустынях наблюдается многообразие песчаных форм, основными из которых являются барханы, грядовые пески и др.

Песчаные формы внепустынных областей образуются в прибрежных зонах океанов и морей, где наблюдается обильный принос песка на пляжи волнами, а также в пределах песчаных берегов озер и в отдельных случаях на пойменных и

РЕПОЗИТОРИЙ ВГПУ

древних террасах рек. Такие формы называются *дюнами.* Повседневная, или местная, ветровая эрозия проявляется за большой промежуток времени.

Тема 13 ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ПОДЗЕМНЫХ ВОД(2ч)

К подземным водам относятся все природные воды, находящиеся под поверхностью Земли. Происхождение, движение, развитие и распространение подземных вод является предметом изучения специальной отрасли геологической науки – гидрогеологии.

По степени проницаемости горные породы подразделяются на 3 группы:

- водопроницаемые, к которым относятся пески, гравий, галечники, трещиноватые песчаники, конгломераты и другие скальные породы, трещиноватые и закарстованные известняки, доломиты и другие растворимые породы;
- слабопроницаемые — супеси, легкие суглинки, лёсс, неразложившийся торф;
- относительно водонепроницаемые, или водоупорные, — глины, тяжелые суглинки, хорошо разложившийся торф и нетрещеноватые массивные кристаллические и сцементированные осадочные горные породы.

Горные породы содержат различные виды воды. В настоящее время предложена следующая классификация видов воды в породах: 1) вода в форме пара; 2) физически связанная вода, которая подразделяется на прочносвязанную (гигроскопическую) и слабосвязанную (пленочную) воду; 3) свободная вода, подразделяющаяся на капиллярная и гравитационную; 4) вода в твердом состоянии; 5) кристаллизационная вода и химически связанная вода.

Вода в форме пара содержится в воздухе, заполняющем пустоты и трещины горных пород, свободные от жидкой воды. Парообразная вода находится в динамическом равновесии с другими видами воды и с парами атмосферы.

Капиллярная вода частично или полностью заполняет тонкие капиллярные поры и трещинки горных пород и удерживается в них силами поверхностного натяжения (капиллярных менисков). Она подразделяется на капиллярно-разобщенную, капиллярно-подвешенную и капиллярно-поднятую.

Гравитационная (свободная) *вода* образуется в породах при полном насыщении всех пор и трещин водой, что соответствует полной влагоемкости. В этих условиях вода движется под воздействием силы тяжести.

Вода в твердом состоянии находится в горных породах или в виде отдельных кристаллов, или в виде линз и прослоев чистого льда. Она образуется при сезонном промерзании водонасыщенных горных пород.

Кристаллизационная вода свойственна ряду минералов, где она входит в их кристаллическую решетку. Из таких минералов можно назвать мирабилит, гипс.

В современной гидрогеологической литературе имеется множество классификаций подземных вод.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Почвенные воды распространены в почвенном слое близ поверхности Земли. Их формирование связано с процессами инфильтрации атмосферных осадков, талых вод и конденсации атмосферной влаги.

Верховодка образуется в зоне аэрации, когда просачивающаяся вода встречает на своем пути линзы водонепроницаемых пород.

Межпластовые ненапорные воды располагаются в водопроницаемых породах, которые сверху и снизу ограничены водонепроницаемыми пластами. Обычно они встречаются на приподнятых междуречных массивах в условиях расчлененного рельефа (местной гидрографической сети) и выходят в виде нисходящих источников в береговых склонах оврагов, рек и других поверхностных водоемов.

К напорным (артезианским) водам относятся подземные воды, находящиеся в водоносных горизонтах, перекрытых и подстилаемых водоупорными слоями горных пород, и обладающие гидростатическим напором. Они располагаются на больших пространствах и глубинах вне сферы воздействия местных дрен (рек, оврагов и др.).

Общую минерализацию подземных вод составляет сумма растворенных в них веществ. Она обычно выражается в г/дм^3 или мг/дм^3. Обычно по минерализации (г/дм^3) выделяют четыре группы подземных вод: пресные – до 1; солоноватые – от 1 до 10; соленые – от 10 до 50; рассолы – свыше 50 г/дм^3.

Воды могут быть различны по температуре, минерализации и содержанию целебных химических компонентов. Их принято делить на холодные при температуре до 20°С, теплые, или субтермальные, при 20-37° С, термальные при 37-42° С, горячие, или гипертермальные, выше 42° С. По составу, свойствам и лечебному значению различают несколько групп минеральных вод.

Карст представляет собой процесс растворения, или выщелачивания трещиноватых растворимых горных пород подземными и поверхностными водами, в результате которого образуются отрицательные западинные формы рельефа на поверхности Земли и различные полости, каналы и пещеры в глубине.

К *поверхностным карстовым формам* относятся: 1) *карры,* или шрамы, небольшие углубления в виде рытвин и борозд глубиной от нескольких сантиметров до 1-2 м; 2) поноры – вертикальные или наклонные отверстия, уходящие в глубину и поглощающие поверхностные воды; 3) *карстовые воронки,* имеющие наибольшее распространение, как в горных районах, так и на равнинах. Среди них по условиям развития выделяются: а) воронки поверхностного выщелачивания, связанные с растворяющей деятельностью метеорных вод; б) воронки провальные, образующиеся путем обрушения сводов подземных карстовых полостей; 4) крупные *карстовые котловины,* на дне которых могут развиваться карстовые воронки; 5) наиболее крупные карстовые формы – *полья,* ; 6) *карстовые колодцы и шахты,* достигающие местами глубин свыше 1000 м и являющиеся как бы переходными к подземным карстовым формам.

сталактиты, растущие от кровли пещеры вниз, и *сталагмиты,* растущие вверх. Известны также ледяные пещеры, в которых накапливаются разнообразные формы льда.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Закрытый карст отличается от открытого тем, что закарстованные породы перекрыты нерастворимыми или слабо растворимыми горными породами. Формы поверхностного выщелачивания здесь отсутствуют, и процесс протекает в глубине. В большинстве случаев здесь на поверхности образуются карстовые *суффозионные* блюдцеобразные и воронкообразные формы, а также неглубокие поноры.

Тема 14 Геологическая деятельность озер и болот.

Озера занимают около 2% суши и их образование связано с различными геологическими процессами. В Беларуси более 10 тыс. озер. Геологическая

Деятельность озер заключается в разрушении берегов и накоплении различных типов осадков. Озерные отложения подразделяются на три группы: терригенные , органогенные и хемогенные. Терригенными называются отложения, которые накапливаются за счет осаждения в озере продуктов разрушения суши. Образование терригенных пород определяется климатическими особенностями, типами берегов, размерами озера. В прибрежных частях накапливается грубый материал, а в более глубоких частях водоема глины и илы. Органогенные породы представлены диатомитами, илами, а для умеренных широт характерно накопление сапропелей. Хемогенные осадки представлены известковыми конкрециями, скоплениями железных руд, а в тропических странах бокситами. Соленосные отложения формируются в областях жаркого аридного климата. В соленых озерах отлагаются сода, гипс, Каменная соль, мирабилит и другие.

Болота занимают около 3% суши и большая часть болот приходится на северное полушарие. В Беларуси болота занимают около 2,5 млн. га.

Болота возникают на низменных побережиях озер и морей, в поймах рек. Типичные отложения болот это торф. Он образуется за счет скопления неразложившихся остатков высших растений – мхов, трав, кустарников, деревьев. В болотах влажных тропиков накапливаются мощные толщи древесного угля.

Хемогенные осадки болот представлены луговыми мергелями и болотными железными рудами. Мергели образуются в болотах ,где имеются выходы подземных вод богатых углекислым кальцием. Болотные железные руды накапливаются за счет выпадения в осадок соединений железа растворенных в грунтовых водах. Болотные железные руды скапливаясь образуют оолиты, конкреции, линзовидные залежи до 1-1,5 м мощностью.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Тема 15. МЕТАМОРФИЗМ и метаморфические горные породы (1ч)

Метаморфизм (греч. «метаморфо» – преобразуюсь, превращаюсь) – это изменение и преобразование горных пород под влиянием различных эндогенных геологических процессов, главным образом температуры, давления и глубинных флюидов. Метаморфические преобразования в горных породах происходят при их перекристаллизации в твердом состоянии. Метаморфизму могут подвергаться

горные породы любого происхождения: осадочные, магматические и ранее существовавшие метаморфические.

С метаморфическими горными породами связаны важные в практическом отношении месторождения, содержащие железные руды, графит, золото, уран, медь, кварциты, мраморы.

Главными причинами, или факторами метаморфизма горных пород, являются температура, давление и химически активные вещества – растворы и летучие соединения.

Температура. Метаморфические преобразования начинаются при температуре выше 300°С, а прекращаются, когда температура достигает точки плавления развитых в данном месте горных пород.

Давление подразделяется на всестороннее (литостатическое) и стрессовое или одностороннее. Всестороннее литостатическое давление является функцией глубины. Его возрастание связано с погружением горных пород в глубь литосферы. При высоких давлениях горные породы переходят в пластичное состояние. Стрессовое или одностороннее давление связано с тектоническими направленными движениями.

Флюиды – это сильно нагретые, химически активные вещества: вода, углекислота, водород, соединения хлора, серы и др. В условиях значительных температур и давления флюиды играют роль катализаторов, облегчающих реакции между кристаллами.

Существенная роль принадлежит *фактору времени*, ибо все это очень длительные процессы, осуществляющиеся в масштабах геологического времени.
Распространенные виды локального метаморфизма – контактовый, динамометаморфизм, ударный метаморфизм.

Региональный метаморфизм является наиболее распространенным и важным типом метаморфизма, поскольку охватывает огромные площади или целые регионы.

Контактовый метаморфизм проявляется на контактах магматических расплавов, внедряющихся в земную кору, с вмещающими породами. Вблизи контакта образуется ореол метаморфических пород, который обычно захватывает как окружающее магматическое тело породы, так и краевые части самого магматического тела. Ширина зоны контактового изменения (контактового ореола) может изменяться от сантиметров до первых километров.

Динамометаморфизм (катакластический, дислокационный метаморфизм) проявляется, главным образом, в верхних частях земной коры, в зонах развития тектонических движений дислокационного характера.

Ударный метаморфизм возникает при воздействии на горные породы мощной ударной волны, вызванной падением на Землю крупных метеоритов. При падении метеорита образуется кратер или *астроблема.*

В результате образуются следующие основные виды текстур:

- сланцеватая – при однообразной ориентировке пластинчатых или удлиненных зерен;
- полосчатая – при линейном обособлении отдельных минералов или их скоплений;
- плойчатая – минеральные обособления смяты в мелкие складки;

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

- очковая или линзовидная, образованная линзовидными, параллельно ориентированными скоплениями минералов.

В некоторых контактово-метаморфических породах наблюдаются массивные структуры. Формы залегания метаморфических пород в абсолютном большинстве случаев наследуются от пород исходных.

Тема 16. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ земной коры (2ч)

Тектонические движения – это механические движения земной коры, вызываемые силами, действующими в земной коре и в мантии Земли. Они приводят к деформации горных пород. Тектонические движения принято делить на эпейрогенические и орогенические, на вертикальные и горизонтальные. По времени проявления тектонические движения делятся на современные, неотектонические и древние или собственно тектонические. Результатом тектонических движений является изменение рельефа земной поверхности.

Геофизические и геодезические методы позволяют фиксировать не только вертикальные, но и горизонтальные смещения земной коры. Для выявления вертикальных движений используют повторное высокоточное нивелирование.

Складчатые нарушения и складкообразование – широко распространенный процесс, проявляющийся в земной коре под влиянием тектонических и отчасти экзогенных (в основном, гляциальных) процессов. Основными типами складок преимущественно первого порядка являются *антиклинальная* и *синклинальная* складки. Антиклинальная складка характеризуется тем, что в ее центральной части, или в ядре, залегают более древние породы. В синклинальной складке, наоборот, в ядре находятся более молодые породы. Указанные взаимоотношения залегания горных пород не изменяются, даже если складки наклонить, положить на бок или перевернуть.

При росте тектонических напряжений предел прочности горных пород превышается, и тогда они разрушаются или разрываться по плоскости, образуя *разрывное нарушение, разрыв* или *разлом.*

К основным типам тектонических разрывов относятся сброс, взброс, надвиг, покров (шарьяж) и сдвиг.

Сброс – это разрыв, поверхность которого наклонена в сторону относительно опущенного блока или крыла. Перемещение пород при сбросе происходит в условиях тектонического растяжения.

Взброс образуется в условиях тектонического сжатия, характерного для процессов складчатого горообразования. При взбросе сместитель наклонен под углом до 45°. Висячее крыло взброса поднято относительно лежачего.

Надвиг – разрывная дислокация, возникающая при смещении толщ земной коры в горизонтальной или слабо наклонной плоскости. В результате надвига молодые отложения могут быть перекрыты более древними породами. Надвиг – тот же взброс, но угол падения сместителя обычно меньше 45°. Надвиги как и взбросы образуются в условиях тектонического сжатия.

Сдвиг — разрыв с вертикальным или наклонным сместителем, по простиранию которого крылья смещены друг относительно друга. Различаются

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

правые и левые сдвиги. Классическим примером этого типа разрывов является сдвиг Сан-Андреас в Калифорнии, который прослеживается на 1000 км.

Раздвиг – это разрыв в земной коре, образованный растяжением, при котором разделённые горные породы только раздвигаются и не испытывают каких-либо иных относительных смещений. Образованная при раздвиге трещина может остаться зияющей, но может быть заполнена минеральным веществом.

Покров (тектонический), или *шарьяж,* представляет собой крупные почти горизонтальные пластины горных пород толщиной от первых сотен метров до нескольких километров. Снизу покров ограничен пологоволнистой или почти плоской поверхностью. Покров перемещён от места своего первичного залегания на расстояние от нескольких километров до нескольких десятков и сотен километров.

Грабен – вытянутая относительно пониженная структура земной коры или блок, ограниченный разломами вдоль его длинных сторон. В рельефе такая структура может быть выражена в виде *рифтовой долины.* Система величайших в мире грабенов проходит от южной Турции в Красное море и далее от района Эфиопии на юг Африки до реки Замбези. Длина такой континентальной рифтовой системы составляет более 6500 км.

Горст – приподнятая, вытянутая структура, ограниченная круто наклоненными разрывами и обладающая формой, противоположной грабену. Размеры горстов различны – до многих десятков километров в поперечнике и сотен километров в длину. Образование горста обусловлено сжатим горных пород.

Глубинный разлом — узкая, линейно вытянутая зона нарушения сплошности геологических тел, пронизывающая земную кору и проникающая в верхнюю мантию Земли. Глубинный разлом прослеживаются на многие сотни и тысячи километров по простиранию и до 700 км в глубину при ширине от нескольких сотен метров до первых десятков километров. Характеризуются длительностью существования.

Тема17. Проблема геологического времени.

Геохронология — учение о хронологической последовательности геологических событий, происходивших в прошлом, путем установления временных взаимоотношений между накопившимися слоями горных пород, в которых эти события оказались запечатленными.

Вся история Земли представляется как смена эволюционных и революционных этапов. В действительности в развитии природы более длительные периоды медленной эволюции чередуются с эпохами редких, часто катастрофических изменений, и развитие в целом носит прерывисто-непрерывный характер. Эта особенность отражается и в периодичности геологических процессов, и в эволюции органического мира. Крупным этапам развития Земли соответствуют и этапы развития органического мира.

Относительная геохронология

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Стратиграфические исследования опираются на ряд теоретических положений. Одним из важнейших является принцип последовательности напластований, сформулированный в 1669 г. Н.Стено. Биостратиграфическое расчленение и корреляция разрезов основаны на принципе У. Смита. Согласно этому принципу, одновозрастные осадки содержат одни и те же или близкие остатки ископаемых организмов. С этим принципом связан и другой, его дополняющий, — ископаемые фауны и флоры сменяют друг друга в определенном порядке. Относительная геохронология разрабатывается с помощью палеонтологических, или биостратиграфических, и геофизических методов.

Биостратиграфические методы. Эти методы базируются на широком использовании ископаемых органических остатков. В основе биостратиграфических методов лежит принцип непрерывного и необратимого изменения органического мира Земли, когда каждому отрезку геологического времени отвечают характерные только для него растения и животные. Закон необратимости эволюционного процесса впервые установил Ч.Дарвин. Он отметил, что исчезнувший по тем или иным причинам вид организмов никогда не может появиться вновь. Исходя из этого закона, каждый комплекс ископаемых органических остатков, встречающихся в том или ином слое, отражает определенный этап развития органического мира и является неповторимым.

Определение возраста толщи горных пород и отнесение ее к той или иной стратиграфической единице осуществляют путем сравнения найденных ископаемых остатков с теми, которые встречаются в опорном, так называемом стратотипическом разрезе.

Метод руководящих ископаемых. Руководящими формами называют остатки вымерших организмов, которые существовали короткий отрезок времени, но успели за этот срок расселиться на значительной территории и встречаются в большом количестве. Следовательно, руководящие ископаемые имеют широкое горизонтальное и узкое вертикальное распространение, встречаются в разрезах довольно часто и легко распознаются.

Этот метод является первым палеонтологическим методом, который был введен в стратиграфию на рубеже XVIII —XIX вв. Научное обоснование он получил в середине XIX в., когда немецкий палеонтолог Г. Бронн ввел понятие о руководящих формах и составил первый в мире атлас руководящих форм беспозвоночных.

Метод руководящих ископаемых основан на том положении, что одновозрастными считаются те отложения, в которых встречаются одинаковые руководящие ископаемые. Долгое время этот метод был основным в биостратиграфии и благодаря ему была разработана детальная стратиграфическая шкала, расчленены и сопоставлены многие весьма удаленные друг от друга отложения.

Метод органических комплексов. В отличие от метода руководящих форм метод анализа фаунистических и флористических комплексов использует весь имеющийся палеонтологический материал. Исследователи выясняют распределение всех окаменелостей в разрезе, устанавливают смену их комплексов и прослеживают изменчивость комплекса от разреза к разрезу. Преимущество данного метода заключается в том, что выводы о возрасте и корреляции разрезов

РЕПОЗИТОРИЙ ВГПУ

осуществляются не на базе единичных руководящих форм, а на совокупности всей встречающейся в слое фауны или флоры. Таким образом, вероятность ошибочного заключения о возрасте значительно снижается. Данный метод широко распространен и в настоящее время является основным в биостратиграфии.

Эволюционный {филогенетический) метод. Этот метод заключается в выяснении последовательности смены родственных организмов во времени на основании эволюционного развития. В процессе эволюции происходит непрерывное увеличение разнообразия животных и растений, совершенствуется их организация, усложняются функциональные особенности и морфоанатомическое строение. Вынужденные приспосабливаться к среде обитания организмы со временем меняют физиологические и морфологические особенности, что составляет одну из причин появления новых таксонов. Отсюда следует, что потомки устроены более прогрессивно, чем предки, остатки которых встречаются в более древних отложениях. Для применения эволюционного метода необходимо выяснить филогенез конкретной родственной группы, т.е. установить, когда появились данные организмы, сколько времени они существовали, какие у них были предки, кто стал их потомками и как они развивались. Установление филогенетических взаимоотношений организмов позволяет глубже понять законы их эволюции во времени и выявить закономерное присутствие той или иной формы в сложной цепи эволюционного развития.

Палеоэкологический метод. Данный метод разработан Р. Ф. Геккером и учитывает зависимость фаунистических комплексов от физико-географических, фациальных условий. Соответственно изучается связь определенных организмов со средой их обитания. Нередко фациальные изменения приводят к тому, что одновозрастные фаунистические комплексы отличаются настолько сильно, что их признают разновозрастными, и, наоборот, разновозрастные фаунистические комплексы в сходной ландшафтной обстановке становятся похожими. Палеоэкологический метод дополняет филогенетический и метод анализа органических комплексов, дает возможность проследить смену фаунистических комплексов в пространстве и во времени и провести сопоставление разнофациальных отложений.

Количественные методы корреляции. Эти методы были впервые введены в XIX в. Они основаны на применении математического аппарата при анализе палеонтологических комплексов и проведении стратиграфического расчленения и корреляции. Впервые применив один из этих методов, Ч. Лайель на основании процентного содержания современных моллюсков в третичных отложениях Западной Европы выделил эоцен, миоцен и плиоцен. Позднее методы стали широко применять при расчленении и корреляции более древних отложений. Определение относительного возраста по этим методам основывается на сравнении процентного содержания общих видов с эталонными разрезами. Например, в исследуемом слое присутствуют 10 % окаменелостей слоя «а», 60 — слоя «б», 5 — «в» и 25 % — слоя «г». По наибольшему содержанию общих видов изучаемый слой сопоставляется со слоем «б», и слои считаются одновозрастными. Слои и пачки сравнивают друг с другом на основании специально разработанных коэффициентов. Однако надо отметить, что этот метод является формальным и его непосредственное применение не раз приводило к ошибкам в стратиграфии. Поэтому его надо

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

использовать только вместе с другими биостратиграфическими методами, так как довольно часто одновозрастные, но разнофациальные отложения имеют мало общих форм.

Геологические методы. Эти методы позволяют расчленять разрезы на отдельные слои, пачки и горизонты, проводить их сопоставление и в ряде случаев оценивать относительный возраст. Однако их можно использовать только вместе с палеонтологическим методом. Среди геологических методов наибольшее применение имеют литологический и структурный и другие.

Абсолютная геохронология

Палеонтологические и геолого-геофизические методы определения относительного возраста горных пород не дают реального представления об абсолютном возрасте тех или иных осадочных, вулканогенных или интрузивных образований, не позволяют оценивать продолжительность времени их формирования. Относительная геохронология дает возможность, как указывалось выше, судить лишь о последовательности геологических событий. Время их действия и продолжительность можно установить, только используя радиогеохронологические методы или, как их еще называют, методы определения абсолютного возраста.

Методику определения «абсолютного» возраста горных пород ученые пытались разработать, начиная с XVIII в. Для этого использовались геологические, физические, химические и биологические процессы и явления. Одни пытались вести подсчет времени накопления солей в Мировом океане за счет привноса реками до современного уровня их содержания, другие оценивали время накопления осадков, отложенных начиная с докембрийских времен, исходя из современной скорости их аккумуляции, третьи рассчитывали потери тепла Земли при ее остывании, принимая ее первоначальное состояние расплавленным. Однако все эти попытки определения продолжительности истории Земли и отдельных ее этапов не увенчались успехом, давая сильно заниженные значения.

Открытие радиоактивного распада в конце XIX в. дало возможность ученым впервые достаточно достоверно оценить возраст ряда минералов и горных пород с помощью анализа их изотопного состава, т.е. по содержанию в них исходных, промежуточных и конечных продуктов распада естественно-радиоактивных элементов. Такие исследования дают достоверный результат при условии, что со времени образования исследуемого минерала или породы не происходило частичного выноса или последующего привноса радиоактивного элемента или продукта его распада. Явление радиоактивности связано с распадом ядер атомов радиоактивных элементов, который протекает самопроизвольно, с постоянной скоростью, не зависящей от каких-либо физико-химических процессов, протекавших на земной поверхности и в недрах Земли. Постоянство скорости радиоактивного распада обосновано теоретически и доказано опытным путем. Радиоактивные изотопы химических элементов распадаются так, что их количество убывает со временем по экспоненциальному закону.

В настоящее время широко применяют следующие радиогеохронологические методы: урано-ториево-свинцовый, свинцовый, рубидий-стронциевый, калий-аргоновый, аргон-аргоновый, самарий-неодимовый, радиоуглеродный.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Международная геохронологическая шкала

Основные подразделения международной стратиграфической шкалы, на базе которой в дальнейшем была создана геохронологическая шкала, были выделены в Европе к середине XIX в. Все они вначале устанавливались как региональные стратиграфические подразделения и, следовательно, отвечали естественным этапам развития конкретной территории.

В своей основе современная международная геохронологическая шкала в качестве «общей стратиграфической классификации» была принята в 1881 г. на 2-м Международном геологическом конгрессе (МГК) в Болонье (Италия). По праву приоритета стратиграфическая шкала Европы была признана международным стандартом, с которым стали проводить корреляцию стратиграфических подразделений различных регионов мира

На 2-м МГК была утверждена иерархия стратиграфических подразделений: группа, система, отдел и ярус, и для них введены единые для всех стран названия. На 8-м МГК (1900) в Париже к ним была добавлена самая мелкая стратиграфическая единица международной шкалы — зона. Указанным стратиграфическим подразделениям соответствовали геохронологические эквиваленты: эра, период, эпоха, век и время (или фаза).

Общие стратиграфические подразделения представляют собой совокупности горных пород, естественные геологические тела, время формирования которых соответствовало определенному этапу геологической истории Земли. Общие подразделения устанавливаются с помощью различных методов. Для докембрийских образований в основном применяют радиогеохронологические методы, а для фанерозоя — палеонтологические.

Общим стратиграфическим подразделениям соответствуют геохронологические эквиваленты:

Эонотема — эон; ярус — век;
эратема (группа) — эра; зона — фаза;
система — период; звено—пора,
отдел — эпоха;

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Тема18. Понятие о фациях и формациях(2ч).

Восстановление физико-географических условий и ландшафтно-климатических обстановок, существовавших в геологическом прошлом, возлагается на одну из основных научных дисциплин, входящих в состав исторической геологии, — палеогеографию.

Палеогеография — наука об истории географической оболочки Земли, ее состоянии и развитии в геологическом прошлом. В процессе палеогеографических исследований реконструируется рельеф земной поверхности, состав атмосферы, гидросферы, верхней части литосферы и биосферы, выявляются масштабность и интенсивность палеогеологических процессов, восстанавливаются ландшафтные обстановки геологического прошлого, реконструируется климатическая зональность и дается характеристика климата.

К числу наиболее общих методов восстановления древних физико-географических обстановок относятся фациальный и палеоэкологический анализы.

Фациальный анализ

Понятие «фация» было введено в геологию А. Грессли (1838). В их представлении фация — это комплекс отложений, отличающихся составом и физико-географическими условиями образования от соседних отложений того же стратиграфического уровня. Общим понятием, не имеющим стратиграфического содержания, является генетический тип.

Важнейшими критериями при фациальном анализе являются следующие:

■тип и вещественный (химический и минеральный) состав пород (осадков), включая аутигенные минералы, конкреции и особенности цемента;

■гранулометрический состав породы, ее цвет, структура, состав обломков, их окатанность, характер поверхности напластования и размыва, следы перерывов в осадконакоплении, ориентировка обломочных компонентов и органических остатков, присутствие подводно-оползневых деформаций и нептунических даек;

■текстурные особенности — типы и характер слоистости и слойчатости, изучение цикличности и ритмичности осадочных и осадочно-вулканических толщ;

■формы залегания пород, их мощности; характер переходов в другие породы;

■палеонтологические особенности. Состав, сохранность и распределение фауны и флоры. Соотношение между отдельными группами и сообществами, следы жизнедеятельности организмов, степень сохранности следов роющих животных и их особенности;

■наличие минералов — индикаторов солености и газового режима водоемов, геохимические особенности осадочных толщ;

■кислотно-щелочные и окислительно-восстановительные условия. Определение Eh, pH, содержание окисных и закисных форм железа;

■определение соотношения изотопов кислорода, стронция, серы, углерода, палеотермометрические данные (магнезиальный, изотопный, стронциевый методы), присутствие вулканогенного и метеоритного материала.

Формационный анализ

Под формациями понимается совокупность фаций, которые образовались на более или менее значительном участке земной поверхности при определенных тектонических и климатических условиях и отличаются от других особенностями состава и строения. Отдельные фации могут быть образованы на различных участках земной поверхности. Однако их устойчивые и длительные сочетания, которые позволяют сгруппировать их в формации, возникают только в строго определенных тектонических и климатических условиях.

Основными признаками осадочных формаций являются:

■набор слагающих их ассоциаций главных горных пород, которые отвечают определенным фациям или генетическим типам;

■характер переслаивания этих пород в вертикальном разрезе, ритмичное строение и форма тела формации и ее мощность;

■наличие в ней каких-то характерных аутогенных минералов, своеобразных

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

горных пород или руд;

■преобладающая окраска, в той или иной степени несущая генетическую информацию;

■степень диагенетических или метаморфических изменений.

Границы формаций часто, но не всегда совпадают с поверхностями несогласий и со стратоизохронными уровнями. Иногда формации недостаточно четко отделены друг от друга перерывами и в ряде случаев постепенно переходят друг в друга, что создает дополнительные трудности при их выделении.

Классификация формаций проводится по основным геоструктурным элементам земной коры и по стадиям их развития в пределах каждого тектонического цикла. Кроме того, классификация формаций проводится по климатическому режиму, который имеет исключительное значение для континентального и мелководно-морского литогенеза. Вместе с тем необходимо отметить, что классификация формаций может производиться по тектоническим, климатическим или ландшафтным признакам.

Палеогеографические карты

Конечный итог палеогеографических исследований — составление палеогеографических карт, с помощью которых можно понять происхождение и оценить перспективность территорий на определенный тип полезного ископаемого.

В зависимости от степени обоснованности выделяют палеогеографические карты и схемы.

Палеогеографические карты отличаются от географических тем, что последние составляются на настоящий момент и на них отражена ныне существующая обстановка, а на палеогеографической карте показана обобщенная география, существовавшая на протяжении какого-либо длительного отрезка времени в геологическом прошлом.

Наряду с общими, собственно палеогеографическими или литолого-палеогеографическими картами существуют специальные палеогеографические карты — палеогеологические, палеотектонические, ландшафтно-климатические, палеовулканические, палеогеоморфологические, палеобиогеографические, палеолимнологические. Имеется ряд вспомогательных карт, которые способствуют обоснованию и детализации палеогеографических карт. Таковы литолого-фациальные карты распределения мощностей осадочных толщ, карты осадочных формаций. Палеогеографические карты дополняются литолого-фациальными профилями, на которых можно проследить смену природных обстановок во времени и в пространстве.

Тема19. Эволюционная палеонтология.

Изучением основных закономерностей развития органического мира занимается палеонтология. Палеонтология изучает органические остатки как животных так растений. Наука изучающая растительный мир прошлых геологических эпох называется палеоботаникой. Весь растительный мир подразделяется на две большие группы: высшие и низшие растения. В отложения

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

архея достоверные остатки растений отсутствуют. В протерозое известны продукты жизнедеятельности сине-зеленых водорослей - строматолиты. В раннем палеозое флора представлена бактериями и водорослями и только в конце силура начался массовый выход растений на сушу. В позднем палеозое растения уже освоили всю сушу и получили развитие споровые, которые к середине карбона заселили и водоразделы. В позднепермскую эпоху в связи с усилением аридизации вымерли тепло- и влаголюбивые споровые и их место заняли голосеменные. В мезозойское время наблюдается расцвет голосеменных. А со второй половины мелового периода начинается развитие покрытосеменных и сокращение мезозойской флоры. Кайнозойская эра ознаменовалась расцветом покрытосеменных и усиленной дифференциацией флоры на фитогеографические провинции. В неогене происходит сокращение тропических и субтропических зон в связи с похолоданием. В четвертичном периоде в связи с резкими и неоднократными чередованиями ледниковых и межледниковых эпох происходила миграция растительности в значительных пределах.

Первые достоверные остатки беспозвоночных известны с венда, которые представлены уже всеми типами. В фанерозое получают развитие скелетные формы, что связано с изменением газового состава атмосферы. В раннем палеозое вся жизнь была сконцентрирована в море. И только в карбоне получили развитие наземные формы членистоногих. В мезозойское время происходит дальнейшее развитие беспозвоночных. Наибольшее развитие получили насекомые (мел) в связи с появлением цветковых растений. В кайнозойское время появляются новые виды беспозвоночных. Самого большого разнообразия они достигли в морях, особенно различные роды моллюсков.

Древнейшие позвоночные(бесчелюстные) обнаружены в ордовике в прибрежно-морских отложениях. В позднем силуре встречаются хрящевые, панцирные рыбы и акантоды. В девоне широко были распространены разнообразные рыбы. В позднем карбоне появились первые наземные четвероногие животные ихтиостеги (древние представители земноводных), которые произошли от кистеперых рыб. Мезозойская эра характеризуется дальнейшим развитием наземных животных, среди которых наибольшего разнообразия получили пресмыкающиеся. Поэтому юрский период, когда они достигли исключительного развития, получил название век рептилий. Внезапное вымирание рептилий в конце мелового периода привело к развитию более совершенного класса животных млекопитающих. В кайнозойскую эру они заняли господствующее положение и очень быстро эволюционировали. Высшие млекопитающие развивались по следующим направлениям: примитивные хищники, копытные и приматы.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Тема 20. Понятие о современном строении земной коры.

Континенты и океаны – наиболее крупные структурные элементы земной коры. Менее крупными структурными элементами являются *платформы,* которые могут быть как в океанах, так и на континентах. Платформы характеризуются выровненным рельефом, которому соответствует такое же положение

поверхности на глубине, только под континентальными платформами она находится на глубинах 30-50 км, а под океанами 5-8 км. Океаническая кора гораздо тоньше континентальной.

Срединно-океанические подвижные пояса выделяются в океанах как самостоятельные структурные элементы. Они представлены срединно-океаническими хребтами с рифтовыми зонами в их осевой части, пересеченными трансформными разломами и являющиеся в настоящее время зонами расширения океанического дна и наращивания новообразованной океанической коры.

Платформы на континентах выделяются как структурные элементы высшего ранга. Древние платформы являются устойчивыми блоками земной коры, сформировавшимися в позднем архее или раннем протерозое. Их отличительная черта – двухэтажность строения. *Нижний этаж,* или *фундамент* – это комплекс относительно более древних, обычно интенсивно складчатых и метаморфизованных пород, слагающих цоколь платформ. Фундамент древних платформ называется кристаллическим, фундамент молодых платформ — складчатым основанием. Фундамент платформ формировался в течение длительного времени в архее и раннем протерозое.

Верхний этаж платформ, или *осадочный чехол*, – это толща несогласно залегающих на фундаменте различных осадочных отложений, включая морские, континентальные и вулканогенные образования. Строение платформенного чехла оказывается сложным и на многих платформах на ранних стадиях его образования возникают грабены, грабенообразные прогибы – *авлакогены*. Авлакогены чаще всего формировались в позднем протерозое (рифее) и образовывали в теле фундамента протяженные системы. Мощность континентальных и реже морских отложений в авлакогенах достигает 5-7 км.

Щиты и плиты – наиболее крупные структурные элементов платформ. *Щит* представляет собой выступ на поверхность фундамента платформы, который на протяжении всего платформенного этапа развития испытывал тенденцию к поднятию. *Плита* – часть платформы, перекрытая чехлом отложений и обладающая тенденцией к прогибанию. В пределах плит различаются более мелкие структурные элементы. В первую очередь это *синеклизы* – обширные плоские впадины, под которыми фундамент прогнут, и *антеклизы* – пологие своды с поднятым фундаментом и относительно утоненным чехлом. Структуры на антеклизах и синеклизах называются сводами, впадинами, валами.

Платформенный чехол в процессе формирования неоднократно претерпевал перестройку структурного плана, приуроченную к рубежам крупных геотектонических циклов: байкальского, каледонского, герцинского, альпийского. В моменты тектономагматической активизации на платформах накапливались магматические горные породы. Наиболее типична трапповая формация. Изредко возникала щелочно-ультраосновная (кимберлитовая) формация, содержащая алмазы в продуктах трубок взрыва (Южная Африка, Сибирская платформа).

Кроме древних платформ выделяют и молодые, хотя чаще их называют *плитами*, сформировавшимися либо на байкальском, каледонском или герцинском фундаменте, отличающемся большей дислоцированностью чехла, меньшей степенью метаморфизма пород фундамента и значительной унаследованностью структур чехла от структур фундамента. Примерами таких

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

платформ (плит) являются: эпибайкальская Тимано-Печорская, эпигерцинская Скифская, эпипалеозойская Западно-Сибирская и др.

До середины XX в. в геологии господствовало учение о геосинклиналях. Горно-складчатые структуры, согласно этому учению, возникли на месте прогибов, заполнявшиеся разнообразными морскими отложениями. В силу того, что общая форма этих прогибов была синклинальной, а масштабы прогибов огромными, их назвали *геосинклиналями*. Однако это учение страдало одним существенным недостатком — отсутствием геодинамической интерпретации развития отдельных геосинклинальных систем и не было способно указать место геосинклиналей в современном структурном плане земной коры. Устранить этот недостаток смогла новая концепция — концепция тектоники *литосферных плит*. Она возникла на рубеже 60 —70-х годов XX в. и быстро превратилась в ведущую геотектоническую теорию. С точки зрения тектоники литосферных плит, или новой глобальной тектоники, геосинклинальные пояса возникают на границах взаимодействия континентальных и океанских литосферных плит.

Основная идея новой теории базировалась на признании разделения литосферы, т.е. верхней оболочки Земли, включающей земную кору и верхнюю мантию до астеносферы, на семь самостоятельных крупных (Евроазиатскую, Северо-Американскую, Южно-Американскую, Африканскую, Тихоокеанскую, Индийско-Австралийскую, Антарктическую) и ряд малых литосферных плит. Эти плиты в своих центральных частях лишены сейсмичности, они тектонически стабильны, а вот по краям плит сейсмичность очень высокая и там постоянно происходят землетрясения разной силы. Следовательно, краевые зоны плит испытывают большие напряжения, так как перемещаются относительно друг друга.

Определив особенности напряжения в очагах землетрясений на краях плит, удалось выяснить характер движения между плитами.

В одних случаях речь может идти о растяжении, т. е. расхождении плит вдоль оси срединно-океанских хребтов. Зона расхождения отмечена в рельефе срединно-океанских хребтов глубокими ущельями — *рифтами* (от англ. «рифт» — расщелина). Подобные границы, маркирующие зоны расхождения литосферных плит, называют *дивергентными* (от англ. «дивергенс» — расхождение).

Границы других плит в очагах землетрясений, наоборот, свидетельствуют об обстановке тектонического сжатия, т. е. в этих местах литосферные плиты движутся навстречу друг другу со скоростью приблизительно 10-12 см/год. Такие границы получили название *конвергентных* (от англ. «конвергенс» — схождение).

В земной коре существует еще один тип границ литосферных плит, где они смещаются горизонтально относительно друг друга, как бы сдвигаются, о чем говорит и обстановка скалывания в очагах землетрясений этих зон. Они получили название *трансформных разломов* (от англ. «трансформ» — преобразовывать), поскольку передают и преобразуют движения от одной зоны к другой.

Когда речь идет о литосферных плитах, следует помнить, что Земля шарообразная и плиты перемещаются по сфере. Современными геодезическими методами, включая космическую геодезию и высокоточные лазерные измерения,

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

установлены скорости движения литосферных плит и доказано, что океанские плиты движутся быстрее, чем более толстые континентальные плиты.

Литосферные плиты перемещаются согласно конвективному переносу вещества мантии. Процесс такого перемещения изучен в рифтовых зонах срединно-океанских хребтов, где относительно более нагретая мантия, поднимаясь к поверхности, подвергается плавлению. Она изливалась в виде базальтовых лав в рифтовой зоне и застывала. Далее в эти застывшие породы вновь внедрялась базальтовая магма и раздвигала в обе стороны более древние базальты. При этом океаническое дно как бы наращивалось, разрасталось. Подобный процесс получил название *спрединга* (от англ. «спрединг» — развертывание, расстилание). Таким образом, спрединг имеет скорость, измеряемую по обе стороны осевого рифта срединно-океанического хребта. Скорость разрастания океанического дна колеблется от нескольких миллиметров до 18 см в год.

По мере наращивания океанической литосферы по обе стороны от срединно-океанического хребта и удаления от него она становится холоднее и тяжелее и в конце концов постепенно опускается вниз до астеносферы. В местах опускания океанической литосферы глубина океана увеличивается. Процесс опускания океанической литосферы обусловлен также ее столкновением с континентальной литосферой. Тяжелая и холодная океаническая литосфера, подходя к более толстой и легкой континентальной, уходит под нее, как бы подныривает. Зоны, в которых океаническая кора пододвигается под континентальную, названы зонами *субдукции* (от англ. «сабдакшн» — погружение). Располагаются они по краям Тихого океана и на востоке Индийского. Зоны, где происходит субдукция, морфологически выражены глубоководными желобами, а сама погружающаяся океаническая холодная и упругая литосфера хорошо устанавливается по данным сейсмической томографии. Угол погружения океанских плит различный, вплоть до вертикального, и плиты прослеживаются до границы верхней и нижней мантий в 670 км. Некоторые плиты останавливаются на этом уровне, иногда выполаживаясь и как бы скользя по границе. Другие погружаются в нижнюю мантию, местами достигая практически поверхности внешнего ядра на глубине 2900 км.

Резкий изгиб океанической плиты в зоне субдукции вызывает напряжения в толщах горных пород, которые, разряжаясь, вызывают землетрясения. Гипоцентры или очаги землетрясений довольно четко маркируют границу трения между двумя плитами и образуют наклонную *сейсмофокальную зону,* погружающуюся под континентальную литосферу до глубин 700 км. Впервые эту зону обнаружил японский геофизик К. Вадати в 1935 г., а американский сейсмолог Х. Беньоф в 1955 г. подробно описал эти зоны, которые с тех пор стали называться *зонами Бенъофа*.

Погружение океанической литосферы приводит не только к землетрясениям, но и к вулканизму. При опускании литосферы до глубины 100-200 км в область высоких температур и давлений из горных пород начинают выделяться флюиды — перегретые минеральные растворы. Газообразные флюиды, внедряясь в горные породы континентальной литосферы вызывают их

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

плавление и образование магматических очагов, питающих цепи вулканов. Чем круче наклонена опускающаяся океаническая литосфера к глубоководному желобу, тем ближе к ним расположены цепи вулканических построек.

Следовательно, зона субдукции – это зона сильно расчлененного рельефа (океанских впадин), высокой сейсмичности и энергичной вулканической деятельности. Проявления процесса субдукции зависят от различных обстоятельств. Часть осадков, перекрывающих океаническую литосферу, подрезается краем континентальной плиты, и эти отложения не попадают на глубину, а приращиваются к континентальной плите в виде *аккреционного клина* (от англ. «аккрешион» — приращение). Какая-то часть осадочных отложений погружается вместе с океанической плитой в глубины мантии. В различных местах этот процесс идет разными путями. В ряде других мест погружающаяся океаническая литосферная плита разрушает, эродирует край континентальной литосферы и увлекает за собой вглубь ее фрагменты. Кроме явления субдукции существует так называемая обдукция, т. е. надвигание океанской литосферы на континентальную, примером которой является огромный тектонический покров (500 х 100 км) на восточной окраине Аравийского полуострова, сложенный типичной океанической корой, перекрывающей древние докембрийские толщи Аравийского щита. Следует также упомянуть о столкновении, или коллизии, двух континентальных плит, которые в силу относительной легкости слагающего их материала не могут погрузиться друг под друга, а сталкиваются, образуя горно-складчатый пояс с очень сложным внутренним строением. Так, например, возникли Гималайские горы, когда 50 млн лет назад Индостанская плита столкнулась с Азиатской. Подобным образом сформировался Альпийский горно-складчатый пояс при коллизии Африкано-Аравийской и Евразийской континентальных плит.

Тектоника литосферных плит позволила восстановить картину распада последнего суперматерика Пангеи-2, воссоздать картину раскрытия Атлантического и Индийского океанов. Теория тектоники литосферных плит впервые в истории геологии носит глобальный характер, так как касается всех районов земного шара и позволяет объяснить их историю развития, геологическое и тектоническое строение. На сегодняшний день эта теория наилучшим образом объясняет историю развития земной коры. Основные этапы геологической истории развития Земли

РЕПОЗИТОРИЙ ВГПУ

Тема21. Раннегеологический этап.

В настоящее время установлено, что Вселенная, в которой расположена наша Солнечная система, сформировалась около 14,5 млрд. лет назад.

По современным представлениям, Вселенная сформировалась за счет внезапного расширения вещества, или Большого Взрыва, до момента которого оно находилось в так называемом сингулярном состоянии при колоссальных давлениях и температуре. Процесс расширения Вселенной, обоснованный в 20-х годах XX в. нашим соотечественником А.А.Фридманом, продолжается и в настоящее время, о чем свидетельствует ряд фактов, рассматривавшихся в курсе «Общая геология»'.

Рождение Солнечной системы могло развиваться по следующему, наиболее обоснованному в настоящее время, сценарию. Он предполагает воздействие какой-то силы, по-видимому, взрыва сверхновой звезды, на облако межзвездного вещества массой около 100 тыс. солнечных масс. Плотность газово-пылевой туманности составляла от 10 тыс. до 1 млн. молекул на 1 $см^3$. Температура не превышала 20— 100 К. Иными словами, туманность была холодной. Предположительно, что химический состав вещества, слагавшего облако, был очень близок к составу метеоритов — углистых хондритов. Во время взрыва сверхновой звезды под действием ударной волны межзвездное вещество пришло в турбулентное состояние и начало сжиматься, вращаться и уплотняться, превратившись в итоге в диск с максимальной массой в центре и наибольшим моментом количества движения по периферии.

Когда сжатие и температура в центре образовавшегося диска достигли огромных значений, начались термоядерные реакции и возникла новая звезда — Солнце. Скорее всего, это произошло около 4,6 млрд лет назад, хотя не исключено, что это событие могло произойти несколько раньше — 5 — 6 млрд лет назад. Солнце содержит 99,8 % общей массы Солнечной системы и только 0,2 % приходится на все девять планет, причем один Юпитер обладает 0,1 % массы системы. Идущие внутри Солнца термоядерные реакции — слияния ядер водорода — протонов и образование ядер гелия с высвобождением колоссальной энергии, обеспечивают теплом и светом нашу планету и создают возможность жизни на ней. После своего рождения Солнце было особенно активным и его масса быстро уменьшалась за счет разноса вещества солнечным ветром. Эта аномальная активность длилась не более 1 млн. лет. Согласно наиболее распространенной модели, в кольцах межзвездной пыли происходит слипание, или аккреция, частиц.

Предполагается, что аккреция длилась не более 100 млн. лет, что на фоне возраста Земли (по последним данным — 4,45 ± 0,02 млрд. лет) составляет очень небольшой временной промежуток. В последней стадии этого кратковременного процесса аккреции участвовали большие планетезимали, возможно размером даже с Марс. Их соударение приводило к выделению огромного количества тепла, плавлению вещества слипшихся планетезималей и началу его дифференциации, приведшей к появлению жидкого ядра и мантии. Все это происходило в конце этапа аккреции в течение нескольких миллионов лет, в результате чего у Земли уже была первичная атмосфера, мантия и ядро.

Мощнейшая бомбардировка ранней Земли крупными метеоритами помимо разогрева планеты способствовала выделению газов, из которых конденсировалась первичная атмосфера, по-видимому, обладавшая сильным парниковым эффектом. Протоатмосфера состояла из H_20, $C0_2$, CH_4, CO, H_2S, $S0_2$, HC1 и ряда других газов и соединений, которые частично были растворены в первичной хлоридной и бессульфатной гидросфере, с которой атмосфера должна была находиться в равновесии. Следовательно, атмосфера и гидросфера должны были существовать с самых ранних стадий развития Земли. Благодаря разогреву, сопровождавшему аккрецию, мантия могла подвергнуться частичному плавлению до глубин 750 км, в результате чего образовался гипотетический магматический океан. Веществом, обладавшим свойствами жидкости, слагалось и ядро Земли. Его внутренняя, твердая часть сформировалась позже.

РЕПОЗИТОРИЙ ВГПУ

Таким образом, важно подчеркнуть, что уже на самой ранней стадии существования нашей планеты, стадии, получившей название «догеологической» (4,5 — 4,0 млрд. лет назад), были образованы: ядро, мантия, подразделявшаяся на нижнюю и верхнюю, а также, возможно, первичная кора, имевшая базальтовый состав.

Тема22. Раннегеосинклинальный, доплитный этап

Американский геолог Дж. Дана в 1872 г. наиболее древние метаморфические образования назвал архейскими (от греч. «археос» — древний). Вслед за ним У. Эммонс (1888) выделил верхнюю часть древнейших толщ под названием протерозой (от греч. «протерос» — первичный, «зоэ» — жизнь).

Докембрий охватывает 3,5 млрд. лет истории Земли, если не считать «догеологическую» стадию ее развития от момента образования планеты 4,6 млрд. лет назад до 4,45 млрд. лет, о которой известно очень мало. Сложность расчленения докембрийских отложений заключается в том, что в этот огромный промежуток времени не существовало таких групп организмов, которые испытывали бы быстрое развитие, что является непременным условием зональной стратиграфической шкалы — основы расчленения отложений фанерозоя.

Раннеархейский этап развития Земли охватывает промежуток времени от 4,0 до 3,5 млрд. лет, т.е. порядка 500 млн. лет, что вполне сравнимо по длительности со всем фанерозойским эоном.

Выделение древнейшего этапа в истории Земли, следы которого уже запечатлены в горных породах, связано с проблемой комплекса, относящегося к так называемым «серым гнейсам», впервые установленным на Канадском щите Северо-Американской платформы в 80-е годы XX .

Наиболее древние породы на земном шаре теперь известны практически на всех крупных платформах как северного, так и южного рядов.

На Северо-Американской платформе наиболее древние датированные породы обнажаются на Канадском щите в районе озера Верхнего, на полуострове Лабрадор, юго-западе Гренландии и в провинции Слейв на западе щита. В первом реки Миннесота, известны породы возраста 3,5 — 3,7 млрд. лет Все породы очень сильно дислоцированы и образуют тектонические покровы.

На Восточно-Европейской платформе комплекс «серых гнейсов» обнажен в пределах Балтийского и Украинского щитов.

На Сибирской платформе серогнейсовые комплексы были обнаружены в конце XX в. в центральной части Алданского щита, на Енисейском кряже и Омолонском массиве (3,4 — 3,5 млрд. лет.)

В пределах Китайско-Корейской платформы известны «серые гнейсы», которые имеют возраст 2,9 и 3,3 млрд. лет.

Комплекс «серых гнейсов» платформ южного ряда — Южно-Американской, Африканской, Индостанской, Австралийской и Антарктической — древнейшие

РЕПОЗИТОРИЙ ВГПУ

образования типа комплекса «серых гнейсов» распространены во многих местах щитов этих платформ.

Средний и поздний архей (3,5 — 2,5 млрд. лет назад) На всех щитах древних платформ и в пределах фундамента плит, перекрытых чехлом рифейских и фанерозойских отложений, наиболее примечательной чертой геологического строения является наличие трех основных типов комплексов пород, формирующих более или менее линейные зоны, обычно именуемые поясами.

Первый тип включает зеленокаменные пояса — мощные толщи закономерно изменяющихся пород от ультраосновных и основных вулканитов. Подобное строение зеленокаменных поясов в вертикальном разрезе типично для многих районов их развития на древних платформах.

Второй тип представлен орто- и парагнейсами, «пропитанными» гранитными массивами и превращенными в поля гранито-гнейсов, т. е. гнейсов, по составу отвечающих гранитам и обладающих гнейсовидной текстурой.

Третий тип образован гранулитовыми (гранулито-гнейсовыми) поясами. Под гранулитами понимаются метаморфические породы, сформировавшиеся в условиях средних давлений, высоких температур (750—1000 °С) и содержащие кварц, полевой шпат и гранит.

Отложения всех трех группу сильно дислоцированы с образованием надвигов и покровов, формирующих чешуйчатую структуру, в которой возможно сдваивание или страивание разреза. Поэтому приведенные выше оценки мощности отдельных подразделений, вероятно, завышены.

На Африканской платформе зеленокаменные пояса широко распространены и в пределах щита Зимбабве, где известны три генерации поясов с возрастом от 3,5 до 2,7 млрд. лет.

На Австралийской платформе ярким примером зеленокаменных поясов являются пояса блоков Пилбара и Иилгарн.

Зеленокаменные пояса и гранит-зеленокаменные области распространены также на Индостанской и Антарктической платформах.

На платформах северного, лавразийского, ряда архейские зеленокаменные пояса широко развиты в пределах Канадского щита Северо-Американской платформы, на Балтийском и Украинском щитах Восточно-Европейской платформы, Алданском щите Сибирской платформы, а также на Китайско-Корейской платформе.

Широким развитием зеленокаменные пояса характеризуются на Восточно-Европейской платформе, в пределах Балтийского и Украинского щитов, Воронежского массива и под фанерозойским чехлом Русской плиты.

Гранит-зеленокаменные области позднего архея (3,0 — 2,5 млрд. лет), слагающие значительную часть фундамента древних платформ, скорее всего, были сформированы под воздействием спрединга и субдукции.

Обращает на себя внимание сильная деформированность всех типов пород, так же как и присутствие полифазных концентрически-кольцевых куполов.

Высокая литологическая информативность пород зеленокаменных комплексов позволяет устанавливать мелководные и глубоководные обстановки, выявлять условия континентального склона и его подножия (флиш, турбидитные

РЕПОЗИТОРИЙ БГТУ

потоки). Важной составной частью разрезов являются железистые кварциты — джеспилиты, которые в ряде мест образуют крупные железорудные месторождения.

Таким образом, к концу архея можно предполагать существование уже довольно мощной (до 30 — 40 км) и зрелой континентальной коры. Была ли она сосредоточена в одном месте, образуя гигантский материк (Пангею), которому противостоял не менее гигантский океан — Панталасса, или блоки сиалической коры были распределены по поверхности земного шара так, что между ними оставались пространства с корой океанского типа, остается не совсем ясным.

В архейских образованиях известны следы примитивной органической жизни. Даже в древнейшем комплексе Исуа в Гренландии присутствует графит, в котором содержание изотопов $^{13}C/^{12}C$ почти такое же, как в современных органических остатках. Следы органической жизни известны в древних породах блока Пилбара (3,4 — 3,5 млрд. лет) в Западной Австралии, где обнаружены следы жизнедеятельности синезеленых водорослей — строматолиты.

Синезеленые водоросли — цианофиты — наиболее древние представители органической жизни, продукты жизнедеятельности синезеленых водорослей (строматолиты и онколиты) — эти примитивные представители органической жизни известны в отложениях возраста 3,5 — 3,0 млрд. лет.

Первыми живыми организмами были бактерии, превращавшие неорганические соединения в органические, используя солнечный свет. Бактерии разлагали сероводород, выделяя при этом серу. Синезеленые водоросли «научились» разлагать воду, выделяя кислород, а возникший в верхних слоях атмосферы озоновый слой предохранял от смертельного ультрафиолетового излучения организмы, которые могли существовать уже не только в толще воды, но и на суше.

Залежи полезных ископаемых в архейских породах относительно невелики. С одной стороны, это связано с небольшим развитием этих пород, а с другой — с низкой скоростью выноса рудных элементов из мантии в земную кору. Наиболее важными месторождениями полезных ископаемых архейского возраста являются месторождения Fe, Mn, Au, а также Cr—Ni — Ti, Co, Cи и графита.

РАННИЙ ПРОТЕРОЗОЙ (2,5-1,65 млрд. лет назад) Конец архея — начало протерозоя на уровне 2,6 — 2,5 млрд. лет является хорошо выраженным рубежом в пределах всех континентов.В раннем протерозое во всем объеме начинают проявляться новые структурные элементы — протоплатформы и настоящие подвижные пояса, хотя их прообразы существовали и в позднем архее. В течение 1 млрд. лет, вплоть до позднего рифея, развитие основных структурных элементов земной коры шло довольно медленно и скорости осадконакопления были невелики. Суперматерик Пангея-0 около 2,2 млрд. лет назад, просуществовав примерно 300 млн. лет, начал распадаться с образованием бассейнов с корой океанического типа.

Земная кора к началу протерозоя (около 2,5 млрд. лет назад) по своим параметрам была уже близка к современной, т.е. обладала достаточной прочностью, несмотря на более высокий, чем в настоящее время, тепловой поток. Сформировавшийся гигантский единый материк Пангея-0 в начале раннего протерозоя подвергся раздроблению, в результате которого обособились изометричные, относительно стабильные блоки земной коры — протоплатформы, а между ними — подвижные пояса

РЕПОЗИТОРИЙ ВГПУ

длиной многие сотни и даже тысячи километров и шириной первые сотни километров. Начало раздробления Пангеи-0 ознаменовалось, по-видимому, заложением рифтогенных структур, которые в дальнейшем, эволюционируя, превращались в более широкие, зонально построенные подвижные пояса. Свидетельством раздробления архейской коры являются широко распространенные рои даек основного состава.

Во второй половине раннего протерозоя (около 2,0—1,9 млрд. лет назад) подвижные пояса заканчивают свое развитие, раздавливаясь между сходящимися протоплатформами, и коллизионные процессы приводят к образованию гранулит-гнейсовых поясов сильной тектонотермальной переработки, включающей метаморфизм, гранитизацию и интенсивные деформации.

В конце раннего протерозоя возникла Пангея-1 — новый гигантский материк, практически полностью вышедший из-под уровня моря. Образование материка предполагает, что на другой половине Земли сосредоточилась водная масса, вытесненная из складчатых поясов.

Вопрос о составе раннепротерозойской атмосферы все еще остается дискуссионным. По одним данным, уже на рубеже архея и протерозоя количество кислорода в атмосфере приблизилось к современному, по другим — это произошло лишь к середине раннего протерозоя (2 млрд. лет назад). Увеличению содержания свободного кислорода должна была способствовать деятельность фотосинтезирующих бактерий и сине-зеленых водорослей, следы жизнедеятельности которых — разнообразные строматолиты — широко распространены в нижнепротерозойских отложениях. Ранний протерозой был выдающейся эпохой железорудного накопления. Важное промышленное значение имеют осадочные железные руды. Это джеспилитовые полосчатые руды относительно глубоководного происхождения, железосланцевые и железо-карбонатные руды и оолитовые прибрежно-морские железные руды.

Тема23. Неогей, плитный этап в развитии Земли

(ПОЗДНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ) Поздний протерозой — интервал геологического времени продолжительностью около 1 млрд. лет, начавшийся с карельской тектономагматической эпохи (ТМЭ) (1650+50 млн. лет назад) и продолжавшийся до байкальской ТМЭ (650 ±20 млн. лет назад), носит название рифея. Рубежами готской ТМЭ (1350 ±20 млн. лет назад) и гренвильской ТМЭ (1000 ±50 млн. лет назад) рифей делится на три части — нижний, средний и верхний.

Название «рифей» происходит от древнего наименования Урала (Ripheus) и впервые было предложено Н. С. Шатским для мощного комплекса позднедокембрийских отложений, развитых на Урале.

Нижний и средний рифей в зарубежных схемах принято рассматривать совместно в качестве среднего протерозоя, а под верхним протерозоем понимают верхний рифей и венд. Венд в нашей стране официально включается в состав верхнего протерозоя и им заканчивают докембрийский отрезок истории. Однако по содержащимся в нем органическим остаткам, вполне отвечающим понятию фанерозоя как времени существования «явной» жизни, так и в тектоническом отношении, венд все-таки больше тяготеет к фанерозою.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

В середине рифея начался распад Родинии (0,8 — 0,75 млрд. лет), начали раскрываться океанические бассейны: Протояпетус, Прототетис, Палеоазиатский, Протопацифик (Тихий океан) и ряд миниокеанов в пределах будущей Западной Гондваны. В новообразованных океанах вследствие субдукции появились вулканические дуги. В венде и начале кембрия происходило замыкание океанических бассейнов за счет приращения к ним вулканических дуг и различные блоки Западной Гондваны (современные Южная Америка и Африка) спаялись между собой. Уже в кембрии Западная и Восточная Гондвана соединилась благодаря байкальскому орогенезу, в результате чего образовался крупный континентальный массив Гондваны, просуществовавший до середины карбона (320 млн. лет), когда он вошел в состав Новой Пангеи.

Переходные слои между протерозоем и кембрием под названием «венд» впервые были выделены Б.С.Соколовым (1952) на территории Прибалтики. До

Вендская система соответствует подразделениям общей стратиграфической шкалы соответствующего ранга. Она определяется как планетарный комплекс разнофациальных отложений, заключенных между образованиями рифейской группы и древнейшими осадками кембрия и располагающихся в интервале 650 ± 10— 540 ± 10 млн. лет назад.

Вендское время, согласно постановлению Межведомственного стратиграфического комитета, включает эпоху массового развития бесскелетных многоклеточных и эпоху оледенения, называемого лапландским или варангерским. Эквиваленты вендской системы выделялись под названиями инфракембрия и эокембрия в Западной Европе, Америке и Африке и эдиакария в Австралии.

Вендские отложения тесно связаны с кембрийскими, хотя их и относят к концу позднего протерозоя. Западная часть Восточно-Европейской платформы является для венда стратотипической местностью. В вендское время произошло массовое развитие бесскелетных многоклеточных организмов (эдиакарская фауна). Континентальные блоки несмотря на распад Пангеи-1 еще сохраняли компактное расположение. В раннем венде на Восточно-Европейском и Сибирском континентах возникло оледенение (лапландское) и в позднем венде большинство авлакогенов прекратили свое развитие и на платформах началось образование синеклиз.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Тема24. Раннепалеозойский (каледонский) этап.

Палеозойская эра (эра древней жизни) начинает последний крупный эон в истории Земли — фанерозой (время явной жизни).

Палеозойская эра — наиболее продолжительная эра фанерозоя. Она началась 540 млн. лет назад и закончилась 230 млн. лет назад. В ее состав входят шесть периодов: кембрийский, ордовикский, силурийский, девонский, каменноугольный и пермский. К нижнему палеозою отнесятся кембрий и ордовик; к среднему — силур, девон и ранний карбон, а к верхнему — средний и поздний карбон и пермь. В зарубежной литературе преобладает двучленное деление палеозоя. При этом граница между ними проводится в основании девонской системы.

Проблема происхождения скелетной фауны палеозоя. Наиболее четким отличием палеозойской эры, как и всего фанерозоя, от более раннего криптозойского этапа развития Земли было стремительное развитие сложно организованных животных с твердым скелетом. Уже в отложениях конца кембрийского периода обнаруживаются представители всех основных типов беспозвоночных животных, и даже, возможно, в это время уже существовали и первые примитивные хордовые.

КЕМБРИЙСКИЙ ПЕРИОД

По данным радиогеохронологии, кембрийский период начался около 542 млн. лет назад и закончился, по мнению английских исследователей, 505, а французских — 500 млн. лет назад. По новейшим данным, границы кембрия соответственно равны 540 и 495 млн. лет. Кембрийская система впервые была выделена в 1835 г. английским исследователем А. Седжвиком и получила название от римского наименования Уэльса.

Главным событием кембрийского периода было появление и бурный расцвет многообразной фауны беспозвоночных, обладавших минеральным скелетом. Это произошло на фоне господства теплого климата и широкого распространения эпиконтинентальных морей. К началу периода был сформирован Мегаконтинент Гондвана, а будущие северные материки — Лаврентия, Балтика, Сибирь, Синокорея оказались разделенными океанами, которые продолжали расширяться в кембрии; их кора в настоящее время представлена офиолитами.

По мнению ряда исследователей, отмеченные изменения палеогеографической обстановки вместе с усилением в конце венда вулканической деятельности способствовали сначала резкому понижению содержания в атмосфере и в верхнем слое океана свободного кислорода, что привело к вымиранию эдиакарской биоты, а затем, наоборот, столь же резкому увеличению концентрации кислорода, который способствовал расцвету кембрийской фауны. Развитию этого процесса помогло также усиление апвеллинга глубинных вод, обогащенных органогенным веществом.

Материки концентрировались преимущественно вблизи экватора, что и способствовало установлению теплого климата, вероятно, вместе с усилением эксплозивного вулканизма. К концу кембрия в ряде регионов проявились деформации сжатия, поднятия, метаморфизм и гранитообразование, связанные с салаирской эпохой орогенеза.

ОРДОВИКСКИЙ ПЕРИОД

Впервые название «ордовикская система» появилось в 1879 г. в работе Ч.Лэпворта, посвященной расчленению нижнего палеозоя. Свое название система получила от племени ордовиков, населявших в древности Уэльс. Продолжительность ордовикского периода составляет 65 млн. лет. По одним данным, он начался 495 и закончился 440 млн. лет назад.

Большая часть Гондваны в позднем ордовике оставалась сушей, но мелкое море проникало в область будущего разъединения Западной Африки и севера Южной Америки.

Главные особенности ордовикского периода

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

■ сохранение единства Гондваны и площади остальных континентов при одновременном максимальном расширении в середине периода меж-континентальных океанов — Япетуса, Палеотетиса, Палеоазиатского;

■ проявление в позднем ордовике таконского орогенеза, приведшего к существенным изменениям во внутренней структуре ряда подвижных поясов, особенно Палеоазиатского океана;

■ господство теплого климата в течение раннего и среднего ордовика, затем резкое похолодание и появление покровного оледенения на Гондване и по ее периферии в связи с перемещением Гондваны в полярную область Южного полушария;

■ дальнейшее развитие органического мира с возможным появлением наземной растительности.

СИЛУРИЙСКИЙ ПЕРИОД

Силурийская система была установлена английским геологом Р.Мурчисоном (1835), как кембрий и ордовик, в Уэльсе. Название системы происходит от наименования древнего кельтского племени силуров.Объем силурийской системы с течением времени менялся.Продолжительность силурийского периода по сравнению с другими периодами довольно короткая — всего 30 или даже 25 млн. лет. По Международной шкале силур начался около 440 (435) млн. лет назад и закончился 410 млн. лет назад.

Сравнительно небольшой по продолжительности силурийский период является как бы переходным между талассократическим (т.е. с преобладанием морских условий) ордовикским и геократическим (т.е. с преобладанием суши) девонским. В начале периода местами на западе Гондваны еще сохранялись ледники, унаследованные от силура, но затем климат становился все более теплым. Силурийский период ознаменовался замыканием океана Япетус, моря Торнквиста и сокращением площади центрального и восточного Палеотетиса и Палеояпетского океана и закончился эпохой мощного горообразования, складчатости, гранитного магматизма и регионального метаморфизма. Она была заключительной для каледонской эры тектогенеза и продолжалась в раннем девоне, а местами и позднее, хотя в составе силурийской биоты еще преобладали те же беспозвоночные, что и в кембрии и ордовике, в частности граптолиты. Знаменательно появление позвоночных, в том числе первых рыб, и высших наземных растений — плауновых, наряду со мхами и грибами, населявшими сушу.

Тема25. Позднепалеозойский (герцинский) этап

ДЕВОНСКИЙ ПЕРИОД

Девонский период (система) был установлен в 1839 г. А. Седжвиком и Р.Мурчисоном на территории Англии, в графстве Девоншир, по имени которого и был назван.Девонский период начался 410 млн. лет назад и закончился 360 млн. лет назад. Следовательно, продолжительность периода составляет 50 млн. лет.

Девонский период был одним из переломных в истории Земли (рис.). Он завершил ранний и начал поздний палеозой. Рубеж силура и девона совпадает с кульминацией каледонского орогенеза, создавшего Североатлантический пояс

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

каледонид, спаявший Лаврентию и Балтию и создавший новый мегаконтинент Лавруссию. Это явилось первым шагом к образованию Вегенеровской Пангеи, или Пангеи-П. Каледонская эра завершилась акадско-лигарийско-тевобесским орогенезом в среднем девоне. В позднем девоне, начинающем герцинскую эру, ряд платформ — Восточно-Европейская, Баренцево-Печорская, Сибирская, Южно-Американская, Африканская и Австралийская — испытали рифтогенез, сопровождавшийся вулканизмом, преимущественно щелочно-базальтовым, а в Восточной Европе и Восточной Сибири — образованием алмазоносных кимберлитовых трубок.

Климат на протяжении девонского периода был теплым или даже жарким, аридным или влажным. В морях появились многочисленные ракообразные, рыбы, а на суше — обильная растительность, включая папоротники. Завершился девонский период бретонско-элсмирской фазой орогенеза, первой в герцинской эпохе тектогенеза.

КАМЕННОУГОЛЬНЫЙ ПЕРИОД

Каменноугольная, или карбоновая, система выделена английскими геологами У. Конибиром и У. Филлипсом (1822) в Западной Европе. Современный ее объем установлен А. Седжвиком и Р.Мурчисоном (1839). Свое название система получила по наличию в ее составе большого количества пластов каменного угля. Каменноугольный период начался 359 — 355 млн. лет назад и завершился 295 (298) млн. лет назад, т. е. его продолжительность около 55 млн. лет.

Главными событиями каменноугольного периода были, конечно, возникновение суперконтинента Пангеи-2 за счет объединения мега-континентов Гондваны и Лавруссии и образование огромного покровного оледенения, охватившего Гондвану. Но оба эти события отмечаются во второй половине карбона, в то время как в раннем карбоне повсеместно господствовал теплый климат, моря имели широкое распространение и в целом палеогеографическая и палеотектоническая обстановка была унаследована от позднего девона.

Образование единой Пангеи-2 произошло благодаря коллизии Западной Гондваны с Лавруссией в районе юга Северной Америки и Западного Средиземноморья, сопровождаясь мощными тектоническими деформациями, гранитоидным магматизмом, метаморфизмом и горообразованием во всем коллизионном поясе от Северной Мексики до Центральной Европы. В то же время восточнее остаточный Палеотетис в виде огромного залива открывался в Палеопацифику. В этом заливе существовали микроконтиненты — отторженцы Гондваны, которые последовательно причленялись к южному краю восточной Лавразии, вызывая складчато-надвиговые деформации. А в их тылу шло раскрытие бассейнов Мезотетиса. Господство за пределами области оледенения теплого и влажного климата создало условия для пышного развития различной древесной растительности и для образования обширных зон угленакопления. Продолжавшаяся эволюция животного мира привела к появлению земноводных (амфибий), пресмыкающихся (рептилий), а также насекомых.

ПЕРМСКИЙ ПЕРИОД

Пермская система была выделена Р. Мурчисоном (1841) в западном Приуралье и названа по наименованию Пермской губернии.

РЕПОЗИТОРИЙ ВГУ

Пермский период прошел под знаком развития тенденций, наметившихся во второй половине карбона . К началу перми в основном завершилось становление Пангеи-И, сомкнулись Балтия, Казахстан и Сибирь, сформировалась единая Лавразия. Огромные морские бассейны сохранились лишь на северо-западном и восточном окончании Палеоазиатского океана, соответственно в Новоземельской, Монголо-Охотской и Солонкер-Гиринской системах.

После заключительных деформаций заальской фазы платформенный режим установился на территории Северной Европы и прилегающей Арктики, в середине перми затопленной Цехштейновым морем. Покровное оледенение Гондваны постепенно деградировало, и ледниковые отложения сменились здесь угленосными, а затем и красноцветными толщами.

В целом для пермского периода характерны весьма контрастные климатические условия, и он завершился вымиранием многих групп палеозойской фауны. Причины этого события дискуссионны — одни усматривают их в резких изменениях палеогеографической обстановки, химизме.

Тема26. МЕЗОЗОЙСКий (киммерийский) этап

Мезозойская эра подразделяется на три периода (системы): триасовый, юрский и меловой. Общая продолжительность эры составляет около 180 млн. лет.

ТРИАСОВЫЙ ПЕРИОД

Триасовая система была выделена бельгийским ученым Ж. Омалиусом Д'Аллуа (1831) под названием «кейперские отложения». Под этим названием им были объединены развитые на севере Западной Европы, в Германском бассейне, отложения пестрого песчаника, раковинного известняка и радужных мергелей.

В триасе заканчивается, хотя и не вполне , существование единой Пангеи-2 и в ее составе единой Гондваны (Лавразия просуществовала гораздо дольше — до конца мезозоя).

Пангею почти со всех сторон окаймляют зоны субдукции, под которыми развиваются краевые вулканоплутонические пояса. Между тем в ее внутренних частях нарастают процессы рифтогенеза. Наиболее мощными рифтовыми системами были Африканско-Североатлантическая, Карело-Западносибирская с их ответвлениями, южная Африкано-Индийская, Западно-Австралийская; многим из них предстояло позже дать начало осям спрединга молодых океанов.

Заканчивается в триасе и господство теократических условий, продержавшихся более 100 млн. лет (с середины карбона). Сохраняется теплый, даже жаркий климат. Органический мир в начале периода еще носит переходный от палеозоя характер, но в общем испытывает изменения. В море получают широкое распространение аммоноидеи, на суше — рептилии.

Заканчивается триасовый период мощным импульсом орогенеза — индосинийским или раннекиммерийским, приведшим к существенным изменениям палеогеографической и палеотектонической обстановок в области Тетиса и его периферии и обширным платобазальтовым магматизмом.

ЮРСКИЙ ПЕРИОД

РЕПОЗИТОРИЙ ВГПУ

Юрский период начался 203 млн. лет назад и закончился 144 (133) млн. лет назад, продолжаясь, таким образом, около 30 (40) млн. лет. В современном объеме юрская система была установлена (1822) немецким естествоиспытателем А. фон Гумбольдтом, который отнес к «формации юры» известняки, развитые в Юрских горах Швейцарии и Франции.

Юрский период ознаменовался началом распада последней Пангеи-П, в частности Гондваны, и образованием Атлантического и Индийского океанов (рис.). В конце средней юры океан Тетис с его продолжением в Центральную Атлантику и Мекеикано-Карибский регион полностью отделил Лавразию от Гондваны. Начало и конец юрского периода характеризовались также крупными эпохами орогенеза, соответственно ранне- и позднеларамийской. Первая наиболее мощно проявилась в Восточной и Юго-Восточной Азии, вторая — в Тихоокеанском кольце подвижных поясов.

Климат в течение всего периода оставался теплым и преимущественно влажным. Среди морской фауны господствовали аммониты, а среди наземной наступило господство динозавров, в то время как моря осваивались крупными ящерами-плезиозаврами, ихтиозаврами.

МЕЛОВОЙ ПЕРИОД

Меловой период продолжительностью 70 (80) млн. лет начался 145 (135) млн. лет назад и закончился 65 млн. лет назад. Меловая система в современном объеме была выделена бельгийским геологом Ж. д'Омалиусом д'Аллуа (1822) в Англо-Парижском бассейне. Свое название она получила от характерной породы — белого писчего мела, широко распространенного в Европе, от Британских островов до Прикаспия. В системе выделяют два отдела. Такое разделение было рекомендовано на 3-м МГК (Берлин, 1885) и используется по настоящее время.

В течение мелового периода продолжился активный распад Пангеи-П и Гондваны в ее составе и начался распад Лавразии (рис.). Одновременно происходило расширение молодых океанов. Была образована Южная Атлантика, в середине периода соединившаяся с Центральной, и началось продвижение спрединга из Центральной Атлантики в северном направлении. Расширение Индийского океана было сопряжено с распадом Восточной Гондваны на отдельные континенты: Индию, Австралию, Антарктиду. Началось формирование Северного Ледовитого океана — в раннем мелу образовалась Канадская котловина, в позднем — котловина Макарова — Толля (Подводников). Между тем в результате появления трех крупных фаз орогенеза: позднекиммерийского в начале мела, австрийского — в середине и ларамийского в конце периода, началось сокращение океанского бассейна Тетиса и усилились тектонические деформации и горообразование в разных сегментах Тихоокеанского кольца подвижных поясов.

Глобальный климат на протяжении мелового периода оставался теплым. В морях сохранили свое значение аммониты и белемниты, усилилась роль двустворчатых моллюсков, среди которых наиболее специфическими были иноцералы и рудисты, появились крупные фораминифе-ры — орбитолиты в раннем, орбитофиты в позднем мелу, достиг наивысшего расцвета нанопланктон, в частности кокколитофориты — главные создатели писчего мела, процветали крупные морские ящеры. На суше продолжалось господство динозавров,

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

появились птицы, сильно распространились насекомые. В середине мела, особенно начиная с альба, произошло коренное изменение состава растительности — голосеменные уступили место покрытосеменным и тем самым мезозойская флора уже в мелу сменилась кайнозойской.

Закончился меловой период великим вымиранием органического мира, втором по значению после пермско-триасового. Наиболее вероятным его объяснением является падение на Землю крупного астероида.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Тема27. кайнозойский (альпийский) этап

Кайнозойская эра — последний крупный этап геологической истории, продолжающийся по настоящее время.

ПАЛЕОГЕНОВЫЙ ПЕРИОД

Палеогеновый период начался 65 млн. лет назад и закончился 23,5 млн. лет назад, т.е. продолжался 41,5 млн. лет. Деление палеогена на три отдела общепринято (палеоцен, эоцен, олигоцен).

В палеогене продолжающийся распад Пангеи-П приводит к становлению в основных чертах современного структурного плана Земли. В раннем палеогене главные события происходят в северной половине Северного полушария — образование Северной Атлантики и Евразийской впадины Северного Ледовитого океана с окончательным отделением Гренландии, как от Северной Америки, так и от Европы, что означает полный распад Лавразии. Крупные события совершаются в конце эоцена — столкновение ставшей единой Индо-Австралийской плиты с южным краем Европии. Оно приводит к распаду Тетиса, началу образования Гималаев и лежащего севернее Центрально-Азиатского горного пояса, возникшего на месте ранее пенепленизированной суши. В Южном полушарии раскрывается море Скотия (Скоша), отделяя Антарктиду от Южной Америки. Тектонические деформации конца эоцена охватывают Средиземноморский пояс, означая начало образования Альпийско-Гималайского пояса горных сооружений с их передовыми и межгорными прогибами. В олигоцене имеет место наиболее значительное за весь фанерозой падение уровня Мирового океана. Теплый климат, продолжавший господствовать в раннем палеогене, сменяется похолоданием и приводит к появлению в Антарктиде оледенения.

Животный мир в палеогене существенно обновился после великого вымирания в конце мела многих групп организмов. Гигантские рептилии исчезают на суше и в море. Их место занимают быстро развивающиеся млекопитающие. В море место ортитидов занимают нуммулиты, место рудистов и иноцерамов — другие семейства двустворчатых моллюсков, флора становится еще ближе к современной.

НЕОГЕНОВЫЙ ПЕРИОД

Неогеновый период начался 23,5 млн. лет назад и закончился 1,8 млн. лет назад.

Название «миоцен» (от греч. «миос» — малый и «ценос» — новый) предложено Ч.Лайелем (1841) для верхнего подразделения третичной системы. Плиоценовыми (дословно «плиоцен» — более новый) Ч.Лайель впервые назвал в 1841 г. отложения, которые завершали третичную систему.

В течение неогенового периода практически завершается становление современного структурного плана Земли. Это выражается в отделении Аравийской литосферной плиты (микроплиты) от Африканской благодаря раскрытию в

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

миоцене Аденского залива, в плиоцене Красного моря и образования Левантийского (Западно-Аравийского) сдвига по ее западной периферии. В начале плиоцена образуются Гибралтарский и Берингов проливы, углубляется пролив Фрама, соединивший Европейский бассейн Арктического океана с Северной Атлантикой, вскоре Панамский перешеек соединяет Северную и Южную Америку. Горные сооружения Альпийско-Гималайского, Центрально-Азиатского и Кордильерского поясов в конце миоцена — начале плиоцена вступают в позднеорогенную стадию развития, и их рост резко ускоряется. Климат испытывает все нарастающее похолодание. Оледенение Антарктиды становится покровом, а в плиоцене начинает покрываться льдами Северный Ледовитый океан, на Исландии и в горных хребтах, в частности на юге Анд, появляются ледники. Поднятие Гималаев создает экран для муссонных дождей Южной Азии и к северу от них, на обширных пространствах Центральной Азии происходит ранняя аридизация климата и возникают обширные пустыни. Состав флоры и фауны неуклонно приближается к современному. Появляются гомоноиды, более близкие к настоящему человеку, чем современные человекообразные обезьяны.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ (АНТРОПОГЕНОВЫЙ) ПЕРИОД

Последний геологический, ныне продолжающийся четвертичный период был выделен в 1829 г. бельгийским геологом Ж.Денуайе. В настоящее время чаще используют название «антропогеновый период». Это название было предложено А. П. Павловым.

В течение четвертичного периода на Земле произошли значительные палеогеографические изменения, установлено несколько ледниковых эпох и эпизодов, каждый из которых был связан с развитием обширных ледников в высоких и средних широтах Северного полушария. Эти эпизоды вызывали резкие изменения в биогеографическом и экологическом развитии наземных и морских организмов. Понижение уровня Мирового океана и ледниковая эрозия обусловили интенсивный вынос терригенного материала в глубоководные части океанских бассейнов. Происходили значительные колебания биопродуктивности океана. Менялись скорости поступления биогенных осадков на дно, а также интенсивность растворения карбонатов с глубиной. Усиление ветров вызывало увеличение скорости накопления абиогенных пелагических осадков, часть которых выносилась в океан из аридных и семиаридных континентальных областей.

Рост горных сооружений в подвижных поясах Земли, активизировавшихся в конце миоцена, достиг своей кульминации в четвертичное время, когда, соответственно, и возник их высокогорный рельеф. Это, несомненно, способствовало развитию горного оледенения.

Но, конечно, главным событием четвертичного периода явилось быстрое развитие гоминид, приведшее в конечном итоге к появлению современного человека — Номо сапиенс.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

А.Ф. Санько, М.Г. Ясовеев, Г.И. Литвинюк

Общая геология
с элементами геологии Беларуси

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Минск-2005

УДК 55 (075.8)
ББК 26.3.я73
Г 95

Публикуется по решению Совета факультета естествознания Белорусского государственного педагогического университета им. М. Танка

Рецензенты: **С.А. Кручек**, кандидат геолого-минералогических наук (Институт геохимии и геофизики НАН Беларуси)

С.А. Тихонов, кандидат геолого-минералогических наук, факультет естествознания Белорусского государственного педагогического университета им. М. Танка

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Санько А.Ф., Ясовеев М.Г., Литвинюк Г.И.
Общая геология с элементами геологии Беларуси: Учебное пособие для педагогических вузов. – Мн., 2005. – 196 с., 5 табл., 40 рис.

Назначение настоящего пособия — дать студентам непрофильных специальностей по возможности ясное представление о Земле как природном теле, о составе и строении Земли, земной коры, о минералах и горных породах. В главах пособия освещены экзогенные и эндогенные процессы, их взаимодействие и взаимообусловленность. Изложены основные понятия, касающиеся геологической деятельности поверхностных и подземных вод, геологической деятельности ледников и других геологических явлений. Показывается природа тектонических движений и деформаций, причины землетрясений в свете новой глобальной концепции – тектоники литосферных плит. Приведены примеры проявления геологических процессов и явлений на территории Беларуси, кратко освящены особенности ее геологического строения.

Пособие предназначается для студентов педагогических университетов, изучающих курс общей геологии по специальности география – биология, биология – химия, биология – психология.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 6
Введение 7
Глава 1. ФОРМА, РАЗМЕРЫ И СТРОЕНИЕ ЗЕМЛИ 13
1.1. Форма и размеры Земли 13
1.2. Внутреннее строение Земли 14
1.3. Строение земной коры 17
1.4. Термодинамические условия 18
Глава 2. ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ЗЕМНОЙ КОРЫ 23
2.1. Химический состав земной коры 23
2.2. Минералы 23
2.3. Горные породы 41
Глава 3. ПРОЦЕССЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ (ГИПЕРГЕНЕЗА) 57
3.1. Физическое выветривание 57
3.2. Химическое выветривание 59
3.3. Кора выветривания 62
3.4. Кора выветривания и полезные ископаемые 63
3.5. Почвы и почвообразование 64
Глава 4. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ВЕТРА 67
4.1. Дефляция и корразия 67
4.2. Перенос 70
4.3. Аккумуляция и эоловые отложения 71
4.4. Типы пустынь 75
Глава 5. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ПОВЕРХНОСТНЫХ ТЕКУЧИХ ВОД 77
5.1. Плоскостной склоновый сток 77
5.2. Деятельность временных русловых потоков 78
5.3. Деятельность рек 80
5.4. Строение пойм и фациальный состав аллювия 86
5.5. Цикловые эрозионные врезы и надпойменные речные террасы 87
5.6. Устьевые части рек 90
5.7. Теоретическое и практическое значение деятельности рек 91
Глава 6. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ПОДЗЕМНЫХ ВОД 93
6.1. Виды воды в горных породах 93
6.2. Происхождение подземных вод 96
6.3. Классификация подземных вод 98
6.4. Грунтовые воды и их режим 99
6.5. Напорные подземные воды 101
6.6. Общая минерализация и химический состав подземных вод 102

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

6.7. Минеральные воды ……103
6.8. Карстовые процессы ……105
6.9. Оползневые процессы ……107
Глава 7. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ЛЕДНИКОВ ……109
7.1. Типы ледников ……109
7.2. Движение ледников ……111
7.3. Экзарационная деятельность ледников ……112
7.4. Транспортная и аккумулятивная деятельность ледников …… 114
7.5. Водно-ледниковые и озерно-ледниковые отложения ……118
7.6. Геологические процессы в перигляциальной области …… 121
7.7. Криогенные формы рельефа ……123
7.8. Оледенения в истории Земли ……126
7.6. Ледниковые отложения на территории Беларуси ……128
7.9. Причины возникновения оледенений ……132
Глава 8. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ОКЕАНОВ И МОРЕЙ ……135
8.1. Основные особенности подводного рельефа океанов и морей ……135
8.2. Разрушительная деятельность моря ……137
8.3. Образование осадков в океанах и морях и их генетические типы ……138
8.4. Диагенез и последиагенетические изменения осадочных пород ……144
8.5. Понятие о фациях ……148
Глава 9. МАГМАТИЗМ …… 150
9.1. Понятие о магме ……150
9.2. Интрузивный магматизм ……152
9.3. Вулканизм ……154
9.4. Типы вулканических построек ……156
9.5. Типы вулканических извержений ……157
9.6. Поствулканические явления ……158
9.7. Географическое распространение современных вулканов ……160
9.8. Практическое значение изучения вулканизма ……162
Глава 10. МЕТАМОРФИЗМ ……163
10.1. Факторы метаморфизма ……163
10.2. Основные типы метаморфизма ……165
10.3. Стадии и фации метаморфизма ……167
10.4. Структуры и текстуры метаморфических горных пород ……169
Глава 11. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ И ДЕФОРМАЦИИ ГОРНЫХ ПОРОД ……170
11.1. Понятие изостазии ……170
11.2. Вертикальные и горизонтальные движения ……171
11.3. Неотектонические движения …… 173
11.4. Тектонические нарушения ……173
11.5. Складчатые нарушения ……174
11.6. Разрывные нарушения ……179

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Глава 12. ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ……..……182
12.1. Очаг, сейсмические волны, магнитуда и энергия землетрясений …..183
12.2. Географическое распространение землетрясений ……..……..186
12.3. Прогноз землетрясений ……..……188
Глава 13. ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ
И ТЕКТОНИКА ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ ……..……...190
Глава 14. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ
ТЕРРИТОРИИ БЕЛАРУСИ ……...199
Литература …….. 203
Предметный указатель ……..……205

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

ПРЕДИСЛОВИЕ

При подготовке учителей географии, биологии и химии курсу общей геологии уделяется значительное внимание. Из этого курса студенты приобретают знания о строении и составе Земли, земной коры, учатся определять минералы и горные породы. Изучение геологии способствует повышению общекультурного уровня студентов и материалистического понимания мира.

Настоящее пособие по курсу «Общая геология» соответствует программе курса, читаемого студентам негеологических специальностей Белорусского государственного педагогического университета им. М. Танка. В пособии учтены новые геологические материалы по строению континентов и океанов, полученные за последние годы. При написании пособия авторы преследовали следующие цели: создать пособие, достаточно полное по содержанию и вместе с тем компактное по объему, отразить современные представления о происхождении и строении Земли и земной коры, строении и осадках океанов, закономерностях и причинах магматизма, тектогенеза, оледенений и других геологических процессов, а также сочетать научный характер изложения с доступностью для студентов первого курса. В то же время в учебнике подобран геологический материал, актуальный в первую очередь для территории Беларуси.

Главы 1, 2, 12, 13 написаны Г.И. Литвинюком, главы 3, 4, 5, 6, 8 — М.Г. Ясовеевым, главы 7, 9, 10, 11, 14 — А.Ф. Санько.

Авторы приносят благодарность рецензентам – кандидату геолого-минералогических наук С.А. Кручеку и кандидату геолого-минералогических наук С.А. Тихонову за анализ рукописи и ценные рекомендации.

Замечания по пособию просьба направлять по адресу: 220050, Минск, ул. Советская 18, БГПУ им. М. Танка, факультет естествознания, кафедра физической географии.

Авторы

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

ВВЕДЕНИЕ

Геология (греч. «гео» – земля, «логос» – учение) – фундаментальная наука о Земле. Она занимается изучением состава, строения, истории развития Земли и процессов, протекающих в ее недрах и на поверхности. В современном понятии этот термин начал применяться с XVII века. Современная геология использует новейшие достижения и методы ряда естественных наук – математики, физики, химии, биологии, географии. Значительный прогресс в указанных областях наук и геологии ознаменовался появлением и развитием важных пограничных наук о Земле – геофизики, геохимии, биогеохимии, кристаллохимии, палеогеографии, позволяющих получить данные о составе, состоянии и свойствах вещества глубоких частей земной коры и оболочек Земли, расположенных ниже. Особо следует отметить многостороннюю связь геологии с географией (ландшафтоведением, климатологией, гидрологией, гляциологией, океанографией) в познании различных геологических процессов, совершающихся на поверхности Земли. Взаимосвязь геологии и географии особенно проявляется в изучении рельефа земной поверхности и закономерностей его развития. Геология при изучении рельефа использует данные географии, так же как и география опирается на историю геологического развития и взаимодействия различных геологических процессов. Вследствие этого наука о рельефе – геоморфология фактически является также пограничной наукой.

Геология как наука изучает всю нашу планету, но она также детально занимается минералами, горными породами, ископаемыми органическими остатками и рудами – исследует, как они образовались, какие изменения претерпели, как можно восстановить по ним геологическую историю. Горные породы могут показаться неизменными. Однако каждый валун содержит в себе свидетельства своего происхождения и следы многих испытанных им изменений. Геологи справедливо предполагают, что силы и процессы, изменяющие Землю сегодня, действовали, в основном таким же образом, и в прошлом. Ветры, дожди, реки, морские волны, вулканы – все они в прошлом влияли на поверхность Земли точно так же, как это происходит сейчас. На Земле меняется все. Правда, одни процессы совершаются быстро (землетрясение), другие – слишком медленно по сравнению с временем жизни людей. Однако геологические силы, действующие в течение тысяч, миллионов и даже миллиардов лет, способны производить гигантскую работу – скажем, сровнять с землей высокие горы. Чтобы понять то, о чем рассказывает, например, простой валун, надо обладать точными и обширными знаниями как о процессах, происходящих ныне в земных недрах, так и о глубинном залегании горных пород.

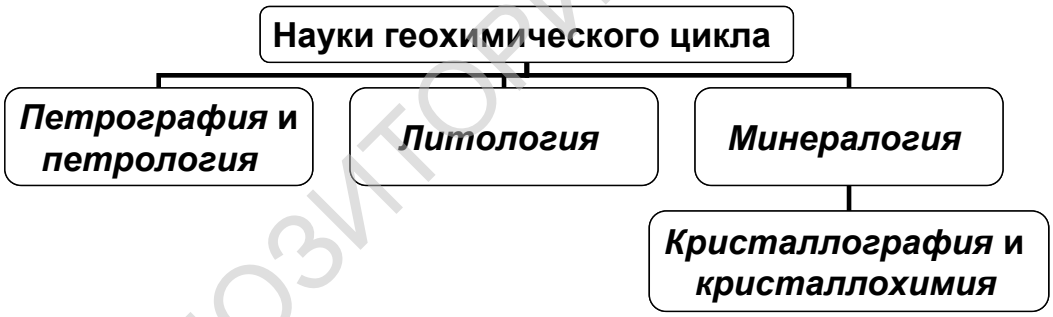
По геофизическим данным в строении Земли выделяется несколько геосфер: земная кора, мантия и ядро Земли. Предметом непосредственного изучения геологии являются земная кора с подстилающей твердой частью верхней мантии – *литосфера* (греч. «литос» – камень). Сложность изучаемого

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

объекта вызвала значительную дифференциацию геологических наук, комплекс которых совместно с пограничными науками (геофизикой, геохимией и др.) позволяет детальнее изучить ее строение, сущность совершающихся процессов, историю развития и др.

Одним из нескольких основных направлений в геологии является изучение вещественного состава литосферы: горных пород, минералов, химических элементов. Одни горные породы образуются из магматического силикатного расплава и называются *магматическими* или *изверженными*, другие - путем осаждения и накопления в морских и континентальных условиях и называются *осадочными;* третьи - за счет изменения различных горных пород под влиянием температуры и давления, жидких и газовых флюидов и называются *метаморфическими.*

Изучением вещественного состава литосферы занимается комплекс геологических наук, объединяющихся часто под названием геохимического цикла. К ним относятся: *петрография* (греч. «петрос» – камень, скала, «графо» – пишу, описываю), или *петрология* – наука, изучающая магматические и метаморфические горные породы, их состав, структуру, условия образования, степень изменения под влиянием различных факторов и закономерность распределения в земной коре. *Литология* (греч. «литос» – камень) – наука,



изучающая осадочные горные породы. *Минералогия* – наука, изучающая минералы – природные химические соединения или отдельные химические элементы, слагающие горные породы. *Кристаллография* и *кристаллохимия* занимаются изучением кристаллов и кристаллического состояния минералов. *Геохимия* – обобщающая синтезирующая наука о вещественном составе литосферы, опирающаяся на достижения указанных выше наук и изучающая историю химических элементов, законы их распределения и миграции в недрах Земли и на ее поверхности. С рождением изотопной геохимии в геологии открылась новая страница в восстановлении истории геологического развития Земли.

Изучение вещественного состава литосферы, как и других процессов, производится различными методами. В первую очередь это прямые геологические методы - непосредственное изучение горных пород в естественных обнажениях на берегах рек, озер, морей, разрезов шахт, рудников, кернов буровых скважин. Все это ограничено относительно небольшими глубинами.

РЕПОЗИТОРИЙ БГТУ

Наиболее глубокая Кольская скважина достигла всего лишь 12262 м, а самая глубокая шахта в Индии – 3,7 км. Но более глубокие горизонты земной коры и части верхней мантии также доступны непосредственному изучению. Этому способствуют извержения вулканов, доносящие до нас обломки пород верхней мантии, заключенные в излившейся магме - лавовых потоках. Такая же картина наблюдается в алмазоносных трубках взрыва, глубина возникновения которых соответствует 150-200 км. Помимо указанных прямых методов в изучении веществ литосферы широко применяются оптические методы и другие, физические и химические исследования – рентгеноструктурные, спектрографические и др. Широко используются математические методы для оценки достоверности химических и спектральных анализов, построения рациональных классификаций горных пород и минералов и др. В последние десятилетия применяются, в том числе и с помощью ЭВМ, экспериментальные методы, позволяющие моделировать геологические процессы; искусственно получать различные минералы, горные породы; воссоздавать огромные давления и температуры и непосредственно наблюдать за поведением вещества в этих условиях; прогнозировать движение литосферных плит и даже, в какой-то степени, представить облик поверхности нашей планеты в будущем, через многие миллионы лет.

Следующим направлением геологической науки является *динамическая геология,* изучающая разнообразные геологические процессы, формы рельефа земной поверхности, взаимоотношения различных по генезису горных пород, характер их залегания и деформации. Известно, что в ходе геологического развития происходили многократные изменения состава, состояния вещества, облика поверхности Земли и строения земной коры. Эти преобразования связаны с различными геологическими процессами и их взаимодействием. Среди них выделяются две группы: 1) *эндогенные* (греч. «эндос» -- внутри), или *внутренние,* связанные с тепловым воздействием Земли, напряжениями, возникающими в ее недрах, с гравитационной энергией и ее неравномерным распределением; 2) *экзогенные* (греч. «экзос» – снаружи, внешний), или *внешние,* вызывающие существенные изменения в поверхностной и приповерхностной частях земной коры. Эти изменения связаны с лучистой энергией Солнца, силой тяжести, непрерывным перемещением водных и воздушных масс, циркуляцией воды на поверхности и внутри земной коры, с жизнедеятельностью организмов и другими факторами. Все экзогенные процессы тесно связаны с эндогенными, что отражает сложность и единство сил, действующих внутри Земли и на ее поверхности.

В область динамической геологии входит *геотектоника* (греч. «тектос» – строитель, структура, строение) – наука, изучающая структуру земной коры и литосферы и их эволюцию во времени и пространстве. Частные ветви геотектоники составляют: структурная геология, занимающаяся формами залегания горных пород; тектонофизика, изучающая физические основы деформации горных пород; региональная геотектоника, предметом изучения

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

которой служит структура и ее развитие в пределах отдельных крупных регионов земной коры. Важными разделами динамической геологии являются *сейсмология*

(греч. «сейсмос» – сотрясение) – наука о землетрясениях и *вулканология,* занимающаяся современными вулканическими процессами.

История геологического развития земной коры и Земли в целом является предметом изучения исторической геологии, в состав которой входит *стратиграфия* (греч. «стратум» – слой), занимающаяся изучением последовательности формирования толщ горных пород и расчленением их на различные подразделения, а также *палеогеография* (греч. «паляйос» – древний), изучающая физико-географические обстановки на поверхности Земли в геологическом прошлом, и *палеотектоника,* реконструирующая древние структурные элементы земной коры. Расчленение толщ горных пород и установление относительного геологического возраста слоев невозможны без изучения ископаемых органических остатков, которым занимается *палеонтология,* тесно связанная как с биологией, так и с геологией. Следует подчеркнуть, что важной геологической задачей является изучение геологического строения и развития определенных участков земной коры, именуемых регионами и обладающих какими-то общими чертами структуры и эволюции. Этим занимается обычно *региональная геология,* которая практически использует все перечисленные ветви геологической науки, а последние, взаимодействуя между собой, дополняют друг друга, что свидетельствует о их тесной связи и неразрывности. При региональных исследованиях широко используются дистанционные методы наблюдения, которые осуществляются с вертолетов, самолетов и с искусственных спутников Земли.

Косвенные методы познания, в основном глубинного строения земной коры и Земли в целом, широко используются *геофизикой* – наукой, основанной на физических методах исследования. Благодаря различным физическим полям, применяемым в подобных исследованиях, выделяются магнитометрические, гравиметрические, электрометрические, сейсмометрические и ряд других методов изучения геологической структуры. Геофизика тесно связана с физикой, математикой и геологией.

Одна из важнейших задач геологии – прогнозирование залежей минерального сырья, составляющего основу экономической мощи государства.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Этим занимается наука о месторождениях полезных ископаемых, в сферу которой входят как рудные и нерудные ископаемые, так и горючие – нефть, газ, уголь, горючие сланцы. Не менее важным полезным ископаемым в наши дни является вода, особенно подземная, происхождением, условиями залегания, составом и закономерностями движений которой занимается наука *гидрогеология* (греч. «гидер» – вода), связанная как с химией, так и с физикой и, конечно же, с геологией.

Важное значение имеет *инженерная геология* – наука, исследующая земную кору в качестве среды жизни и разнообразной деятельности человека. Возникнув, как прикладная ветвь геологии, занимающаяся изучением геологических условий строительства инженерных сооружений, эта наука в наши дни решает важные проблемы, связанные с воздействием человека на литосферу и окружающую среду. Инженерная геология взаимодействует с физикой, химией, математикой и механикой, с одной стороны, и с различными дисциплинами геологии – с другой, с горным делом и строительством – с третьей. За последнее время оформилась как самостоятельная наука *геокриология* (греч. «криос» – холод, лед), изучающая процессы в областях развития многолетнемерзлых горных пород "вечной мерзлоты", занимающих почти 14,5 % или 35 млн км^2 поверхности суши. Геокриология тесно связана с инженерной геологией.

С началом освоения космического пространства возникла *космическая геология,* или *геология планет.* Освоение океанских и морских глубин привело к появлению *морской геологии,* значение которой быстро возрастает в связи с тем, что уже сейчас почти треть добываемой в мире нефти приходится на акватории морей и океанов.

Главные народнохозяйственные задачи геологии:

- поиск и открытия новых месторождений различных полезных ископаемых, являющихся основной базой для развития промышленности и сельского хозяйства;
- изучение и определение ресурсов подземных вод, необходимых для питьевого и промышленного водоснабжения, а также мелиорации земель;
- инженерно-геологическое обоснование проектов возводимых крупных сооружений и научный прогноз изменения условий после окончания их строительства;
- охрана и рациональное использование недр Земли.

В настоящее время минеральные ресурсы по своему значению в жизнеобеспечении общества занимают второе место, уступая только сельскому хозяйству. Разработаны тысячи способов использования различных природных материалов, в том числе для получения металлов, топлива, удобрений, строительных материалов, абразивов, наполнителей и химического сырья. Промышленность получает минеральное сырье, добываемое в шахтах, карьерах и из буровых скважин.

РЕПОЗИТОРИЙ БГТУ

С использованием этих ресурсов, необходимых для поддержания современного уровня жизни, связан и ряд проблем. Неправильное использование сельскохозяйственных земель ускоряет эрозию и разрушает почвы, для формирования которых естественными геологическими процессами требовались тысячелетия. Наносимый ущерб становится очевидным, и в настоящее время принимаются меры по сохранению почв. В результате добычи полезных ископаемых быстро удаляются конечные продукты геологических процессов, длившихся миллионы лет. Горные работы прекратить нельзя, но разработка более эффективных способов извлечения необходимых материалов – вместо добычи, например, только «высокосортных» калийных удобрений в Беларуси – позволит получить больше минерального сырья. Национальные интересы и мировая политика в целом оказывают все возрастающее влияние на то, как будут использоваться геологические ресурсы. Ни одна страна не может обойтись только собственным минеральным сырьем. Однако интересы страны и региона, где добывается полезное ископаемое, призваны решать, следует ли начинать промышленное освоение геологических ресурсов или лучше сохранить земли для отдыха и безопасного проживания людей. От принимаемых решений зависит благосостояние, образ жизни людей, и в конечном счете, возможно, и их само существование.

Знание геологии способствует более глубокому пониманию всего того, что окружает человека. Оно помогает узнать красоту природы и позволяет преодолеть суеверный страх перед такими мощными, иногда ужасающими и разрушительными геологическими явлениями как землетрясения. Оно доказывает упорядоченность Вселенной и изменчивый характер, казалось бы, вечных гор, вулканов, долин и озер.

Познание всех закономерностей эволюции Земли, ее происхождения и развития имеет исключительно важное значение для понимания природы и поэтому является необходимой частью высшего образования в области естествознания.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Глава 1. ФОРМА, РАЗМЕРЫ И СТРОЕНИЕ ЗЕМЛИ

1.1. Форма и размеры Земли

Первые представления о форме и размерах Земли появились в глубокой древности. Античные мыслители высказывали мысль, что наша планета имеет шарообразную форму.

Геодезические и астрономические исследования последующих столетий дали возможность судить о действительной форме Земли и ее размерах. Известно, что формирование Земли происходило под действием двух сил – силы взаимного притяжения частиц ее массы и центробежной силы, обусловленной вращением планеты вокруг своей оси. Равнодействующей обеих названных сил является сила тяжести, выражаемая в ускорении, которое приобретает каждое тело, находящееся у поверхности Земли. На рубеже XVII и XVIII вв. впервые Ньютон теоретически обосновал положение о том, что под воздействием силы тяжести Земля должна иметь сжатие в направлении оси вращения и, следовательно, ее форма представляет эллипсоид вращения, или сфероид. Степень сжатия зависит от угловой скорости вращения. Чем быстрее вращается тело, тем больше оно сплющивается у полюсов.

Разница полярного и экваториального радиусов составляет 21 км. Детальными последующими измерениями, особенно новыми методами исследования с искусственных спутников, было показано, что Земля сжата не только на полюсах, но также несколько и по экватору (наибольший и наименьший радиусы по экватору отличаются на 210 м), т.е. Земля является не двухосным, а трехосным эллипсоидом. Кроме того, Земля несимметрична по отношению к экватору: южный полюс расположен ближе к экватору, чем северный.

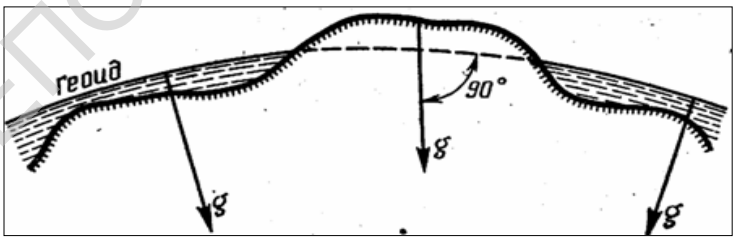


Рис. 1.1. Поверхность геоида

В связи с расчленением рельефа (наличием высоких гор и глубоких впадин) действительная форма Земли является более сложной, чем трехосный эллипсоид. Наиболее высокая точка на Земле - гора Джомолунгма в Гималаях - достигает высоты 8848м. Наибольшая глубина 10 920 м обнаружена в Марианской впадине. Таким образом, наибольшая амплитуда рельефа земной поверхности составляет немногим менее 20 км. Учитывая эти особенности, немецкий физик Листинг в 1873 г. фигуру Земли назвал геоидом, что дословно обозначает «землеподобный».

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Геоид - некоторая воображаемая уровенная поверхность, которая определяется тем, что направление силы тяжести к ней всюду перпендикулярно. Эта поверхность совпадает с уровнем воды в Мировом океане, который мысленно проводится под континентами (рис 1.1.). Это та поверхность, от которой производится отсчет высот рельефа. Поверхность геоида приближается к поверхности трехосного эллипсоида, отклоняясь от него местами на величину 100-150 м (повышаясь на материках и понижаясь на океанах), что, по-видимому, связано с плотностными неоднородностями масс в Земле и появляющимися из-за этого аномалиями силы тяжести.

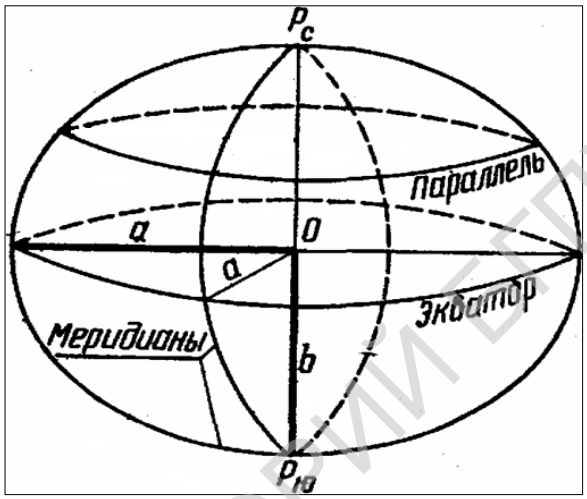


Рис. 1.2. Эллипсоид Красовского

В настоящее время принимается *эллипсоид Ф.Н. Красовского* и его учеников, основные параметры которого подтверждаются современными исследованиями и с орбитальных станций (рис. 1.2). По этим данным экваториальный радиус a = 6378,245 км, полярный радиус b = 6356,863 км, полярное сжатие = 1/298,25. Объем Земли составляет 1,083 • 10^{12} км^3, а масса – 6 • 10^{27} г. Ускорение силы тяжести на полюсе 983 см/с^2, на экваторе 978 см/с^2. Площадь поверхности Земли около 510 млн. км^2, из которых 70,8% представляет Мировой океан и 29,2% – суша. В распределении океанов и материков наблюдается определенная дисимметрия. В Северном полушарии это соотношение составляет 61 и 39%, в Южном – 81 и 19%.

1.2. Внутреннее строение Земли

Внутреннее строение Земли изучается главным образом геофизическими методами, так как геологические методы, основанные на изучении естественных обнажений горных пород, разрезов шахт и рудников, кернов глубоких буровых скважин, дают возможность судить лишь о строении приповерхностной части земной коры. Глубина известных пробуренных скважин достигает нескольких

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

километров. В вулканических областях по продуктам извержения вулканов можно судить о составе вещества на глубинах 50-100 км.

Одним из важнейших методов является *сейсмический* (греч. «сейсмос» – трясение) *метод,* основанный на изучении естественных землетрясений и «искусственных землетрясений», вызываемых взрывами или ударными вибрационными воздействиями на земную кору.

Очаги землетрясений располагаются на различных глубинах от приповерхностных (около 10 км) до самых глубоких (до 700 км), прослеженных в разломных зонах по окраинам Тихого океана. Возникающие в очаге сейсмические волны как бы просвечивают Землю и дают представление о той среде, через которую они проходят. В очаге (или фокусе) возникают два главных типа волн:

1) самые быстрые *продольные P-волны* (т.е. первичные – primary);

2) более медленные *поперечные S-волны* (т.е. вторичные – secondary).

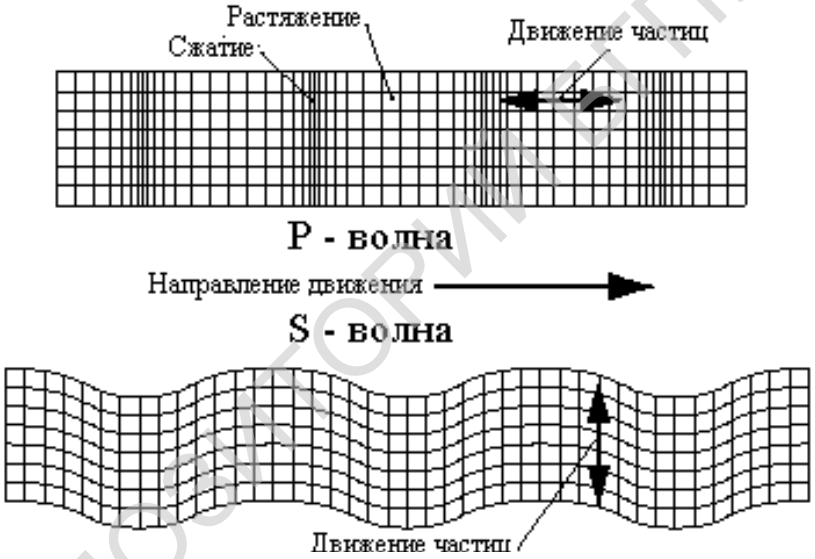


Рис. 1.3. Продольные и поперечные сейсмические волны (по Б. Болту)

При распространении Р-волн горные породы испытывают сжатие и растяжение (смещение частиц среды вдоль направления волны). Р-волны проходят в твердых и жидких телах земных недр. Поперечные S-волны распространяются только в твердых телах, и с их распространением связаны колебания горных пород под прямым углом к направлению распространения волны (рис. 1.3.). При прохождении поперечных волн упругие породы подвергаются деформации сдвига и кручения. Кроме того, выделяются *поверхностные L-волны* (т.е. длинные - long), которые отличаются сложными синусоидальными колебаниями вдоль или около земной поверхности. Регистрация прихода сейсмических волн производится на специальных сейсмических станциях, оборудованных записывающими приборами -

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

сейсмографами, расположенными на разных расстояниях от очага. Такое расположение сейсмостанций позволяет судить о скорости распространения колебаний на разных глубинах, поскольку к более отдаленным станциям приходят волны, прошедшие через более глубокие слои Земли. Запись сейсмографом прихода волн называется *сейсмограммой.*

Реальные скорости сейсмических воли зависят от упругих свойств и плотности горных пород, через которые они проходят. Изменения скорости сейсмических волн отчетливо показывают на неоднородность и расслоенность Земли. О различных слоях и состоянии веществ, их слагающих, указывают преломленные и отраженные волны от их граничных поверхностей.

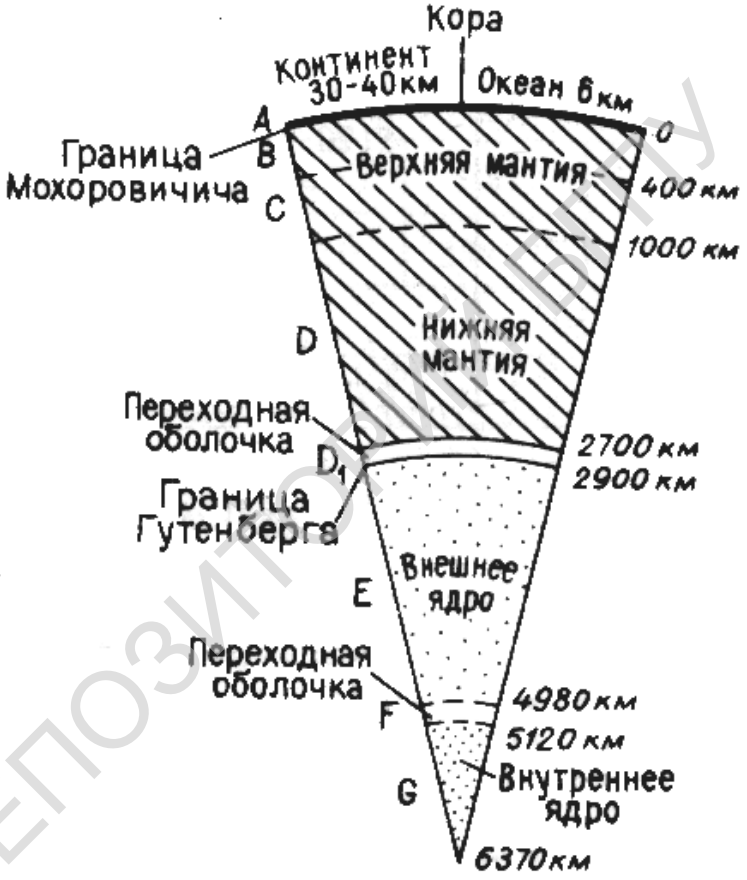


Рис. 1.4. Строение и оболочки Земли, исходя из распространения сейсмических волн

На основании скорости распространения сейсмических волн австралийский сейсмолог К. Буллен разделил Землю на ряд зон и дал им буквенные обозначения в определенных усредненных интервалах глубин, которые используются с некоторыми уточнениями до настоящего времени (рис. 1.4). Выделяют три главные геосферы Земли:

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

1. *Земная кора* (слой А) - верхняя оболочка Земли, мощность которой изменяется от 6-7 км под глубокими частями океанов до 35-40 км под равнинными платформенными территориями континентов и до 50-70(75) км под горными сооружениями (наибольшие под Гималаями и Андами).

2. *Мантия Земли,* распространяющаяся до глубин 2900 км. В ее пределах по сейсмическим данным выделяются: верхняя мантия – слой В глубиной до 400 км и С – до 800-1000 км (некоторые исследователи слой С называют средней мантией); нижняя мантия – слой D до глубины 2700 с переходным слоем D^1 – от 2700 до 2900 км.

3. *Ядро Земли,* подразделяемое: на внешнее ядро – слой Е в пределах глубин 2900-4980 км; переходную оболочку – слой F – от 4980 до 5120 км и внутреннее ядро – слой G до 6971 км.

По имеющимся данным выделены несколько разделов первого порядка, в которых скорость сейсмических волн резко изменяется. Земная кора отделяется от слоя В верхней мантии резким увеличением скорости продольных сейсмических волн от 6,7 до 8,1 км/сек. В 1909 г. югославский сейсмолог А. Мохоровичич при изучении балканских землетрясений впервые установил наличие этого раздела, носящего теперь его имя и принятого за нижнюю границу земной коры. Часто эту границу сокращенно называют границей Мохо или М. Второй резкий раздел совпадает с переходом от нижней мантии к внешнему ядру, где наблюдается скачкообразное падение скорости продольных волн с 13,6 до 8,1 км/с, а поперечные волны гасятся. Внезапное резкое уменьшение скорости продольных волн и исчезновение поперечных волн во внешнем ядре свидетельствуют о необычайном состоянии вещества, отличающемся от твердой мантии. Эта граница названа именем Б. Гутенберга. Третий раздел совпадает с основанием слоя F и внутренним ядром Земли (слой G).

1.3. Строение земной коры

Средняя мощность земной коры около 40 км, что составляет 1/160 от радиуса Земли. Земная кора вместе с частью верхней мантии до астеносферного слоя называется *литосферой*, а литосфера, вместе с астеносферой образует *тектоносферу*, верхнюю оболочку земного шара во многом ответственную за процессы, происходящие в земной коре. Мощность земной коры изменяется от 5 км под океанами до 75 км под материками. Земная кора имеет четкую нижнюю границу – поверхность Мохоровичича или «М». Геологическое строение принципиально отличается в океанах и на континентах. В связи с этим выделяют океаническую и континентальную земную кору. Переходы между ними не всегда четкие, в связи с чем в областях развития окраинных и внутриконтинентальных морей говорят о субокеанском, а в пределах распространения островных дуг и окраин материков – о субконтинентальном типе земной коры.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Океаническая кора обладает 3-х слойным строением. Ее самый древний слой представлен кристаллическими магматическими породами, главным образом, основного (габбро) и реже ультраосновного состава. Средний слой сложен, в основном, базальтовыми пиллоу (подушечными) лавами, с тонкими прослоями осадочных пород. В нижней части этого слоя располагается своеобразный *комплекс параллельных даек* базальтового состава, служившим подводящими каналами для подушечных лав. Верхний слой земной коры представлен осадочными породами, в глубоководных котловинах не превышающей в мощности 1 км и до 15 км вблизи континентов.

Континентальная земная кора также имеет 3-х членное строение, но структура ее иная. Самый древний слой, образующий нижнюю кору, сложен сильно метаморфизованными породами, в составе которых преобладают основные породы. Его обычно называют гранулито-базитовым слоем по преобладающей горной породе (базит – синоним термина «основная порода»). Нижний слой земной коры обладает мощностью от 10 до 30 км. Средний слой образован различными метаморфическими породами: кристаллическими сланцами и гнейсами, а также гранитными интрузиями. Мощность слоя изменятся от 15 до 30 км в различных структурах. Верхний осадочно-вулканогенный слой обладает мощностью от 0 на щитах платформ до 25 км в глубоких впадинах, например, в Прикаспийской. Максимальная мощность осадочно-вулканогенного слоя на территории Беларуси – около 6 км в Припятском прогибе. Возраст осадочного слоя колеблется от раннего протерозоя до четвертичного.

1.4. Термодинамические условия

Плотность. Средняя плотность Земли составляет 5,52 г/см^3. Горные породы, слагающие земную кору, отличаются малой плотностью. В осадочных породах плотность равна 2,4-2,5 г/см^3 , в гранитах и большинстве метаморфических пород – 2,7-2,8 г/см^3 , в основных магматических породах – 2,9-3,0 г/см^3. Средняя плотность земной коры принимается равной 2,8 г/см^3 . Сопоставление средней плотности земной коры с плотностью Земли указывает на то, что во внутренних оболочках плотность должна быть значительно выше.

Ускорение силы тяжести. В ряде пунктов поверхности Земли геофизическим гравиметрическим методом выполнены измерения абсолютной величины силы тяжести с помощью гравиметров. Эти исследования позволяют выявить гравиметрические аномалии - области значительного увеличения или уменьшения силы тяжести. Увеличение силы тяжести обычно связано с присутствием более плотного вещества, уменьшение указывает на меньшую плотность. Что касается ускорения силы тяжести, то его величина различна. На поверхности оно в среднем составляет 982 см/с^2 (при 983 см/с^2 - на полюсе и 978 см/с^2- на экваторе), с глубиной сначала увеличивается, затем быстро падает.

РЕПОЗИТОРИЙ ГГТУ

Максимальное значение ускорения силы тяжести достигает в основании нижней мантии у границы с внешним ядром 1037 см/с^2. В пределах ядра Земли ускорение силы тяжести начинает значительно уменьшаться, доходя до 452 см/с^2 в промежуточном слое F, до 126 см/с^2 на глубине 6000 км и в центре равно 0.

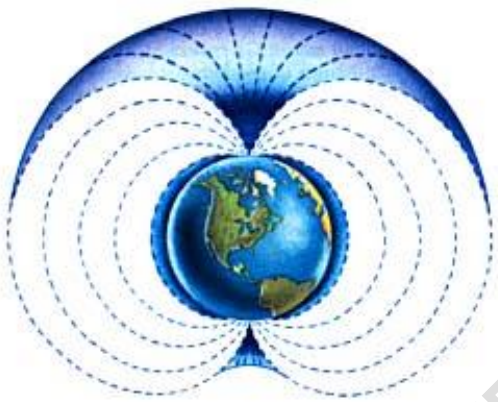


Рис. 1.5. Магнитное поле Земли

Магнетизм. Земля действует как гигантский магнит с силовым полем вокруг (рис. 1.5). Геомагнитное поле Земли дипольное, магнитные полюсы не совпадают с географическими, т.е. истинными – северным и южным. Между магнитным и географическим полюсами образуется некоторый угол (около 11,5^o), называемый *магнитным склонением.* Различают также *магнитное наклонение,* определяемое как угол между магнитными силовыми линиями и горизонтальной плоскостью. Происхождение постоянного магнитного поля Земли связывают с действием сложной системы электрических токов, возникающих при вращении Земли и сопровождающих турбулентную конвекцию (перемещение) в жидком внешнем ядре. Таким образом, Земля работает как динамомашина, в которой механическая энергия этой конвекционной системы генерирует электрические токи и связанный с ними магнетизм.

Магнитное поле Земли оказывает влияние и на ориентировку в горных породах ферромагнитных минералов, таких, как гематит, магнетит, титаномагнетит и др. Особенно это проявляется в магматических горных породах, таких как базальт, габбро, перидотит и др. Ферромагнитные минералы в процессе застывания магмы принимают ориентировку существующего в это время направления магнитного поля. После того, когда горные породы полностью застывают, ориентировка ферромагнитных минералов сохраняется. Определенная ориентировка ферромагнитных минералов происходит и в осадочных породах во время осаждения железистых минеральных частиц. Намагниченность ориентированных образцов определяется как в лабораториях, так и в полевых условиях. В результате измерений устанавливается склонение и наклонение магнитного поля во время первоначального намагничивания минералов горных

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

пород. Таким образом, и магматические, и осадочные горные породы нередко обладают стабильной намагниченностью, указывающей на направление магнитного поля в момент их формирования. В настоящее время при геологических исследованиях и поиске железорудных месторождений полезных ископаемых широко применяется магнитометрический метод.

Тепловой режим Земли определяется излучением Солнца и теплом, выделяемым внутриземными источниками. Самое большое количество энергии Земля получает от Солнца, но значительная часть ее отражается обратно в мировое пространство. Количество получаемого и отраженного Землей солнечного тепла неодинаково для различных широт. Среднегодовая температура отдельных пунктов в каждом полушарии уменьшается от экватора к полюсам. Ниже поверхности Земли влияние солнечного тепла резко снижается, в результате чего на небольшой глубине располагается *пояс постоянной температуры,* равной среднегодовой температуре данной местности. Глубина расположения пояса постоянных температур в различных районах колеблется от первых метров до 20-30 м.

Ниже пояса постоянных температур важное значение приобретает внутренняя тепловая энергия Земли. Давно установлено, что в шахтах, рудниках, буровых скважинах происходит постоянное увеличение температуры с глубиной, связанное с тепловым потоком из внутренних зон Земли. *Тепловой поток* измеряется в калориях на квадратный сантиметр в секунду - мккал/см^2·с. По многочисленным данным, средняя величина теплового потока принимается равной 1,4-1,5 мккал/см^2·с. Однако исследования, проведенные как на континентах, так и в океанах, показали значительную изменчивость теплового потока в различных структурных зонах.

Наименьшие значения теплового потока отмечаются в районе древних кристаллических щитов (Балтийском, Украинском, Канадском) и равны в среднем 0,85 мккал/см^2·с (при колебаниях от 0,6 до 1,1). В равнинных платформенных областях тепловой поток находится в интервале 1,0-1,2 мккал/см^2·с и только местами на отдельных поднятиях увеличивается до 1,3-1,4 мккал/см^2·с. В палеозойских орогенических областях, таких, как Урал, Аппалачи, интенсивность потока поднимается до 1,5 мккал/см^2·с.

Каковы же источники тепла внутри Земли? Как известно, в соответствии с современными представлениями Земля сформировалась в результате аккреции газово-пылевых частиц протопланетного облака в виде холодного тела. Следовательно, внутри Земли должны иметься источники тепла, создающие современный тепловой поток и высокую температуру в недрах Земли. Одним из источников внутренней тепловой энергии является *радиогенное тепло,* связанное с распадом радиоактивных долгоживущих элементов ^{238}U, ^{235}U, ^{232}Th, ^{40}K, ^{87}Rb. Периоды полураспада этих изотопов соизмеримы с возрастом Земли, поэтому до сих пор они остаются важным источником тепловой энергии. В начальные этапы развития Земли могли быть поставщиками тепла и короткоживущие

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

радиоактивные изотопы, такие, как ^{26}Al, $^{38}C1$ и др. Вторым источником тепловой энергии предполагают является гравитационная дифференциация вещества, зарождающаяся после некоторого разогрева на уровне ядра и, возможно, в слое В верхней мантии. Но значительная часть тепла, связанная с гравитационной дифференциацией, по-видимому, была в начале формирования планеты. Дополнительным источником внутреннего тепла может быть приливное трение, возникающее при замедлении вращения Земли из-за приливного взаимодействия с Луной и в меньшей степени с Солнцем.

Температура внутри Земли. Определение температуры в оболочках Земли основывается на различных, часто косвенных данных. Наиболее достоверные температурные данные относятся к самой верхней части земной коры, вскрываемой шахтами и буровыми скважинами до максимальных глубин. Нарастание температуры в градусах Цельсия на единицу глубины называют *геотермическим градиентом,* а глубина в метрах, на протяжении которой температура увеличивается на $1^{\circ}C$ – *геотермической ступенью.* Геотермический градиент и соответственно геотермическая ступень изменяются от места к месту в зависимости от геологических условий, эндогенной активности в различных районах, а также неоднородной теплопроводности горных пород. При этом, по данным Б. Гутенберга, пределы колебаний отличаются более чем в 25 раз. Примером тому являются два резко различных градиента: первый 150° на 1 км в штате Орегон (США), второй – 6° на 1 км зарегистрирован в Южной Африке. Соответственно этим геотермическим градиентам изменяется и геотермическая ступень от 6,67 м в первом случае до 167 м - во втором. Наиболее часто встречаемые колебания геотермического градиента в пределах $20\text{-}50^{o}$, а геотермической ступени -15-45 м. Средний геотермический градиент принимается равным $3^{o}C$ на 100 м, соответственно ему ступень – около 33 м.
Если исходить из значений геотермического градиента и его неизменности в глубь Земли, то на глубине 100 км должна была бы быть температура 3000 или $2000^{o}C$. Однако это расходится с фактическими данными. Именно на таких глубинах периодически зарождаются магматические очаги, из которых изливается на поверхность лава, имеющая максимальную температуру $1200\text{-}1250^{o}$. Учитывая этот своеобразный «термометр», ученые считают, что на глубине 100 км температура не превышает $1300\text{-}1500^{o}C$. При более высоких температурах породы мантии были бы полностью расплавлены, что противоречит свободному прохождению поперечных сейсмических волн. Таким образом, средний геотермический градиент прослеживается лишь до некоторой относительно небольшой глубины от поверхности (20-30 км), а дальше он должен уменьшаться. Но даже и в этом случае в одном и том же месте изменение температуры с глубиной неравномерно. Это можно видеть на примере изменения температуры с глубиной по Кольской скважине, расположенной в пределах устойчивого кристаллического щита платформы. При заложении этой скважины рассчитывали на геотермический градиент 10° на 1 км и, следовательно, на проектной глубине

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

(15 км) ожидали температуру порядка 150°С. Однако такой градиент был только до глубины 3 км, а далее он стал увеличиваться в 1,5-2,0 раза. На глубине 7 км температура была 120°С, на 10 км – 180°С, на 12 км – 220°С. Предполагается, что на проектной глубине температура близка к 280°С. Вторым примером являются данные по скважине, заложенной в Северном Прикаспии, в районе более активного эндогенного режима. В ней на глубине 500 м температура оказалась равной 42,2°С, на 1500 м – 69,9°С, на 2000 м – 80,4°С, на 3000 м – 108,3°С.

Вопрос о распределении температур в нижней мантии ниже слоя В и ядре Земли еще не решен, и поэтому высказываются различные представления. Можно только предположить, что температура с глубиной увеличивается при значительном уменьшении геотермического градиента и увеличении геотермической ступени. Предполагают, что температура в ядре Земли находится в пределах 4000-5000° С.

Средний химический состав Земли. Для суждения о химическом составе Земли привлекаются данные о метеоритах, представляющих собой наиболее вероятные образцы протопланетного материала, из которого сформировались планеты земной группы и астероиды.

Первые сведения о среднем химическом составе Земли были опубликованы Д. Кларком в 1899 г. Впоследствии данные уточнялись. На основании анализа состава различных метеоритов, а также полученных экспериментальных геохимических и геофизических данных, рядом исследователей дается современная оценка валового элементарного состава Земли. Наиболее распространены четыре важнейших элемента - O, Fe, Si, Mg, составляющие свыше 91%. В группу менее распространенных элементов входят Ni, S, Ca, A1. Остальные элементы периодической системы Менделеева по распространению имеют второстепенное значение.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Глава 2. ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Земная кора – верхняя твердая оболочка Земли. Она состоит из магматических, осадочных и метаморфических горных пород, горные породы – из сочетания минералов, минералы – из химических элементов. Изучая иерархию химические элементы – минералы – горные породы, можно судить о строении земной коры в различных структурных зонах.

2.1. Химический состав земной коры

Химический состав отложений земной коры материков известен до глубины 20 км. Первые сведения о среднем химическом составе земной коры были опубликованы американским ученым Ф. Кларком. В последующем эти сведения уточнялись. Но чтобы отметить заслугу Ф. Кларка, посвятившего этой проблеме около 40 лет, А.Е. Ферсман предложил называть среднее процентное содержание элемента в земной коре *кларком* этого элемента (например, кларк железа, кларк магния и др.). Согласно последним данным, в составе земной коры наиболее распространены следующие восемь химических элементов (в весовых %), составляющих в сумме свыше 98% (табл. 2.1.).

Таблица 2.1.

Химический состав элементов земной коры

кислород — 46,50	кальций — 5,79
кремний — 25,70	магний — 3,23
алюминий — 7,65	натрий — 1,81
железо — 6,24	калий —1,34

Сопоставляя приведенные данные, видно, что земная кора больше чем на 80% состоит из кислорода, кремния и алюминия, в отличие от среднего состава Земли, где содержание их резко уменьшается. Из других элементов в земной коре содержится (весовые %): Ti — 0,52, C — 0,46, H —0,16, Mn — 0,12, S — 0,11. На все остальные элементы падает около 0,37%.

2.2. Минералы

Минералами называются природные химические соединения или отдельные химические элементы, возникшие в результате различных физико-химических процессов, происходящих в земной коре и на ее поверхности. Большая часть минералы находятся в кристаллическом состоянии, и лишь незначительная часть – в аморфном. Свойства кристаллических веществ обусловливаются как их составом, так и внутренним строением, т.е. кристаллической структурой. В

РЕПОЗИТОРИЙ БГТУ

кристаллических решетках расстояния между элементарными частицами и характер связей между ними в разных направлениях неодинаковы, что обусловливает и различие свойств. Такое явление называется анизотропией или неравносвойственностью кристаллического вещества. Анизотропия кристаллических веществ проявляется во многих их особенностях. Например, в способности кристаллического вещества самограняться, т.е. образовывать многогранники – кристаллы. Форма кристаллов разнообразна и зависит, прежде всего, от внутреннего строения данного соединения. Кристаллические формы минералов изучает наука кристаллография.

Проявление анизотропии рассмотрим на примере минерала графита. Расстояние между атомами углерода в пределах плоских слоев решетки составляет 0,14 нм (1,42 А), между слоями оно больше – 0,33 нм (3,39 А). Это объясняет способность графита легко расщепляться на тонкие листочки, параллельные слоям решетки, и с трудом ломаться по неровным поверхностям в других направлениях, где расстояния между частицами и силы сцепления между ними больше.

В аморфных веществах закономерность в расположении частиц отсутствует. Свойства их зависят только от состава и во всех направлениях статистически одинаковы, т.е. аморфные вещества изотропны или равносвойственны. Прежде всего, это выражается в том, что аморфные вещества не образуют кристаллов и не обладают спайностью.

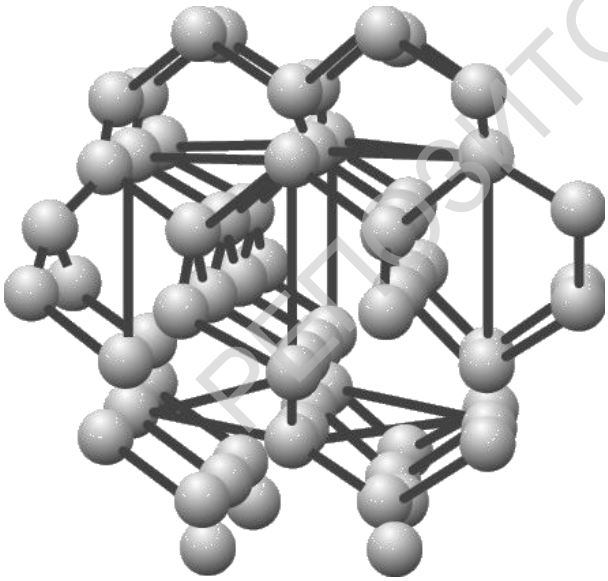


Рис. 2.1. КРИСТАЛЛИЧЕСКАЯ РЕШЕТКА АЛМАЗА
Атомы углерода заключены в жесткую кристаллическую решетку, что делает алмаз чрезвычайно твердым

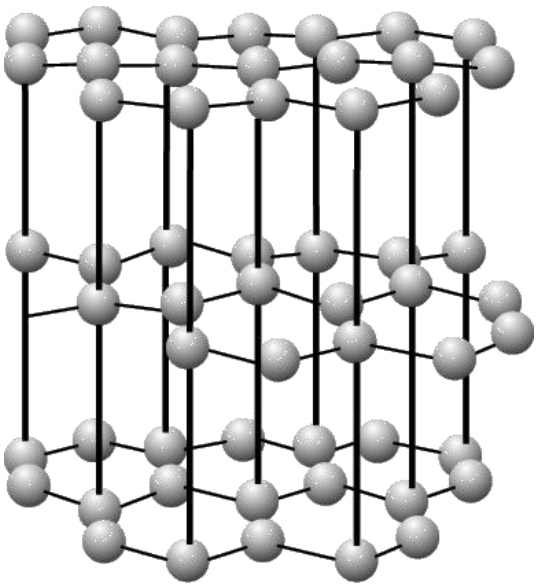


Рис. 2.2. КРИСТАЛЛИЧЕСКАЯ РЕШЕТКА ГРАФИТА
Атомы углерода в графите образуют слои. Они связаны не очень прочно и могут скользить один относительно другого

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

В различных физико-химических условиях вещества одинакового химического состава могут приобретать разное внутреннее строение, а следовательно, и разные физические свойства и создавать таким образом разные минералы. Это явление называется *полиморфизмом* (греч. «поли» - много). В качестве яркого примера полиморфизма можно назвать две модификации углерода (С): упомянутый минерал графит и минерал алмаз (рис. 2.1). Внутренняя структура алмаза резко отличается от строения графита (рис. 2.2). В структуре алмаза сцепления между атомами углерода однотипны и прочны. Отсюда вытекают и свойства алмаза (С), резко отличные от свойств графита (С): низкие твердость – 1 и плотность – 2,1-2,3 для графита и высокие – для алмаза (соответственно 10 и 3,5).

В кристаллической структуре минералов атомы и ионы, имеющие близкие по величине радиусы, могут замещать друг друга. Это явление носит название *изоморфизма*, а минералы называются *изоморфными* (от греч. isos – равный; morphe – форма). Например, распространенные минералы плагиоклазы представляют собой изоморфную смесь анортита $Ca(AL_2SiO_8)$ и альбита $Na(AlSi_3O_8)$, где атомы Ca и Al замещаются Na и Si.

Формы нахождения минералов в природе разнообразны и зависят главным образом от условий их образования. Это либо отдельные кристаллы или их закономерные сростки (двойники), либо четко обособленные минеральные скопления, либо, чаще, скопления минеральных зерен - минеральные агрегаты.

Отдельные изолированные кристаллы и кристаллические двойники, т.е. закономерные сростки кристаллов, возникают в благоприятных для роста условиях. Форма кристаллов разнообразна и отражает как состав и внутреннюю структуру минерала, так и условия образования. Двойниками называются закономерные сростки кристаллов. Законы двойникования разнообразны, что приводит к формированию морфологически различных двойников. Среди обособленных минеральных скоплений наиболее часто встречают друзы, представляющие скопления кристаллов, приросших к стенкам пещер или трещин. Секреции образуются в результате постепенного заполнения ограниченных пустот минеральным веществом, отлагающимся на их стенках. Они имеют обычно концентрическое строение, отражающее стадийность формирования. Мелкие секреции называются *миндалинами*, крупные – *жеодами*. *Конкреции* – более или менее округлые образования, возникшие путем осаждения минерального вещества вокруг какого-либо центра кристаллизации. С этим часто связано концентрическое или радиально-лучистое строение конкреций. Мелкие округлые образования обычно концентрического строения называются оолитами. Их возникновение связано с выпадением минерального вещества в подвижной водной среде. Натечные образования, осложняющие поверхности пустот, возникают при кристаллизации минерального вещества из просачивающихся подземных вод. Натеки, свисающие со сводов пустот, называются *сталактитами*, растущие вверх со дна пещер – *сталагмитами*. На поверхности

РЕПОЗИТОРИЙ БГТУ

трещин могут развиваться плоские минеральные пленки, имеющие разное строение.

Наиболее широко развиты минеральные агрегаты кристаллического, аморфного или скрытокристаллического строения, слагающие толщи пород. Они образуются при более или менее одновременном выпадении из растворов или расплавов множества минеральных частиц. В кристаллических агрегатах минералы находятся в кристаллическом состоянии, но зерна их имеют неправильную форму. Величина зерен зависит от условий кристаллизации и изменяется от крупных до землистых. В жилах кристаллические агрегаты часто имеют массивное (сливное) строение, при котором отдельные зерна на глаз не различимы. Аморфные агрегаты представляют собой однородные плотные или землистые массы, обладающие матовым, восковым или слабожирным блеском. Скрытокристаллические агрегаты внешне напоминают аморфные и отличаются от них только микроскопически. Они представляют собой коллоидные системы, состоящие из тонкодисперсных кристаллических частиц и заключающей их среды.

Встречаются минеральные образования, состав которых не соответствует форме, которую они слагают, – это так называемые *псевдоморфозы* (греч. «псевдо» – ложный). Они возникают при химических изменениях ранее существующих минералов или заполнении пустот, образовавшихся при выщелачивании каких-либо минеральных или органических включений. К первым относятся, например, часто встречающиеся псевдоморфозы лимонита по пириту, когда кубические кристаллы пирита (FeS_2) превращаются в скрытокристаллический лимонит, ко вторым – псевдоморфозы опала по древесине и др.

Физические свойства минералов. Постоянство химического состава и внутренней структуры минералов обусловливает их свойства. На этом основаны различные методы минералогических исследований и определений минералов. Большинство из них требует специального оборудования и возможно только в стационарных условиях. Однако каждый исследователь, имеющий дело с минералами и горными породами, должен владеть методом их полевого определения, основанного на изучении внешних, видимых невооруженным глазом (макроскопически) свойств.

Морфология кристаллов минералов может явиться важным диагностическим признаком, хотя следует отметить, что в природе один и тот же минерал в разных условиях образует кристаллы различной формы, а разные минералы могут давать одинаковые кристаллы. Отметим лишь некоторые данные кристаллографии, используемые ниже при характеристике минералов. Все разнообразие форм кристаллов минералов удается разделить на шесть крупных подразделений, называемых сингониями. Не останавливаясь на специальных вопросах, рассматриваемых в курсах кристаллографии, отметим только, что сингонии отражают степень симметричности кристаллов. Выделяют сингонии:

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

кубическую, объединяющую наиболее симметричные кристаллы, которые имеют несколько осей симметрии высшего порядка; гексагональную (с тригональной подсингонией), кристаллы которой имеют одну ось шестого или третьего порядка; тетрагональную - кристаллы имеют одну ось четвертого порядка. Наименее симметричные кристаллы принадлежат к ромбической, моноклинальной или триклинной сингониям, в кристаллах которых отсутствуют оси симметрии высшего порядка.

Оптические свойства минералов. *Цвет* - важный признак минералов, который, однако, можно использовать лишь в совокупности с другими свойствами. Окраска минерала определяется его химическим составом (основным и примесями), структурой, механическими примесями и неоднородностями. В связи с этим один и тот же минерал может иметь различную окраску, а разные минералы бывают окрашены в одинаковый цвет. Цвет минерала может осложняться интерференцией света в его поверхностных частях, что вызывает, например, появление серых, синих и зеленых переливов у лабрадора (явление иризации). Описывая минерал, следует стремиться к возможно более точному определению цвета. Если в одном куске минерала цвет изменяется, необходимо указать характер смены окраски.

Для непрозрачных и сильно окрашенных слабопрозрачных минералов важным диагностическим признаком является *цвет минерала в порошке*, или *цвет черты*. Он может быть и таким же, как в куске (см. магнетит), но может от него отличаться (см. гематит). У прозрачных и большинства просвечивающих минералов порошок белый или слабо окрашенный. Для определения цвета порошка минералом проводят по шероховатой поверхности фарфоровой пластинки, называемой бисквитом, на которой остается черта, соответствующая цвету порошка; если твердость минерала больше твердости бисквита, на последнем остается царапина.

Прозрачность – это способность минерала пропускать свет. Она зависит от его кристаллической структуры, а также от характера и однородности минерального скопления. По этому признаку выделяют минералы: непрозрачные, не пропускающие световых лучей; прозрачные, пропускающие свет подобно обычному стеклу; полупрозрачные или просвечивающие, пропускающие свет подобно матовому стеклу; просвечивающие лишь в тонкой пластинке. Агрегаты большинства минералов являются непрозрачными.

Блеск минерала зависит от показателя его преломления и от характера отражающей поверхности. Выделяют минералы с металлическим блеском, к которым относятся непрозрачные минералы, имеющие темноокрашенную черту. Блеск, напоминающий блеск потускневшего металла, называют металловидным (полуметаллическим). Значительно более обширную группу составляют минералы с неметаллическим блеском, к разновидностям которого относятся: алмазный, стеклянный, жирный, перламутровый, шелковистый, восковой и, в случае отсутствия блеска, матовый.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Механические свойства минералов. *Излом* минерала определяется поверхностью, по которой он раскалывается. Она может напоминать ребристую поверхность раковины - раковистый излом, может иметь неопределенно-неровный характер - неровный излом. В мелкозернистых агрегатах определить излом отдельных минеральных зерен не удается; в этом случае излом минерала может быть зернистым, занозистым или игольчатым, землистым, крючковатым.

Спайность - способность кристаллических минералов раскалываться по ровным поверхностям - плоскостям спайности, соответствующим направлениям наименьшего сцепления частиц в кристаллической структуре минерала. В зависимости от того, насколько легко образуются сколы по плоскостям и насколько они выдержаны, выделяют различные степени спайности: весьма совершенная - минерал легко расщепляется на тонкие пластинки, совершенная - минерал при ударе раскалывается по плоскостям спайности, средняя спайность - при ударе минерал раскалывается как по плоскостям, так и по неровному излому; несовершенная спайность – на фоне неровного излома лишь изредка образуются сколы по плоскостям; весьма несовершенная спайность – всегда образуется неровный или раковистый излом. Макроскопически две последние степени различить, обычно не удается. Спайность может быть выражена в одном, двух, трех, реже четырех и шести направлениях. Если спайность выражена в нескольких направлениях, необходимо определить взаимное расположение плоскостей спайности, оценивая приблизительно угол, образуемый ими.

Твердость – способность минерала противостоять внешнему механическому воздействию. Это одно из важных свойств минералов. Обычно в минералогии определяется относительная твердость путем царапанья эталонными минералами поверхности исследуемого минерала: более твердый минерал оставляет на менее твердом царапину.

Таблица 2.2

Шкала твёрдости Мооса

Твёрдость	Минерал - эталон	Химический состав
1	Тальк	$Mg_3(OH)_2[Si_4O_{10}]$
2	Гипс	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$
3	Кальцит	$CaCO_3$
4	Флюорит	CaF_2
5	Апатит	$Ca_5[PO_4]_3(F,Cl,OH)$
6	Ортоклаз	$K[AlSi_3O_8]$
7	Кварц	SiO_2
8	Топаз	$Al_2[SiO_4](F,OH)_2$
9	Корунд	Al_2O_3
10	Алмаз	C

РЕПОЗИТОРИЙ БГТУ

В принятую "шкалу твердости" (табл. 2.2) входят десять минералов, расположенных в порядке увеличения твердости: первый минерал - тальк обладает самой низкой твердостью, принятой за единицу (1), последний – алмаз имеет самую высокую твердость, принятую за десять (10). Для определения твердости минералов можно пользоваться некоторыми распространенными предметами, твердость которых близка к твердости минералов - эталонов. Так, твердостью 1 обладает графит мягкого карандаша; около 2-2,5 - ноготь; 4 - железный гвоздь;5 - стекло; 5,5-6 - стальной нож, игла. Более твердые минералы встречаются редко.

Для каждого минерала характерна более или менее постоянная плотность. Для минералов, в состав которых входят тяжелые элементы, высокая плотность является существенным диагностическим признаком.

При определении минералов следует учитывать все перечисленные выше свойства, так как только их комплекс может дать правильный результат. Некоторым минералам присущи особые свойства, облегчающие их определение.

Классификация минералов и их описание. Количество известных в настоящее время минералов превышает 2000. Их можно группировать по разным признакам. В основе принятой в настоящее время классификации минералов лежат химический состав и структура. Большое внимание уделяется также *генезису* (греч. «генезис» – происхождение), что позволяет познавать закономерности распространения минералов в земной коре. Роль различных минералов в строении последней неодинакова: одни встречаются редко и представляют собой лишь незначительные и необязательные включения в горные породы; другие слагают основную массу пород, определяя их свойства; третьи, образующие локальные скопления или рассеянные в породах, представляют интерес как полезные ископаемые. Ниже рассматриваются лишь наиболее широко распространенные минералы, принадлежащие к классам самородных элементов, сульфидов, галоидных соединений, оксидов и гидроксидов, карбонатов, сульфатов, вольфраматов, фосфатов и силикатов.

Класс самородные элементы. В самородном состоянии встречаются по данным различных авторов от 30 до 80 химических элементов. На их долю приходится 0,1 % массы земной коры. Некоторые химические элементы встречаются в природе исключительно в самородном состоянии и называются благородные (золото, серебро, платина и др.). Наиболее широко распространены в природе сера и графит.

Сера (S) – встречается в виде сплошных масс и натечных форм, реже кристаллов. Сингония ромбическая. Цвет желтый, бурый, черный. Черта светло-желтая. Блеск на гранях стеклянный, алмазный. Излом неровный до ровного. Твердость 1-2; плотность около 2 г/см³. Образуется в процессе возгонки паров при вулканических извержениях, а также в поверхностных условиях при окислении сульфидов, разложении гипсоносных толщ и биогенным путём. Используется в

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

химической промышленности для получения серной кислоты и в ряде других отраслей

Графит – модификация *углерода* (С), распространенный в природе минерал. Цвет от железно-черного и темного до стально-серый. Блеск металлический. Непрозрачный. Обладает черной или блестящей чертой. Твердость 1—2. Встречается в виде листоватых, чешуйчатых, радиально-лучистых кристаллических выделений. Ионы углерода в графите сгруппированы в слои, состоящие из плоских гексагональных сеток, в противоположность структуре алмаза, похожей на гранецентрированный куб. Обладает весьма совершенной спайностью. Различают месторождения кристаллического графита, связанного с магматическими горными породами, и скрытокристаллического графита, образовавшегося при метаморфизме углей. Графит используют в металлургии, для изготовления электродов и нагревательных элементов, для подшипников скольжения, в атомной технике, в химическом машиностроении, а как компонент составов для изготовления стержней для карандашей.

Класс сульфиды. Сульфиды – это соли сероводородной кислоты H_2S. Общее количество сульфидов 200-300 минералов. Они составляют 0,15 % массы земной коры. Сульфиды, в основном, характеризуются металлическим блеском, невысокой твердостью (3-4), темным цветом, большим удельным весом. Сульфиды представляют большой интерес как руды цветных и черных металлов. Происхождение минералов класса сульфидов связано главным образом с горячеводными растворами (гидротермальными). Они часто встречаются в кварцевых жилах вместе со многими минералами класса самородных элементов. К классу сульфидов принадлежат многочисленные минералы - руды металлов.

Галенит, или свинцовый блеск PbS,- встречается в виде кристаллических агрегатов, реже - отдельных кристаллов и их сростков. Сингония кубическая. Цвет свинцово-серый; черта серовато-черная, блестящая; блеск металлический; непрозрачный; спайность совершенная в трех взаимно перпендикулярных направлениях, т.е. параллельно граням куба; твердость 2,5; плотность 7,5.

Сфалерит, или цинковая обманка ZnS, - встречается в виде кристаллических агрегатов, реже сростков кристаллов кубической сингонии. Цвет бурый, редко бесцветный, примесями железа бывает окрашен в черный; черта желтая, бурая; блеск алмазный, металловидный; просвечивает; спайность совершенная в шести направлениях параллельно граням ромбического додекаэдра; твердость 3,5-4; плотность около 4.

Месторождения галенита и сфалерита многочисленны на Северном Кавказе, в Средней Азии, Забайкалье.

Одним из наиболее распространенных минералов класса сульфидов является

пирит FeS_2. Образует агрегаты разной зернистости, часто встречаются вкрапленные в породы кубические кристаллы, несущие на гранях штриховку. Цвет золотисто-желтый; черта черная, зеленовато-черная; блеск металлический;

РЕПОЗИТОРИЙ БГТУ

излом неровный; спайность весьма несовершенная; твердость 6-6,5; плотность около 5. Используется для изготовления серной кислоты.

Класс галоидных соединений. К нему относятся минералы, представляющие соли фтористо-, бромисто-, хлористо-, йодистоводородных кислот. В этом классе около 100 минералов. Все представители этого класса характеризуются малой твердостью, алмазным или стеклянным блеском. Большинство из них хорошо растворяется в воде. Многие имеют промышленное значение. Распространенными минералами этого класса являются хлориды, образующиеся главным образом при испарении вод поверхностных бассейнов. Известны выделения хлоридов и из вулканических газов.

Галит NaCI – образует плотные кристаллические агрегаты, реже кристаллы кубической формы. Чистый галит бесцветный или белый, чаще окрашен в различные светлые цвета; блеск стеклянный; прозрачный или просвечивает; спайность совершенная в трех взаимно перпендикулярных направлениях, т.е. параллельно граням куба; твердость 2; плотность около 2. Гигроскопичен, соленый на вкус. Используется в пищевой промышленности, в химической для получения хлора, натрия и их производных. Основные месторождения находятся на Украине, на Урале, в Донбассе и во многих других местах.

Сильвин KCl – близок по происхождению и по физическим свойствам к галиту, с которым часто образует единые агрегаты. Отличительный признак - горько-соленый вкус. Применяется, в основном, как сырье для калийных удобрений и в химической промышленности.

Фториды связаны преимущественно с гидротермальными, а также с магматическими и пневматолитовыми процессами (греч. «пневма» – дух, газ). В экзогенных условиях образуются редко. К ним относится *флюорит*, или *плавиковый шпат* – CaF_2, встречающийся в виде зернистых скоплений, отдельных кристаллов и их сростков. Сингония кубическая. Цвет разнообразный, часто меняющийся в одном кристалле от бесцветного к желтому, зеленому, голубому, фиолетовому; блеск стеклянный; спайность совершенная в четырех направлениях параллельно граням октаэдра; твердость 4; плотность 3,18. Используется в металлургической, химической, керамической промышленности, прозрачные разновидности – в оптике. Основные месторождения в Забайкалье и в Средней Азии.

Класс оксидов и гидроксидов. Минералы этого класса широко распространены в природе и играют большую роль в сложении земной коры. Они образованы примерно тридцатью химическими элементами. Сейчас известно около 200 минералов, представляющих собой окислы или гидроокислы металлов, полуметаллов и металлоидов. Все они соответствуют примерно 5% от общего веса литосферы. Многочисленны окислы, содержащие железо. SiO_2 в несвязанном состоянии существует в природе главным образом в виде кварца и его разновидностей и очень широко распространена в земной коре. По своей кристаллохимии кварц тесно связан с силикатами, поэтому современная

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

классификация минералов допускает рассмотрение кварца не в классе окислов, а в классе силикатов. Происхождение некоторых оксидов и гидроксидов связано с гидротермальным процессом минералообразования. Ряд минералов этого класса возникают в результате метаморфических и метасоматических процессов, а также как продукты фумарольной деятельности. Наряду с кварцем и халцедоном в природе относительно широкое распространение получили также гематит, магнетит, корунд, опал, гетит, гидрогетит и некоторые другие.

Кварц $Si0_2$ – широко распространенный в земной коре породообразующий минерал. Основой его структуры является кремнекислородный тетраэдр $[SO_4l^{4-}$, в вершинах которого располагаются ионы кислорода, а в центре – ион кремния. Соединение тетраэдров осуществляется через вершины так, что каждая вершина одного тетраэдра служит вершиной смежного с ним тетраэдра, образуя структуру прочного трехмерного каркаса. Кварц встречается в виде зернистых агрегатов, плотных масс, зерен в породах, в пустотах образует кристаллы и их сростки. Кристаллы имеют сложную форму, основой которой является шестигранная призма, оканчивающаяся ромбоэдрами. Грани призмы часто несут тонкую поперечную штриховку. Сингония гексагональная (подсингония тригональная). Цвет разнообразный - бесцветный, белый, серый, встречаются окрашенные разности. Окраска лежит в основе выделения разновидностей кварца: горный хрусталь - бесцветные прозрачные кристаллы; дымчатый кварц - серо-дымчатые, бурые; аметист - фиолетовые кристаллы; морион - черные и др.; просвечивает, реже прозрачен; блеск на гранях стеклянный, на изломе - жирный; излом раковистый или неровный; спайность весьма несовершенная; твердость 7; плотность 2,65. Кварц выделяется при кристаллизации магмы, выпадает из горячих растворов и паров, возникает в процессе метаморфизма. В экзогенных условиях образуется редко. Химически устойчив в любых условиях.

Халцедон SiO_2 – скрытокристаллический минерал, образующий плотные, часто натечные массы. Цвет различный, часто желто-бурых тонов. Окрашенные разновидности имеют особые названия: красного или оранжевого цвета – сердолик, с окраской, располагающейся полосами, – агат и др. Блеск восковой, слабожирный, матовый; просвечивает обычно только по краям; излом раковистый; твердость 7, Связан с гидротермальными процессами, сопровождающими вулканическую деятельность, возникает в экзогенных условиях. Кварц и халцедон используются в стекольной, химической промышленностях, в строительстве, горный хрусталь (пьезокварц) -в оптике и радиотехнике. Красиво окрашенные разновидности применяются в ювелирном деле. Месторождения многочисленны.

Опал $SiO_2 \cdot nH_2O$ – аморфный минерал. Содержание воды колеблется обычно в пределах от 1 до 5 %, редко увеличиваясь до 34 %. Образует плотные, часто натечные массы, слагает некоторые осадочные породы органогенного происхождения (см. ниже). Бесцветный, белый, серый, примесями бывает окрашен в различные цвета; просвечивает; блеск слабостеклянный, слабожирный;

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

излом раковистый или неровный; твердость 5,5-6; плотность 1,9-2,3. Образуется при выветривании силикатов, в результате жизнедеятельности некоторых организмов; выпадает и из горячих растворов, образуя гейзериты. Используется в ювелирном деле как поделочный камень, в строительстве как абразивный материал.

Гематит, или *железный блеск* Fe_2O_3, образует плотные мелкокристаллические агрегаты чешуйчатого строения, скрытокристаллические массы (красный железняк), а также желваки (конкреции) радиально-лучистого или скорлуповатого строения. Сингония гексагональная, подсингония тригональная. Цвет от желто-серого, стально-серого и почти черного у кристаллических разностей до темно-красного у скрытокристаллических; цвет черты от красно-бурого до вишнево-красного; непрозрачный; блеск от металлического до матового; твердость 5,5-6 (у скрытокристаллических агрегатов меньшая); плотность 5,2.

Магнетит, или *магнитный железняк* $FeO{\cdot}Fe_2O_3$, или $FeFe_20_4$, обычно образует плотные кристаллические агрегаты. Сингония кубическая. По свойствам напоминает кристаллическую разновидность гематита, но отличается от него черным цветом черты и магнитными свойствами.

Образование гематита и магнетита связано главным образом с эндогенными процессами – магматическими, гидротермальными и метаморфическими. Гематит может возникать и в экзогенных условиях (при выветривании, в морской среде). Месторождения руд, связанных с этими минералами, широко распространены в России (Урал, Курская магнитная аномалия), на Украине.

Лимонит, или *бурый железняк,* – это, строго говоря, не минерал определенного состава, а агрегат близких минералов – гётита FeOOH, гидрогётита $FeOOH{\cdot}nH_2O$, лепидокрокита FeO(OH) и глинистых частиц, соотношения которых непостоянны. Лимонит образует плотные натечные или землистые рыхлые массы, конкреции и оолиты. Часто можно наблюдать в одном образце переходы плотных разностей в рыхлые. Цвет у рыхлых разностей охристо-желтый, у плотных - черный; черта соответственно желто-бурая или бурая; твердость 1-5; плотность 2,7-4,3. Образование лимонита связано с выветриванием железосодержащих минералов, а также с выпадением из поверхностных вод, причем в этом процессе большую роль играют микроорганизмы. Наиболее крупные месторождения лимонита известны на Керченском полуострове, на Северном Кавказе.

Ценным полезным ископаемым на алюминий является *боксит,* представляющий собой, подобно лимониту, агрегат минералов - оксидов и гидроксидов алюминия: диаспора AlOOH, гидраргиллита $Al(OH)_3$, бемита AlO(OH) с примесью оксидов железа, оксида кремния и др. Встречаются в виде землистых рыхлых или твердых масс, часто образуют оолитовые скопления. Цвет белый, серый, желтый, чаще красный, буро-красный; твердость 2-4. Образуются при выветривании горных пород, которые богаты минералами, содержащими

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

алюминий, и при последующем переотложении продуктов выветривания. Основные месторождения на Северном Урале и в Сибири.

Класс карбонатов объединяет более 60 минералов, для которых характерна реакция с соляной кислотой, сопровождающаяся выделением углекислого газа. Интенсивность реакции помогает различать минералы - карбонаты, близкие по многим свойствам. Они часто светлоокрашенные, со стеклянным блеском; твердостью 3-4,5; спайностью совершенной в трех направлениях, параллельных граням ромбоэдра. Рассматриваемые ниже минералы кристаллизуются в тригональной подсингонии. Образование карбонатов связано главным образом с поверхностными химическими и биохимическими процессами, а также с метаморфическими и гидротермальными.

Кальцит, или *известковый шпат* $Ca[CO_3]$, – один из наиболее распространенных в земной коре минералов, участвующих в строении как осадочных, так и метаморфических пород. Встречается в виде кристаллических и скрытокристаллических агрегатов различной плотности, в пустотах в виде разнообразных натечных форм, кристаллов и их сростков. Цвет разнообразный – от бесцветного и белого до черного. Блеск стеклянный, на отдельных участках перламутровый; прозрачный или просвечивающий (бесцветные прозрачные кристаллы кальцита, обладающие двулучепреломлением, называются исландским шпатом). Твердость 3, плотность 2,7. Бурно реагирует («вскипает») с соляной кислотой. Применение: в строительстве, металлургической и химической промышленностях, как поделочный камень. Исландский шпат используется в оптике. Месторождения многочисленны.

Доломит $CaMg[CO_3]_2$ – распространенный минерал, образующий кристаллические и землистые агрегаты. От кальцита отличается несколько большей твердостью 3,5-4 и плотностью 2,9, а главное, реакцией с соляной кислотой, которая идет только с порошком доломита. Используется в металлургии и строительстве. Распространен широко.

Сидерит $Fe\ [CO_3]$ встречается реже, чем доломит. Сидерит образует кристаллические и землистые агрегаты, собранные в округлые конкреции и оолиты. Цвет желтовато-белый, буровато-серый; твердость 3,5-4,5; плотность 4. Реагирует только с подогретой соляной кислотой. Является важной железной рудой. Крупные месторождения известны на Южном Урале.

Класс сульфатов. К сульфатам относятся минералы, являющиеся солями серной кислоты $H_2[SO_4]$. В основном, они имеют светлую окраску, небольшую твердость)2-3,5), стеклянный блеск и хорошую растворимость, не реагируют с соляной кислотой. Минералы класса сульфатов осаждаются в поверхностных водоемах, образуются при окислении сульфидов и серы в зонах выветривания, реже связаны с вулканической деятельностью.

Ангидрит $Ca[SO_4]$ – образует плотные мелкокристаллические скопления. Сингония ромбическая. Цвет белый, часто с голубым или серым оттенком; блеск стеклянный, перламутровый; прозрачен, чаще просвечивает; спайность

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

совершенная в одном направлении и средняя в двух, расположенных под углом 90°; твердость 3,5; плотность 3,0. Используется для производства цемента, для поделок.

Гипс $Ca[SO_4]\cdot 2H_2O$ является наиболее распространенным минералом класса сульфатов. Встречается в виде мелкокристаллических и землистых агрегатов, отдельных кристаллов и их сростков. Сингония моноклинная. Обычно белый, бывает окрашен в светлые тона; блеск стеклянный, перламутровый, шелковистый; прозрачный или просвечивает; спайность в одном направлении весьма совершенная, в другом средняя; твердость 2; плотность 2,3. Используется в строительстве, в химической промышленности, медицине и др. Месторождения многочисленны: Урал, Северный Кавказ.

Класс вольфроматов. Минералов этого класса известно немного. Все они являются солями вольфрамовой кислоты. Образуются гидротермальным путем и используются как руда на вольфрам. Содержание вольфроматов в земной коре незначительно. Основным минералом этого класса является вольфрамит (Fe, Mn) WO_4. Встречаются в виде крупнозернистых агрегатов и короткостолбчатых кристаллов. Кристаллизируется в моноклинной сингонии. Цвет черный, темно-коричневый. Черта почти черная. Блеск металловидный. Твердость 5. Плотность 7,5. Месторождения встречаются в Казахстане, Бирме, Китае, Морокко, Боливии, США и других странах.

Класс фосфатов. Минералы этого класса представляют собой соли ортофосфорной кислоты H_3PO_4. Наиболее распространенным минералом является апатит и фосфорит.

Апатит $Ca_5[PO_4]_3(F,OH,Cl)$ – групповое название минералов, фосфатов кальция (содержание фтора, хлора и гидроксильной группы колеблется). Встречается в виде кристаллических агрегатов и отдельных кристаллов гексагональной сингонии. Цвет бесцветный, чаще бледно-зеленый и зеленовато-голубой; блеск на гранях стеклянный, на изломе жирный; излом неровный; спайность несовершенная; твердость 5; плотность 3,2. Происхождение магматическое. Широко используется для производства удобрения и в химической промышленности. Крупные месторождения находятся в Хибинах, в Прибайкалье.

Фосфорит – скрытокристаллический минерал того же состава, что и апатит. Формируется в поверхностных условиях. Образует землистые агрегаты, конкреции, псевдоморфозы по органическим остаткам. Цвет серый до темно-бурого; при трении выделяет специфический запах. Обычно содержит примесь песчаных и глинистых частиц, представляя собой уже породу. Образуется в бассейнах в результате жизнедеятельности и последующей переработки организмов. Используется, как и апатит, для производства удобрений и в химической промышленности. Месторождения многочисленны в Европе, Казахстане.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Класс силикатов. Природные силикаты образовались в основном из расплавленной магмы. Предполагается, что при затвердевании магмы из нее сначала выкристаллизовывались силикаты, более бедные кремнеземом - ортосиликаты, затем после израсходования катионов выделялись силикаты с высоким содержанием кремнезема – полевые шпаты, слюды и, наконец, чистый кремнезем. Силикаты – сложные кремнекислородные соединения в виде минералов и горных пород, занимают определяющее место в составе земной коры (80% по В.И.Вернадскому). А если добавить природный оксид кремния – кварц, то кремнекислородные соединения образуют более 90% массы земной коры и практически полностью слагают объем Земли. Силикатные минералы являются породообразующими. Абсолютное большинство силикатных минералов является твердыми кристаллическими телами, и только незначительное количество минералов находится в аморфном состоянии или в коллоидно-дисперсном состоянии: глины, цеолиты и др. Кристаллические структуры силикатов многообразны, но Основу кристаллической структуры силикатов составляют комбинации атомов самых распространенных элементов – Si (кремния) и O (кислорода). Координатное число кремния 4. Таким образом, каждый атом кремния находится в окружении четырех атомов кислорода. Если соединить центры атомов кислорода, то образуется пространственная кристаллическая структура - тетраэдр, в центре которого находится атом кремния, соединенный с четырьмя атомами кислорода в вершинах. Такая группировка называется кремнекислородным радикалом $[SiO_4]$. Частичная замена четырехвалентных ионов кремния трехвалентными ионами алюминия приводит к возникновению у такого соединения некоторого дополнительного отрицательного заряда. Минералы с подобным строением называются алюмосиликатами. Примером минерала силиката является оливин - $(Mg,Fe)_2[SiO_4]$, алюмосиликата – ортоклаз $K[AlSi_3O_8]$. Кремнекислородные и алюмокремнекислородные тетраэдры в пространстве могут различно сочетаться друг с другом, что определяет кристаллическую структуру минералов и лежит в основе их современной классификации. По способу сочленения $[SiO_4]$-тетраэдров различают следующие подклассы силикатов: островные, кольцевые, цепочечные, ленточные, слоистые, каркасные.

Островные силикаты. К ним относятся силикаты с изолированными тетраэдрами $[SiO_4]$.

Оливин – силикат магния и железа $(Mg,Fe)_2[SiO_4]$. Название минерала определил его оливково-зеленый цвет. Окраска оливина может быть также серо-зеленой или золотисто-зеленой. Блеск стеклянный. Твердость 6,5–7, плотность 3,2–3,6. Кристаллы редки, имеют толстотаблитчатый облик. Обычно встречаются вкрапленные зерна, плотные зернистые или сплошные массы. Оливин – важный компонент ультраосновных и основных горных пород. Характерный минерал каменных метеоритов. Магматические породы, богатые оливином, могут вмещать месторождения алмазов, платины, хромитов, никеля, титаномагнетита.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Ювелирная разновидность оливина имеет сразу два названия - «перидот», «хризолит» - от греческого «золотой камень». Перидот принадлежит к тем немногим драгоценным камням, которые бывают только одного единственного цвета. Небольшие примеси железа дают этот насыщенный зелёный цвет с лёгким золотым оттенком. Самые красивые камни происходят из Пакистана и Афганистана.

Цепочечные и ленточные силикаты и алюмосиликаты. Цепочечной структурой обладают минералы группы пироксенов, а ленточной - амфиболов. Они близки по свойствам, но пироксены образуют относительно короткие восьмигранные призматические кристаллы и углы между направлениями спайности у них составляют 87° (93°). Минералам группы амфиболов свойственны длинностолбчатые, игольчатые или волокнистые шестигранные кристаллы, спайность у них более совершенная и ее плоскости располагаются под углом 124° (56°) друг к другу.

В качестве примера минералов группы пироксенов рассмотрим гиперстен (силикат) и авгит (алюмосиликат).

Гиперстен – силикат группы пироксенов, (Mg, Fe) $[Si_2O_6]$; встречается в виде призматических кристаллов и изометрических зерен. Цвет зеленый различных оттенков, обусловлен наличием железа. Твердость 5,5. Прозрачные образцы могут использоваться как материал для огранки и вставок в украшения. Назван от греч. «гипер» – сверх и «стенос» – крепкий. Породообразующий минерал основных изверженных пород, встречается также в кристаллических сланцах и гнейсах.

Авгит имеет черный, зеленовато-черный, темно-зеленый цвет. Блеск стеклянный. Минерал непрозрачный, но просвечивающий. Черта белая. Твердость 5—6. Плотность. 3,3—3,5. Кисталлы короткостолбчатые, игольчатые, толстотаблитчатые. Авгит – самый распространенный пироксен разнообразных изверженных и метаморфических пород. Сходные минералы – роговая обманка (амфибол). Распространен повсеместно.

Роговая обманка $(Ca,Na)_2(Mg,Fe^{2+})_4(Al,Fe^{3+})\ (OH)_2[(Si,Al)_4O_{11}]_2$ – один из наиболее распространенных минералов группы амфиболов. По свойствам близка к авгиту, отличаясь от него формой кристаллов и взаимным расположением плоскостей спайности, а также несколько меньшей плотностью – 3,1-3,4. Химический состав роговой обманки сложный и непостоянный. Кристаллы призматического, столбчатого, реже изометрического облика.

Листовые (слоевые) силикаты и алюмосиликаты. К ним относится большое количество минералов, из которых многие являются породообразующими магматических, метаморфических и глинистых осадочных горных пород. Кристаллизуются в моноклинной сингонии. Обладают весьма совершенной спайностью в одном направлении, параллельном «листам» кристаллической структуры, и небольшой твердостью (1-4). Наиболее распространенными минералами этой структурной группы являются *слюды* – семейство широко

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

распространенных породообразующих минералов, имеющих важное промышленное значение. Слюды представляют собой гидроксил- и фторсодержащие алюмосиликаты. Три самые распространенные виды слюд – мусковит, биотит и флогопит – характеризуются весьма совершенной спайностью в одном направлении (параллельно базису); спайные листочки упругие. Слюды нередко хорошо различаются по цвету. Мусковит варьирует от бесцветного до белого, иногда бывает желтым, изредка – розоватым или зеленоватым, флогопит – от желтого до коричневого, реже встречается бесцветный минерал, биотит – от зеленого до черного.

Биотит $K(Mg,Fe)_3(OH,F)_2[AlSi_3O_{10}]$ или черная слюда – непрозрачен и поэтому в отличие от других слюд не имеет промышленного значения. У биотита стеклянный, местами перламутровый блеск; твердость 2-3; плотность 3-3,2. Как у всех слюд, листочки, отделяющиеся по спайности, упругие.

Мусковит $KAl_2(OH)_2[AlSi_3O_{10}]$ по многим свойствам близок к биотиту, но имеет почти бесцветную окраску со светло-розовым или серым оттенком, прозрачен в тонких листочках; плотность 2,7-3,1. Мусковит обладает высокими изоляционными свойствами и термостойкостью. Мусковит представляет собой сложное соединение кремния, алюминия, калия с кислородом, небольшим количеством воды и фтором. Он может расщепляться на тончайшие листочки, сохраняя довольно высокую прочность на разрыв. Мусковит – распространенный минерал в высокотемпературных гидротермальных жилах и месторождениях замещения (грейзенах). Используется в электропромышленности, радиотехнике, приборостроении, для изготовления огнестойких строительных материалов, красок, смазочных материалов и др.

Тальк $Mg_3(OH)_2[Si_4)O_{10}]$ – кислый метасиликат магния $H_2Mg_3(SiO_3)_4$. Это – распространенный минерал, цветом от зеленого до белого, с жемчужным блеском, маслянистый на ощупь и чрезвычайно мягкий (!). В шкале твердости от 1 до 10 твердость талька составляет 1–1,5, вследствие чего он легко диагностируется. Кристаллизуется в ромбической или моноклинной системе и обычно встречается в природе в виде плотных листоватых или зернистых агрегатов. Тальк – вторичный минерал, образующийся в результате превращения безалюминиевых силикатов магния, в частности амфибола или пироксена. Порошкообразный тальк широко используется как наполнитель в бумаге, красках, керамике, кровельных материалах, резине и асфальте. США – мировой лидер по добыче талька. Другие страны, ежегодно добывающие тальк в значительных объемах, – Япония, Южная Корея, Россия, Бразилия и Индия.

Серпентин (змеевик) $Mg_6(OH)_8[Si_4O_{10}]$**,** группа минералов одинакового состава, но разной симметрии, основные силикаты магния, иногда железа. Горная порода, сложенная, в основном, серпентином, называется серпентинитом, или змеевиком. Все серпентины – зеленые минералы, слагающие жирные на ощупь массивные агрегаты. Блеск стеклянный или перламутровый, шелковистый, тусклый. Непрозрачны или просвечивают. Черта белая. Твердость 2,5–3,5,

РЕПОЗИТОРИЙ БГТУ

плотность 2,6. Серпентины – продукты гидротермального метаморфизма (серпентинизации) ультраосновных и некоторых основных пород или доломитов. Любые просачивающиеся подземные воды, содержащие углекислоту, превращают оливин в серпентин. Некоторые разности серпентинитов – красивые декоративно-облицовочные камни. Ведущие производители – Канада (Квебек) и ЮАР, а также Россия (Урал, Восточная Сибирь, Северный Кавказ).

Хлориты – семейство породообразующих минералов, силикаты сложного состава. Преобладающие химические элементы – Mg, Al, Fe, Ni, иногда Mn, Cr, Li. Название происходит от греч. «хлорос» – зеленый. Цвет обычно зеленый разных оттенков, реже – почти белый или черный. Твердость 2–2,5, плотность 2,6. Характерна совершенная базальная спайность. В отличие от слюд спайные листочки не упругие, а гибкие. Блеск от стеклянного до перламутрового. Хлориты повсеместно встречаются как вторичные минералы – продукты изменения таких силикатов, как амфиболы, пироксены и слюды (биотит и флогопит). В природе хлориты широко распространены в метаморфических зеленых (хлоритовых) сланцах и в зеленокаменных породах (измененных лавах и туфах). Железистые хлориты – главные рудные минералы осадочных месторождений железа.

Каолинит $Al_4(OH)_8[Si_4O_{10}]$ имеет белый, желтый, зеленоватый, голубоватый или даже красный цвет. В куске каолинит непрозрачен. Обладает белой чертой. Твердость 1. Плотность 2,58—2,60. Излом раковистый, землистый. Агрегаты плотные, рыхлые, тонкочешуйчатые, землистые, сплошные массы. Образуется главным образом за счет полевых шпатов, фельдшпатоидов и других силикатов в результате их химического выветривания или изменения под воздействием гидротермальных растворов. Пользуется широким распространением на суше (глины) и на океаническом дне (глубоководные глинистые осадки). Практическое значение каолинита большое. Он используется как сырье в фарфоровой промышленности, как наполнитель в бумажной индустрии, как связующее вещество в красках, лаках и др.

Глауконит, относимый к гидрослюдам, образуется в неглубоких морских бассейнах. Встречается в виде мелких зернышек неправильной формы (песчинок) или в виде мелкорассеянного цемента в песчаных и глинистых осадочных породах. Цвет зеленый до темно-зеленого; блеск обычно матовый; твердость 2-3; плотность 2,2-2,8.

Каркасные алюмосиликаты характеризуются сравнительно светлой окраской. Они просвечивают по краю. Твердость их около 6; плотность 2,5-2,75.

*Полевые шпаты***,** важнейшее семейство породообразующих минералов; слагают примерно 60% объема земной коры. Семейство насчитывает 19 минеральных видов. Кристаллизуются в моноклинной сингонии, триклинной, реже ромбической сингонии. Физические свойства полевых шпатов сходны. Все они имеют совершенную спайность в двух направлениях, одинаковую твердость 6, плотность от 2,55 до 2,76. Полевые шпаты – главные породообразующие минералы большинства изверженных горных пород, а также многих

РЕПОЗИТОРИЙ БГТУ

метаморфических пород (гнейсов и др.). Полевые шпаты слагают бóльшую часть объема пегматитов и могут встречаться в гидротермальных жильных месторождениях. Они подвержены выветриванию (химическому воздействию атмосферных агентов и просачивающихся грунтовых вод), приводящему к разложению полевых шпатов с образованием разных глинистых минералов.

По химическому составу полевые пшаты делятся на две подгруппы: 1) калиевые (калинатровые, или щелочные) полевые шпаты; 2) известково-натровые (кальциево-натровые) полевые шпаты, или плагиоклазы, представляющие непрерывный изоморфный ряд $Na[AlSi_3O_8]$ и $Ca\ [Al_2Si_2O_8]$.

Ортоклаз $K[A1Si_3O_8]$ – характерный представитель калиевых полевых шпатов. Спайность под прямым углом дала имя «прямоколющийся» этому моноклинному полевому шпату. Окраска обычно светлая, чаще всего белая, нередко от розовой до красной (из-за рассеянных частиц гематита), иногда желтоватая или серая. Ортоклаз отличается низкой плотностью среди полевых шпатов – 2,55–2,56. Самая типичная обстановка нахождения ортоклаза – гранит, который может содержать до 60% этого минерала.

Микроклин представляет собой триклинный калиевый полевой шпат с той же формулой, что и у ортоклаза, – $KAlSi_3O_8$. В отличие от ортоклаза у него угол между плоскостями спайности на 20' меньше прямого. Цвет микроклина в основном белый, часто от розового до красного, серый, а иногда зеленый (амазонит). Микроклин встречается в изверженных породах вместо ортоклаза или наряду с ним. Это преобладающий полевой шпат и вместе с тем самый распространенный минерал гранитных пегматитов, в которых его отдельные кристаллы могут достигать нескольких метров в поперечнике.

Плагиоклазы – еще одна группа полевых шпатов (триклинные натриево-кальциевые полевые шпаты) – образует непрерывный ряд от натриевого плагиоклаза альбита $NaAlSi_3O_8$ до известкового (кальциевого) плагиоклаза анортита $CaAl_2Si_2O_8$. Плагиоклазы несколько тяжелее, чем калиевые полевые шпаты, их плотность возрастает от 2,62 (альбит) до 2,76 (анортит). Плагиоклазы обычно подразделяются на шесть (альбит, олигоклаз, андезин, лабрадорит, битовнит, анортит) минеральных видов, но границы между ними условные. Классификация основана на соотношении между чистой альбитовой (Ab) молекулой ($NaAlSi_3O_8$) и чистой анортитовой (An) молекулой ($CaAl_2Si_2O_8$). По свойствам плагиоклазы близки друг к другу и макроскопически обычно не разделяются. Исключение составляет лабрадор, у которого на сером фоне хорошо видны синие и зеленые переливы – иризация. Плагиоклазы макроскопически мало отличаются и от калиевых полевых шпатов. Иногда их можно различить по окраске: плагиоклазы преимущественно белые, серые, зеленовато-серые, калиевые полевые шпаты белые, светло-серые, розовые и желтые разных оттенков. Существует также различие в угле между плоскостями спайности, который у плагиоклазов меньше прямого - 86-87°, откуда и происходит название минералов (плагиоклаз-косоколющийся). Однако такое отклонение от прямого

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

угла макроскопически не фиксируется. Макроскопически часто удается установить лишь принадлежность минерала к группе полевых шпатов без более точного их определения.

Фельдшпатоиды – минералы этой группы содержат по сравнению с полевыми шпатами меньше кремнезема и относительно больше щелочей и поэтому замещают полевые шпаты в щелочных магматических породах. *Нефелин* $KNa_3[AlSiO_4]_4$ – наиболее распространенный минерал группы фельдшпатоидов. Цвет обычно серовато-белый, серый, зеленовато- или желтовато-серый. Блеск на гранях кристаллов стеклянный, в изломе – жирный. Твердость 5,5–6, плотность 2,5–2,6. Кристаллы редки. Обычно встречаются сплошные или зернистые массы. Распространен значительно меньше, чем полевые шпаты. Образуется только в магмах, обедненных кремнеземом; не встречается в породах, содержащих кварц. Промышленные месторождения этого минерала найдены на Кольском п-ове в России и в провинции Онтарио в Канаде. Используется для производства глинозема с попутным получением соды. Нефелиновые сиениты служат также сырьем для стекольной, керамической и цементной промышленности.

2.3. Горные породы

Горные породы представляют естественные минеральные агрегаты, образующиеся в земной коре или на ее поверхности в ходе различных геологических процессов. Основную массу горных пород слагают породообразующие минералы, состав и строение которых отражают условия образования пород. Кроме этих минералов в породах могут присутствовать и другие, более редкие (акцессорные) минералы, состав и количество которых в породах непостоянны.

Если горная порода представляет агрегат одного минерала, она называется *мономинеральной.* К таким породам относятся, например, мраморы, кварциты. Первые представляют агрегат кристаллических зерен кальцита, вторые - кварца. Если в породу входит несколько минералов, она называется *полиминеральной.* В качестве примера таких пород можно назвать граниты, состоящие из кварца, калиевого полевого шпата, кислого плагиоклаза, а также темноцветных - биотита, роговой обманки, реже авгита.

Строение горных пород характеризуется структурой и текстурой. *Структура* определяется состоянием минерального вещества, слагающего породу (кристаллическое, аморфное, обломочное), размером и формой кристаллических зерен или обломков, входящих в ее состав, их взаимоотношениями. Если порода целиком состоит из кристаллических зерен, выделяют полнокристаллическую структуру. При резком преобладании нераскристаллизовавшейся массы говорят о стекловатой или аморфной структуре. Если в стекловатую массу вкраплены кристаллические зерна (фенокристы или порфировые вкрапленники), структуру называют порфировой. Если крупные кристаллические зерна вкраплены также в

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

кристаллическую, но более мелкозернистую массу, структура называется порфировидной. Когда порода состоит из каких-либо обломков, говорят об обломочной структуре. Кристаллическая и обломочная структуры подразделяются по величине зерен и обломков. Так, среди кристаллических структур выделяют крупнозернистые, с диаметром зерен более 5 мм, среднезернистые с зернами от 5 до 2 мм в поперечнике, мелкозернистые с диаметром зерен менее 2 мм. В тех случаях, когда порода состоит из очень мелких, не различимых невооруженным глазом кристаллических зерен, ее структура определяется как афанитовая, или скрытокристаллическая. При более или менее одинаковых размерах зерен породы говорят о равномернозернистой структуре, в противном случае - о неравномернозернистой.

Под *текстурой* понимают сложение породы, т.е. расположение в пространстве слагающих ее частиц (кристаллических зерен, обломков и др.). Выделяют плотную и пористую текстуры, однородную или массивную и ориентированную (слоистую, сланцеватую и др.).

В основу классификации горных пород положен генетический признак. По происхождению выделяют: 1) магматические, или изверженные, горные породы, связанные с застыванием в различных условиях силикатного расплава – магмы и лавы; 2) осадочные горные породы, образующиеся на поверхности в результате деятельности различных экзогенных факторов; 3) метаморфические горные породы, возникающие при переработке магматических, осадочных, а также ранее образованных метаморфических пород в глубинных условиях при воздействии высоких температур и давления, а также различных жидких и газообразных веществ (флюидов), поднимающихся с глубины.

Магматические горные породы наряду с метаморфическими слагают основную массу земной коры, однако, на современной поверхности материков области их распространения сравнительно невелики. В земной коре они образуют тела разнообразной формы и размеров, так называемые структурные формы, состав и строение которых зависят от химического состава исходной для данной породы магмы и условий ее застывания. В основе классификации магматических горных пород лежит их химический состав. По содержанию оксида кремния магматические породы условно делят на четыре группы кислотности:

- ультраосновные породы, содержащие более 45% кремнезема (SiO_2),
- основные – 45-52,
- средние – 52-65,
- кислые – более 65%.

В ультраосновных и основных породах преобладают цветные (темноцветные) минералы, менее богатые кремнеземом, а в кислых – преимущественно светлые минералы. Такое соотношение цветных и светлых минералов обуславливает, светлую окраску кислых пород, более темную – основных и черную – ультраосновных горных пород. С этим же связано увеличение плотности пород от кислых (2,58) к ультраосновным (до 3,4). Горные

РЕПОЗИТОРИЙ БГТУ

породы с преобладанием темноцветных минералов называются лампрофировыми (меланократовыми), светлых минералов – аплитовыми (лейкократовыми).

Химический состав может быть определен лишь при лабораторных исследованиях. Однако минеральный состав отражает химический и может быть использован для выяснения группы кислотности.

Породообразующими минералами магматических пород являются минералы класса силикатов: кварц, полевые шпаты, слюды, амфиболы, пироксены, которые в сумме составляют около 93% всех входящих в магматические породы минералов, затем оливин, фельдшпатоиды, некоторые другие силикаты и около 1% минералов других классов.

В зависимости от условий, в которых происходило застывание магмы, магматические породы делят на ряд групп:

- породы глубинные, или интрузивные, образовавшиеся при застывании магмы на глубине, и
- породы излившиеся, или эффузивные, связанные с застыванием магмы, излившейся на поверхность, т.е. лавы.

Физико-химические условия застывания магмы на глубине и лавы на поверхности различны, соответственно различны и образующиеся при этом породы. Наиболее резко это выражается в структуре пород. На глубине при медленном застывании магмы в условиях постепенного снижения температуры и давления, в присутствии летучих компонентов, способствующих кристаллизации, образуются породы с полнокристаллической структурой. Размеры кристаллических зерен зависят от свойств магмы, режима охлаждения, скорости кристаллизации. Интрузивные породы обладают массивной текстурой, характеризующейся отсутствием ориентировки минеральных зерен. Реже встречается ориентированная текстура, отражающая движение магмы в процессе застывания, а также результат ее гравитационной дифференциации. В эффузивных породах ориентированная текстура возникает чаще. При этом кристаллические зерна, струи стекла, пустоты располагаются упорядоченно по направлению течения потока лавы и породы приобретают флюидальную текстуру. Для них характерна также пористая текстура, отражающая процесс выделения газов при застывании лавы.

Излившаяся на поверхность лава попадает в иные условия температуры и давления. Она быстро теряет растворенные в ней газы и застывает или в виде аморфной массы, имеющей стекловатую структуру, или образует микрокристаллическую массу, т.е. афанитовую структуру. У излившихся пород встречается также порфировая структура, кристаллические вкрапленники которой и основная некристаллическая масса возникли в разных условиях и разновременно. К излившимся или вулканическим породам относятся также пирокластические, представляющие скопление выброшенного при вулканических взрывах и осевшего на поверхность материала – куски застывшей в воздухе лавы, обломки минералов и пород. Определение эффузивных пород по минеральному

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

составу сильно затруднено главным образом тем, что значительная их часть состоит из нераскристаллизовавшегося вулканического стекла, для которого можно говорить лишь о химическом составе. Определение таких пород также затрудняют и более поздние их изменения. В случае порфировой структуры эффузивных пород пользуются терминами порфир, если кристаллические вкрапленники представлены преимущественно калиевыми полевыми шпатами, и порфирит, если во вкрапленниках преобладают плагиоклазы. По отношению кремнезема (SiO_2) и щелочей (K_2O, Na_2O) выделяют нормальный ряд пород, характеризующийся относительно малым содержанием щелочей, и щелочной ряд с повышенным их содержанием. В земной коре преобладают породы нормального ряда. В табл. 2.3 помещены наиболее распространенные интрузивные и эффузивные породы нормального ряда.

Таблица 2.3

Наиболее распространенные магматические горные породы

Условия образования	Текстура	Структура	Горные породы нормального (известково-щелочного) ряда			
			Ультра-основные SiO_2<45%	Основные SiO_2 52-45%	Средние SiO_2 65-52%	Кислые SiO_2 >65%
Эффузивные	Плотная, пористая, флюидальная	Стекловатая, афанитовая, порфировая	-	Базальт, долерит	Андезит	Липарит (риолит), дацит
Интрузивные	Массивная	Полнокристаллическая, порфировидная	Дунит, перидотит, пироксенит	Габбро	Диорит	Гранит, гранодиорит

РЕПОЗИТОРИЙ ВГТУ

Ультраосновные породы (гипербазиты, или ультра-мафиты) в строении земной коры играют незначительную роль, причем особенно редки эффузивные аналоги этой группы (пикриты и пикритовые порфириты). Все ультраосновные породы обладают большой плотностью (3,0-3,4), обусловленной их минеральным составом. Ультраосновные породы слагают массивы разных размеров, образуя согласные тела и секущие жилы. С ними связаны месторождения многих ценных минералов и руд, таких, как платина, хром, титан и др.

Дуниты – глубинные породы, обладающие полнокристаллической обычно мелко- и среднезернистой структурой. Состоят на 85-100% из оливина, который обусловливает их темно-серую, желто-зеленую и зеленую окраску. В результате

вторичных изменений оливин часто переходит в серпентин и магнетит, что придает породам темно-зеленый и черный цвет. В этом случае зернистая структура становится практически невидимой. Для выветрелой поверхности характерна вторичная бурая корка гидроокислов железа.

Перидотиты – наиболее распространенные из ультраосновных глубинных пород. Обладают полнокристаллической средне- или мелкозернистой, порфировидной и скрытокристаллической структурой. Состоят из оливина (70-50%) и пироксенов. Темно-зеленые или черные, что обусловливается цветом оливина или вторичного серпентина. На этом фоне выделяются более крупные вкрапленники пироксенов, хорошо заметные по стеклянному блеску на плоскостях спайности.

Пироксениты – глубинные породы, обладающие полнокристаллической, крупно- или среднезернистой структурой. Состоят главным образом из пироксенов, придающих породам зеленовато-черный и черный цвет; в меньшем количестве (до 10-20%) присутствует оливин. По содержанию окиси кремния пироксениты относятся к основным и даже средним породам, но отсутствие полевых шпатов позволяет относить их к ультраосновным.

Основные породы. Главными породообразующими минералами основных пород являются пироксены и основные плагиоклазы. Могут присутствовать оливин и роговая обманка. В качестве второстепенных с ними связан также ряд рудных минералов, таких, как магнетит, титаномагнетит и др. Большое количество цветных минералов придает породам темную окраску, на фоне которой выделяются светлые вкрапленники плагиоклазов. Основные породы широко распространены в земной коре.

Габбро – глубинные породы с полнокристаллической средне- и крупнозернистой структурой. Из цветных наиболее типичными минералами являются пироксены (до 35-50%), реже встречаются роговая обманка и оливин. Светлые минералы представлены основными плагиоклазами. Разновидность габбро, состоящая почти целиком из плагиоклазов, называется анортозитом. Если этим плагиоклазом является Лабрадор, порода называется лабрадоритом. Эффузивными аналогами габбро являются базальты (долериты).

Базальты – черные или темно-серые породы, обладающие афанитовой или порфировой структурой. На стекловатом фоне основной массы выделяются очень мелкие порфировые вкрапленники плагиоклазов, пироксенов, иногда оливина. Текстура массивная, часто пористая. Долериты - излившиеся породы того же состава, но с мелкозернистой полнокристаллической структурой. Базальты залегают в виде потоков и покровов, нередко достигающих значительной мощности и покрывающих большие пространства как на континентах, так и на дне океанов.

Средние породы характеризуются большим содержанием светлых минералов, чем цветных, из которых наиболее типична роговая обманка. Такое

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

соотношение минералов определяет общую светлую окраску породы, на фоне которой выделяются темноокрашенные минералы.

Диориты – глубинные породы, обладающие полнокристаллической структурой. Светлые минералы, составляющие около 65-70%, представлены главным образом средним плагиоклазом, придающим породам светло-серую или зеленовато-серую окраску. Из темноцветных чаще всего присутствует роговая обманка, реже пироксены. В небольших количествах могут встречаться кварц, ортоклаз, биотит, однако при макроскопическом изучении они практически не могут быть обнаружены. Если количество кварца достигает 5-15%, породы называются кварцевыми диоритами. Диориты и кварцевые диориты встречаются в массивах гранитов и габбро, а также образуют небольшие отдельные тела типа жил, штоков, лакколитов.

Андезиты являются излившимися аналогами диоритов. Они обладают обычно порфировой структурой. Основная скрытокристаллическая или мелкокристаллическая масса, содержащая стекло, имеет светло-серый или светло-бурый цвет. На ее фоне выделяются блестящие светло-серые вкрапленники плагиоклазов и черные – роговой обманки и пироксенов. Текстура массивная, часто пористая.

Кислые породы всегда содержат кварц. Кроме него в значительных количествах присутствуют полевые шпаты – калиевые и кислые плагиоклазы. Из цветных характерны биотит и роговая обманка, реже пироксены. В этой группе наиболее широко развиты интрузивные породы.

Граниты – глубинные породы, обладающие полнокристаллической, обычно среднезернистой, реже крупно- и мелкозернистой структурой. Породообразующие минералы – кварц (около 25-35%), калиевые полевые шпаты (35-40%) и кислые плагиоклазы (около 20-25%), из цветных – биотит, в некоторых разностях частично замещающийся мусковитом, реже роговая обманка, еще реже пироксены. Если содержание кварца в породе не превышает 15-25%, а из полевых шпатов преобладают плагиоклазы и увеличивается количество темноцветных, порода называется гранодиоритом. Граниты – самая распространенная интрузивная порода. Они слагают огромные тела на щитах и в складчатых областях, а также мелкие секущие интрузии.

Липариты (риолиты) – излившиеся аналоги гранитов. Они имеют порфировую структуру – в светлой, часто белой, обычно стекловатой, реже афанитовой основной массе вкраплены редкие мелкие кристаллические зерна калиевых полевых шпатов (обычно санидина) и еще более редкие плагиоклазов и кварца, очень редко темноцветных.

Дациты – излившаяся светлоокрашенная порода, эффузивный аналог гранодиорита. Отличается от риолита более высоким содержанием плагиоклаза. Состоит в основном из плагиоклаза (андезина) и кварца, содержит калиевый полевой шпат, но в подчиненном количестве по отношению к плагиоклазу. Обычны вкрапленники плагиоклаза и темноцветных минералов. Если

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

вкрапленников много, то породу иногда называют дацит-порфиром. Дациты залегают в виде лавовых потоков, куполов и даек.

Обсидианы – изверженная порода, состоящая, в основном, из природного вулканического стекла. Имеет темный цвет (черный, коричневый, серый, реже оливковый), стеклянный, иногда шелковистый блеск и раковистый излом.

Пемза – светлоокрашенное высокопористое (пузырчатое, пенистое) природное вулканическое стекло. Образуется в результате столь быстрого затвердевания риолитовой, реже дацитовой лавы, что минералы не успевают выкристаллизоваться из расплава. Резко выраженное пузырчатое сложение породы обусловлено выделением пузырьков растворенных паров и газов из магмы во время ее затвердевания. В результате порода приобретает высокую пористость и низкую объемную плотность – от 0,5–0,6 до 1,3–1,4 (обычно куски пемзы плавают в воде).

Щелочные породы в земной коре встречаются реже пород нормального ряда. Среди них выделяют породы с фельдшпатоидами и без них, но и те и другие характеризуются относительно повышенным содержанием щелочных минералов.

Сиениты – щелочные породы без фельдшпатоидов. Сиениты - средние глубинные породы, главными породообразующими минералами которых являются калиевые полевые шпаты (более 30%), меньшую роль играют средние или кислые плагиоклазы и темноцветные минералы (роговая обманка, биотит, реже пироксены). В небольших количествах (до 5%) может присутствовать кварц. Калиевые полевые шпаты обусловливают преимущественно розовый, серовато-желтый цвет пород. Структура полнокристаллическая, часто среднезернистая, порфировидная. Сиениты встречаются довольно редко в виде небольших секущих тел, чаще сопровождают кислые и основные интрузии. Излившиеся аналоги сиенитов - трахиты - также редки.

Нефелиновые сиениты – щелочные породы с фельдшпатоидами. Это – средние глубинные породы, обладающие полнокристаллической, обычно крупнозернистой структурой. В них преобладают светлые минералы (70% и более), представленные щелочными полевыми шпатами (ортоклазом, микроклином, альбитом) и нефелином. Из темноцветных присутствуют железистые разности биотита, щелочные амфиболы и пироксены. Нефелиновые сиениты образуют обычно небольшие секущие тела типа штоков. Излившиеся аналоги нефелиновых сиенитов – фонолиты – встречаются еще реже.

Пегматиты — светлые породы с крупной (до гигантской) зернистой структурой. Кварц и полевой шпат, закономерно прорастая друг друга, образуют структуру, напоминающую в срезе древнееврейские письмена (темно-серые вростки кварца на светлом фоне полевого шпата).

Вулканогенно-обломочные (пирокластические) породы являются результатом скопления выброшенного при вулканических взрывах и затем осевшего материала. В зависимости от размера и условий извержения частицы разносятся от места взрыва на большее или меньшее расстояния – от нескольких

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

километров до многих сотен и тысяч километров. Осаждающийся на поверхности Земли материал образует рыхлые скопления, которые в зависимости от размеров обломков называются *вулканическим пеплом* при пылеватых размерах частиц, *вулканическим песком* при песчаной размерности обломков; обломки более крупные называются *лапиллями* (камушками) и *вулканическими бомбами*, достигающими нескольких метров в поперечнике. Весь рыхлый пирокластический материал называется *тефрой*. В последующем обломки различными путями цементируются и образуются крепкие породы - вулканические туфы и агломераты или вулканические брекчии (при больших размерах обломков), а также лавовые брекчии (при лавовом цементе).

Магматические породы широко применяются в различных отраслях строительства. С разными их группами связаны различные комплексы металлических полезных ископаемых. К ультраосновным породам приурочены руды платины, железа, хрома, никеля. Основные породы сопровождаются месторождениями магнетита, титаномагнетита, ильменита, медных и полиметаллических руд; средние - магнетита, халькопирита, золота и др.; кислые породы содержат золото, цветные, редкие, радиоактивные металлы. Нефелиновые сиениты используются как руда на алюминий.

Осадочные горные породы. На поверхности Земли в результате действия различных экзогенных факторов образуются осадки, которые в дальнейшем уплотняются, претерпевают различные физико-химические изменения – диагенез, и превращаются в осадочные горные породы. Осадочные породы тонким чехлом покрывают около 75% поверхности континентов. Многие из них являются полезными ископаемыми.

Осадочные породы подразделяются на три группы:

- обломочные породы, возникающие в результате механического разрушения каких-либо пород и накопления образовавшихся обломков;
- глинистые породы, являющиеся продуктом преимущественно химического разрушения пород и накопления возникших при этом глинистых минералов;
- химические (хемогенные) и органогенные породы, образовавшиеся в результате химических и биологических процессов.

Важнейшим признаком, характеризующим строение осадочных пород, является их слоистая текстура. Образование слоистости связано с условиями накопления осадков. Любые перемены этих условий вызывают либо изменение состава отлагающегося материала, либо остановку в его поступлении. В разрезе это приводит к появлению слоев, разделенных поверхностями напластования и часто различающихся составом и строением. Слои представляют собой более или менее плоские тела, горизонтальные размеры которых во много раз превышают их толщину (мощность). Мощность слоев может, достигать десятков метров или не превышать долей сантиметра. Изучение слоистости дает большой материал для познания палеогеографических условий, в которых формировалась изучаемая осадочная толща. Например, в морях на удалении от берега, в условиях

РЕПОЗИТОРИЙ БГТУ

относительно спокойного режима движения воды образуется параллельная, первично горизонтальная слоистость, в прибрежно-морских условиях - диагональная, в потоках морских и речных - косая и т.д. Важным текстурным признаком осадочных пород является также пористость, характеризующая степень их проницаемости для воды, нефти, газов, а также устойчивость под нагрузками. Невооруженным глазом видны лишь относительно крупные поры; более мелкие легко обнаружить, проверив интенсивность поглощения породой воды. Например, породы, обладающие тонкой, не видимой глазом пористостью прилипают к языку.

Структура осадочных пород отражает их происхождение - обломочные породы состоят из обломков более древних пород и минералов, т.е. имеют обломочную структуру; глинистые сложены мельчайшими не видимыми вооруженным глазом зернами преимущественно глинистых минералов - пелитовая структура; хемобиогенные обладают либо кристаллической структурой (от ясно видимой до скрытокристаллической), либо аморфной, либо органогенной, выделяемой в тех случаях, когда порода представляет собой скопление скелетных частей организмов или их обломков.

Обломочные породы широко используются в различных отраслях строительства, например, чистые кварцевые пески – при изготовлении стекла.
По величине обломков обломочные породы делятся на:

- грубообломочные породы (псефитовые), состоящие из обломков более 2 мм в поперечнике;
- среднеобломочные или песчаные породы (псаммитовые), состоящие из обломков от 2 до 0,05 мм в поперечнике;
- мелкообломочные, или пылеватые породы (алевритовые), состоящие из обломков от 0,05 до 0,005 мм в поперечнике.

В пределах каждого гранулометрического типа породы подразделяются по окатанности обломков, а также в зависимости от того, представляют ли эти обломки рыхлые скопления или скреплены (сцементированы) каким-либо цементом. Обломочные породы характеризуются также и составом обломков. Однородные по составу породы часто состоят из обломков кварца как одного из наиболее устойчивых минералов. К породам смешанного состава относят, например, аркозовые породы, содержащие обломки продуктов разрушения гранитов: калиевых полевых шпатов, кислых плагиоклазов, меньше кварца и слюд. Если преобладают обломки средних, основных и ультраосновных магматических пород и слагающих их минералов, а также метаморфических сланцев и аргиллитов, обломочные породы называются граувакковыми.

Грубообломочные породы. В зависимости от формы и размеров обломков среди пород этого гранулометрического типа выделяют следующие:

- валуны и глыбы – соответственно окатанные и угловатые обломки размером свыше 200 мм в поперечнике;
- галька и щебень – при размерах обломков от 200 до 10 мм;

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

- гравий и дресва – при размерах обломков от 10 до 2 мм.

Грубообломочные породы, представляющие собой сцементированные неокатанные обломки, называются брекчиями и дресвяниками, сцементированные окатанные обломки - конгломератами и гравелитами. Цементом служат различные химические соединения и механические частицы, выпадающие из вод, циркулирующих между обломками. Часто цемент бывает глинистым, сравнительно легко размокающим, карбонатным, легко определяемым по реакции с соляной кислотой, кремнистым, характеризующимся большой твердостью и иногда характерным блеском, железистым, выделяющимся желто-красно-бурыми окрасками и большой плотностью.

Среднеобломочные породы – это пески и песчаники. Первые представляют собой скопление несцементированных обломков песчаной размерности, вторые - такие же, но сцементированные обломки. В зависимости от величины обломков пески и песчаники разделяются на грубо-, крупно-, средне- и мелкозернистые. По составу обломков они бывают однородными и смешанными. Преобладающий состав обломков отражается в названии породы, например кварцевый песок или песчаник, глауконитовый, кварцево-слюдистый, аркозовый и др.

Мелкообломочные породы. Рыхлые скопления мелких частиц размерами от 0,05 до 0,005 мм называются алевритами. Одним из широко распространенных представителей алевритов является лёсс – светлая палево-желтая порода, состоящая преимущественно из обломков кварца и меньше – полевых шпатов с примесью глинистых частиц и извести, что легко обнаруживается по реакции с соляной кислотой. Лёсс легко растирается в мучнистый порошок, обладает большой пористостью (до 50%) и относительно слабой водопроницаемостью. При цементации алевритов морского, озерного и другого происхождения, сложенных частицами той же или близкой размерности, возникают алевролиты, имеющие плитчатое строение.

Глинистые породы. Наиболее распространенными осадочными породами являются глины, на долю которых приходится больше 50% от объема всех осадочных пород. Глинистые породы в основном состоят из мельчайших (меньше 0,02 мм) кристаллических (реже аморфных) зерен глинистых минералов. Кроме того, в их состав входят столь же мелкие зерна хлоритов, окислов и гидроокислов алюминия, глауконита, опала и других минералов, являющихся продуктами химического разрушения различных пород и отчасти глинистых минералов. Третья составляющая глинистых пород – разнообразные обломки размерами меньше 0,01 мм (0,005 мм). По степени литифицированности среди глинистых пород выделяют глины – легко размокающие породы и аргиллиты – сильно уплотненные, потерявшие способность размокать глины.

В сухом состоянии глины образуют крепкие агрегаты с пелитоморфной (мучнистой) структурой. Излом их землистый или раковистый, текстура мелкопористая, растираются в порошок. Они впитывают влагу и становятся при этом пластичными и водоупорными. Окраска разнообразна и зависит как от цвета

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

глинистых минералов, так и в значительной степени от примесей. В зависимости от свойств глинистых минералов некоторые глины при намокании разбухают. При специальных исследованиях выделяются разновидности: гидрослюдистые, каолиновые и монтмориллонитовые глины. Применяются глины как огнеупорный материал, для изготовления кирпича, керамики. Аргиллиты - обладают массивной или тонкоплитчатой текстурой. Обычно окрашены в более темные, чем глины, цвета.

Кроме песчаных, пылеватых и глинистых пород существует еще ряд смешанных пород, состоящих из частиц разных размеров и состава. К ним относятся:

- супеси, содержащие наряду с песчаными до 20-30% глинистых частиц,
- суглинки, в которых количество глинистых частиц увеличивается до 40-50%.

Соответственно с этим меняются и свойства пород, что выражается в уменьшении пластичности при намокании от глин к пескам.

Химические и органогенные породы образуются преимущественно в водных бассейнах. Структура химических (хемогенных) пород определяется агрегатным состоянием слагающих их минералов (кристаллическим или аморфным) и размерами кристаллических зерен. Структура органогенных пород отражается состоянием слагающих их органических остатков и принадлежностью организмов к тем или иным группам. Классификация хемогенных и органогенных горных пород обычно производится по химическому составу слагающих их минералов. Среди них выделяют: карбонатные, кремнистые, галоидные и углеродистые (каустобиолиты) соединения.

Карбонатные породы составляют около 14% объема осадочной оболочки Земли. Главный породообразующий минерал этих пород – кальцит, в меньшей степени – доломит. Карбонатные породы широко используются в различных отраслях промышленности - в металлургии, для изготовления огнеупоров, в строительном деле, для известкования кислых почв и др.

Известняки - мономинеральные породы, состоящие из кальцита, являются наиболее распространенными среди карбонатных пород. Свойства, присущие кальциту, используются для определения известняков. Цвет известняков обычно светлый – белый, светло-желтый, светло-серый, но примесями может быть изменен в любой, вплоть до черного. Известняки бывают химического и органогенного (биогенного) происхождения. Химические известняки образуются при выпадении кальцита из вод морей, озер, подземных вод. Среди них различают: 1) плотные (пелитоморфные) известняки; 2) оолитовые известняки, образующиеся в прибрежной зоне моря; 3) известковые туфы или травертины - связанные с выходами на поверхность подземных вод; 4) обломочные известняки, скрепленными карбонатным цементом. Среди биогенных известняков, прежде всего, выделяются известняки, состоящие из цельных остатков органогенных

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

построек или отдельных раковин - известняки-ракушечники и из их обломков - детритусовые известняки. Органогенные известняки подразделяются также по систематической принадлежности органических остатков. Среди них выделяют известняки коралловые, брахиоподовые, фузулиновые и др. Иногда органические остатки бывают столь мелки, что невооруженным глазом не могут быть обнаружены. В таких случаях макроскопически не удается установить принадлежность породы к тому или другому из названных генетических типов. К таким породам относится, например, *мел*, состоящий в основном из раковинок фораминифер и остатков кокколитофорид (известковых водорослей), не видимых невооруженным глазом и часто претерпевших значительные изменения.

Мергель – известковая порода, состоящая из кальцита и примеси глинистых и других терригенных частиц в количестве 25-75 %. Внешне мергель мало отличим от известняков. Определяющим признаком является реакция с соляной кислотой, после которой на высохшей поверхности мергелистой породы возникает грязное пятно, вызванное концентрацией глинистых частиц.

Доломиты представляют агрегаты минерала того же названия. От известняков они отличаются по более слабой реакцией с соляной кислотой (доломит вскипает в порошке). Доломиты образуются при химических изменениях известняков, а также путем выпадения из водных растворов. Между доломитами и известняками имеются промежуточные разности - доломитизированные известняки.

Кремнистые породы состоят главным образом из опала и халцедона. Подобно карбонатным породам они могут иметь биогенное (диатомиты), химическое (гейзериты, кремнистые туфы, кремни) и смешанное (трепелы и опоки) происхождение. Кремнистые породы применяются для изготовления кремнистого цемента, как тепло- и звукоизоляционный материал. Некоторые разновидности используются как поделочный камень.

Диатомиты – биогенные породы, состоящие из мельчайших, не различимых невооруженным глазом скелетных остатков диатомовых водорослей. Они имеют белый, светло-серый или светло-желтый цвет, легко растираются в тонкий порошок, пачкают руки. Диатомиты очень легкие (объемная масса 0,4-0,85), что обусловлено большой микропористостью. Диатомиты впитывать влагу и липнут к языку.

Гейзериты и кремнистые туфы состоят из опала. Это светлоокрашенные породы с пористой текстурой. Образуются на поверхности из вод гейзеров и горячих минеральных источников.

Кремни – породы, состоящие из халцедона, опала, глинистых частиц. Обычно встречаются среди карбонатных осадочных пород (известняков и доломитов) в виде конкреций, возникших в процессе диагенеза.

Трепелы – состоят из мельчайших зернышек опала, скрепленных опаловым цементом. В небольших количествах присутствуют опаловые скорлупки

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

диатомовых водорослей и остатки кремнистых скелетов радиолярий и губок. Макроскопически неотличимы от диатомитов.

Опоки, как и трепелы, включают зернышки опала и остатки кремневых скелетов организмов, что можно установить только микроскопически. Макроскопически это твердые породы белого, серого до черного цвета, обладающие обычно раковистым изломом. Некоторые при ударе раскалываются с характерным звенящим звуком. Легкие, но обладают большей, чем трепел, объемной массой (1,1-1,82).

Галоидные и сульфатные породы относятся к химическим образованиям, выпадающим в осадок из растворов. Классифицируются они по минеральному составу.

Каменная соль – светлоокрашенные полнокристаллические агрегаты галита, образующие слоистые толщи, которые нередко чередуются с прослоями других, близких по генезису пород (калийных солей, гипса и др.). Легко определяется по признакам, характерным для минерала галита.

Гипс – из сернокислых пород имеет наибольшее распространение. Состоит из минерала того же названия. Встречается в виде полнокристаллических, обычно мелкозернистых светлоокрашенных агрегатов.

Каустобиолиты (греч. «каусто» – горючий, "биос" - жизнь) образуются из растительных и животных остатков, преобразованных под влиянием различных геологических факторов. Эти породы обладают горючими свойствами, чем и обусловлено их важное практическое значение. К ним относятся: торф, ископаемые угли, горючие сланцы, нефть, газ, янтарь и др.

Торф – более или менее рыхлая, землистая, пористая, гумусовая масса желтого, бурого или черного цвета, содержащая видимые невооруженным глазом растительные остатки, а также терригенный материал. Он является результатом неполного разложения растительности в болотах при участии бактерий (первая стадия превращения растительного материала по пути его преобразования в уголь). Содержание углерода в торфе 55-60 %.

Ископаемые угли образуются преимущественно из древесной и травянистой растительности (гумусовые угли), меньше из водорослей (сапропелевые угли). В углях присутствует терригенная примесь. По степени разложения органического вещества выделяют:

- Бурые угли – плотная, темно-бурая или черная порода с землистым, редко раковистым изломом, матовым блеском. Черта темно-бурая. Неразложившиеся части растений встречаются редко. Содержание углерода 60-75%.
- Каменные угли – результат более глубоко зашедшего процесса преобразования органического вещества. Содержание углерода увеличивается до 90%. Порода черная, более плотной текстуры, чем бурый уголь, излом землистый, блеск обычно матовый, черта черная (пачкает руки).

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

- Антрацит – результат еще большей переработки ископаемых углей в условиях повышенного давления и температуры. Содержание углерода увеличивается до 97%. Макроскопически плотные, серовато-черные породы с сильным металловидным блеском. Излом неровный, раковистый; рук не пачкает. Плотность углей возрастает от 0,7 у торфа до 1,6 у антрацита.

Горючие сланцы – породы смешанного обломочного и органогенного происхождения, образующиеся на дне бассейнов при одновременном осаждении органического вещества (до 20-60%) и глинистых или известково-глинистых частиц. Они похожи на глинистые породы. Окраска – от темно-серой до желтовато-серой. Подразделяются на гумусовые сланцы и сапропелевые сланцы в зависимости от органического вещ0ества.

Нефть представляет собой маслянистую жидкость от светло-желтого до черного цвета. Для нее характерен специфический запах, маслянистый блеск. Нефть легче воды (удельный вес 0,75-1,00). Происхождение нефти не совсем ясно, существуют различные гипотезы ее образования. В местах выхода нефти на поверхность происходит осаждение тяжелых битумов и образуются асфальт и озокерит.

Янтарь представляет собой смолу древних хвойных деревьев желтого, желтовато-бурого цвета. Часто содержит включения коры, листьев, пыльцы, насекомых и других остатков. Легко плавится. Применяется в ювелирном деле.

Метаморфические горные породы образуются в результате преобразования пород разного генезиса, приводящего к изменению первичной структуры, текстуры и минерального состава в соответствии с новой физико-химической обстановкой. Главными факторами (агентами) метаморфизма являются эндогенное тепло, всестороннее (петростатическое) давление, химическое воздействие газов и флюидов. Постепенность нарастания интенсивности факторов метаморфизма позволяет наблюдать все переходы от первично осадочных или магматических пород к образующимся по ним метаморфическим породам. Метаморфические породы обладают полнокристаллической структурой. Размеры кристаллических зерен, как правило, увеличиваются по мере роста температур метаморфизма.

Для метаморфических пород наиболее типичны ориентированные текстуры. К ним относятся, например, сланцеватая текстура, обусловленная взаимно параллельным расположением минеральных зерен призматической или пластинчатой форм; гнейсовая, или гнейсовидная текстура, характеризующаяся чередованием полосок различного минерального состава; в случае чередования полос, состоящих из зерен светлых и цветных минералов, текстура называется полосчатой. Внешне эти текстуры напоминают слоистость осадочных пород, но их происхождение связано не с процессом накопления осадков, а с перекристаллизацией и переориентировкой минеральных зерен в условиях ориентированного давления. Если метаморфическая порода мономинеральна и

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

слагающий ее минерал имеет более или менее изометричные формы (кварц, кальцит), то в этом случае порода имеет неупорядоченную массивную текстуру. Все метаморфические породы имеют плотную текстуру.

Поскольку сходные по составу, структурам и текстурам метаморфические породы могут образоваться за счет изменения как магматических, так и осадочных пород, к названиям метаморфических пород, возникших по магматическим породам, прибавляется приставка «орто» (например, ортогнейсы), а к названиям метаморфических, первично-осадочных пород – приставка «пара» (например, парагнейсы).

Процессы метаморфизма могут развиваться на огромных площадях в десятки и даже сотни тысяч квадратных километров (региональный метаморфизм), но могут проявляться и на очень небольших площадях (локальный метаморфизм). Наибольшее распространение в земной коре имеют породы регионального метаморфизма.

Породы регионального метаморфизма. Региональный метаморфизм происходит в диапазоне температур от 300-400° до 900-1000° С. Увеличение температуры, а также давления приводит к росту интенсивности метаморфизма. Породы различного первичного состава по-разному реагируют на изменение физико-химических условий. Метаморфизм простых по химическому составу пород, таких, как кварцевые песчаники или известняки, заключается только в изменении структуры и текстуры, а минеральный состав их почти не изменяется.

Кварциты – плотная и крепкая метаморфическая горная порода, возникшая из кварцевых песчаников и других богатых кремнеземом пород и состоящая из зерен кварца, сцементированных опалом, халцедоном. Может быть окрашен примесями в розовые, красные, бурые, малиновые тона. Имеют полнокристаллическую, обычно мелкозернистую структуру. Текстура, как правило, массивная.

Мраморы возникают при метаморфизме из карбонатных пород (известняков, доломитов). Это – полнокристаллические мономинеральные агрегаты кальцита, обладающие массивной текстурой. Разнообразная окраска мраморов связана с неоднородностями исходных пород.

Амфиболиты – метаморфическая порода, состоящая преимущественно из роговой обманки и плагиоклаза примерно в равных пропорциях. Амфиболит образуется при метаморфизме магматических пород основного состава (ортоамфиболиты) и мергелистых или близких по составу осадочных пород (параамфиболиты). Амфиболиты соответствуют средней ступени метаморфизма и являются одной из самых распространенных метаморфических пород. Обычно это среднезернистая полнокристаллическая порода, серовато-зеленого цвета.

Филлиты – исходная глинистая порода, переходная от глинистого (аспидного, кровельного) сланца к слюдяному. Филлиты – плотные, тонкозернистые, но явно кристаллические породы с четко выраженной сланцеватостью (плитчатостью) в одном направлении. Цвет обычно от серого до

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

черного. Характерны шелковистый блеск на поверхностях сланцеватости (отличие от глинистого сланца) и способность раскалываться на тонкие плитки. Наиболее ясно различимый из присутствующих минералов – слюда, мелкочешуйчатый мусковит. Филлиты широко распространены во многих районах земного шара в составе древних толщ, особенно докембрийских.

Кристаллические сланцы возникают в условиях более высоких температур и давления, чем филлиты. В их составе существенную роль играют слюды. По преобладанию той или иной слюды различают мусковитовые, биотитовые и двуслюдяные сланцы. Если в кристаллических сланцах роль главного минерала играет роговая обманка, сланцы называются роговообманковыми. При дальнейшем нарастании температур слюдяные сланцы переходят в парагнейсы.

Гнейсы – грубосланцеватая порода с полнокристаллической структурой и гнейсовой (полосчатой) текстурой. Минеральный и химический состав гнейсов в большой степени зависят от исходной породы. Обычно гнейсы состоят из кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза и цветных минералов (обычно слюд и/или амфиболов). Гнейсы по составу близки к граниту, гранодиориту. Гнейсы, образованные при метаморфизме осадочных пород, называются парагнейсами. Продукты метаморфизма изверженных пород называют ортогнейсами. Гнейсы широко развиты среди древних пород земной коры, особенно докембрийских.

Гранулиты – кварц-полевошпатовые породы, содержащие значительные количества гранатов (преимущественно пиропа); структура полнокристаллическая мелко- и тонкозернистая, текстура гнейсовидная. Образуются при ультраметаморфических условиях, характеризующихся сочетанием очень высоких температур и давлений.

Эклогиты – массивные породы с плотностью 3,35-4,2 г/см, состоящие преимущественно из двух минералов - граната и пироксена (омфацита). Для их возникновения необходимо еще более высокое давление, чем для гранулитов.

Роговики – породы локального метаморфизма. Они возникают на контакте внедрившейся магмы с вмещающими, преимущественно глинистыми породами. Основным фактором метаморфизма при этом является тепловое воздействие расплава, кроме того, давление его на консолидированные породы и привнос некоторых летучих. Роговики обладают микрокристаллической структурой, различной, часто серой до черной, окраской, массивной текстурой. Определенный микроскопически минеральный состав зависит от исходного состава первичных пород. Наиболее обычны кварц, полевые шпаты, амфиболы, пироксены. Роговики часто бывают рудоносны.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Глава 3. ПРОЦЕССЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ (ГИПЕРГЕНЕЗА)

Термин «выветривание», широко вошел в литературу, однако он не отражает существа и сложности природных процессов, определяемых этим понятием. Неудачный термин привел к тому, что у исследователей нет единства в понимании его по существу. Во всяком случае, выветривание никогда не следует путать с деятельностью собственно ветра и других экзогенных факторов.

Под выветриванием понимается совокупность физических, химических и биохимических процессов преобразования горных пород и слагающих их минералов в приповерхностной части земной коры. Это преобразование зависит от многих факторов: колебаний температуры; химического воздействия воды и газов – углекислоты и кислорода (находящихся в атмосфере и в растворенном состоянии в воде); воздействия органических веществ, образующихся при жизни растений и животных и при их отмирании и разложении. Процессы выветривания тесно связаны с взаимодействием приповерхностной части земной коры с атмосферой, гидросферой и биосферой. Часть земной коры, в которой происходит преобразование минерального вещества, называется *зоной выветривания* или *зоной гипергенеза* (от греч. «гипер» – над, сверху). Процесс гипергенеза, или выветривания, очень сложен и зависит от климата, рельефа, органического мира и времени. Особенно велика роль климата, являющегося одной из главных причин и движущих сил процессов выветривания. Из всей совокупности климатических факторов наибольшее значение имеют тепло (баланс лучистой энергии) и степень увлажнения (водный режим). В зависимости от преобладания тех или иных факторов в сложном процессе выветривания выделяют два взаимосвязанных типа: физическое выветривание и химическое выветривание.

3.1. Физическое выветривание

В этом типе наибольшее значение имеет *температурное выветривание,* которое связано с суточными и сезонными колебаниями температуры, что вызывает то нагревание, то охлаждение поверхностной части горных пород. Вследствие резкого различия теплопроводности, коэффициентов теплового расширения и сжатия и *анизотропии* свойств минералов, слагающих горные породы, в них возникают напряжения. Особенно это характерно для многоминеральных магматических и метаморфических пород (гранитов, сиенитов, габбро, гнейсов, кристаллических сланцев и др.), образовавшихся в глубинах Земли в условиях высоких температур и давлений. На поверхности такие породы оказываются неустойчивыми, так как коэффициент расширения разных породообразующих минералов неодинаков. Коэффициент объемного расширения ортоклаза, например, в три раза меньше, чем у альбита, и в два раза меньше, чем у кварца. Кроме того, коэффициент расширения даже у одного и того же минерала неодинаков по разным направлениям, что приводит к

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

возникновению местных напряжений и разрушению одноминеральных горных пород.

Большие различия коэффициента «расширение – сжатие» породообразующих минералов при длительном воздействии колебаний температуры приводят к тому, что взаимное сцепление отдельных минеральных зерен нарушается, образуются трещины и в конце концов происходит распад горных пород на отдельные обломки различной размерности (глыбы, щебень, песок и др.).

Процесс температурного выветривания, вызывающего механический распад горных пород, особенно характерен для ландшафтов с континентальным климатом и малым количеством осадков. Наглядно это проявляется в областях пустынь, где количество выпадающих атмосферных осадков находится в пределах 100-250 мм/год и наблюдается резкая амплитуда суточных температур на открытой поверхности горных пород. В этих условиях минералы, особенно темноцветные, нагреваются до температур, превышающих температуру воздуха, что и вызывает распад горных пород и формирование обломочных продуктов выветривания. В пустынях наблюдается шелушение, или *десквамация* (лат. «десквамаре» – снимать чешую), когда от гладкой поверхности горных пород при значительных колебаниях температур отслаиваются чешуи или толстые пластины, параллельные поверхности.

В жарких пустынных областях механическое воздействие на горные породы и их дезинтеграция осуществляется за счет роста кристаллов солей, образующихся из вод, которые попадают в капиллярные трещины в виде растворов. При нагревании вода испаряется, а соли, содержащиеся в ней, кристаллизуются, в результате увеличивается давление, капиллярные трещины расширяются, что приводит к разрушению горной породы. Температурное выветривание активно протекает также на вершинах и склонах гор, не покрытых снегом и льдом, где воздух прозрачный и инсоляция больше, чем в прилежащих низменностях. Склоны гор нередко бывают покрыты глыбово-щебнистыми продуктами выветривания. В то же время на горных склонах наряду с выветриванием развиваются различные гравитационные процессы: обвалы, камнепад, осыпи, оползни. Накопившиеся в основании склонов и их подножий продукты гравитационных процессов (осыпей, обвалов) представляют своеобразный генетический тип континентальных отложений, называемых *коллювием* (от лат. «коллювио» – скопление).

Интенсивное физическое (механическое) выветривание происходит в районах с суровыми климатическими условиями с наличием многолетней мерзлоты, обусловливаемой ее избыточным поверхностным увлажнением. В этих условиях выветривание связано главным образом с расклинивающим действием замерзающей воды в трещинах и с процессами, связанными с льдообразованием. Температурные колебания поверхностных горизонтов горных пород, особенно сильное переохлаждение, зимой, приводят к образованию морозобойных трещин,

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

которые в дальнейшем разрабатываются замерзающей в них водой. Хорошо известно, что вода при замерзании увеличивается в объеме более чем на 9%.

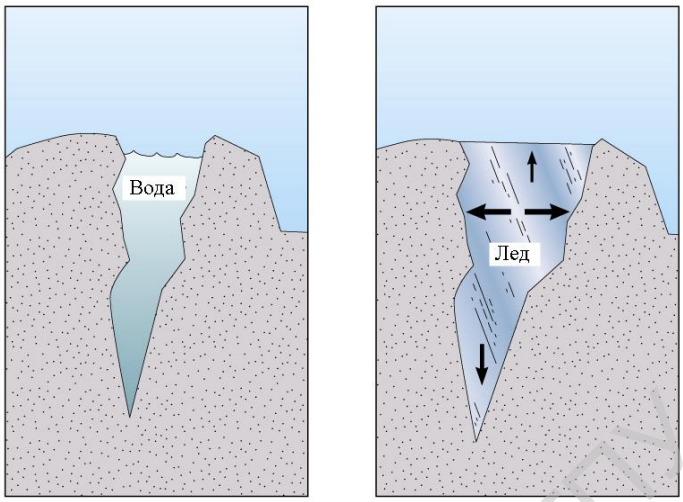


Рис. 3.1. Процесс морозного выветривания

В результате возникает давление на стенки крупных трещин, вызывающее большое расклинивающее напряжение, раздробление горных пород и образование преимущественно глыбового материала (рис. 3.1). Такое выветривание иногда называют *морозным.* Расклинивающее воздействие на горные породы оказывает также корневая система растущих деревьев. Механическую работу производят и разнообразные роющие животные. Физическое выветривание приводит к раздроблению горных пород, то есть к механическому разрушению без изменения их минералогического и химического состава.

3.2. Химическое выветривание

Одновременно с физическим выветриванием происходят процессы химического изменения с образованием новых минералов. При механическом распаде плотных горных пород образуются трещины, что способствует проникновению в них воды и газа и, кроме того, увеличивает реакционную поверхность выветривающихся пород. Это создает условия для активизации *химических и биогеохимических реакций.* Проникновение воды или степень увлажненности не только определяют преобразование горных пород, но и обусловливают миграцию наиболее подвижных химических компонентов. Это находит яркое отражение во влажных тропических зонах, где сочетаются большая степень увлажненности, высокая температура и богатая лесная растительность. Огромная масса отмирающего органического вещества преобразуется, перерабатывается микроорганизмами, в результате в большом количестве

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

возникают растворы агрессивных органических кислот. Высокая концентрация ионов водорода в кислых растворах способствует наиболее интенсивному химическому преобразованию горных пород, извлечению из кристаллических решеток минералов катионов и вовлечению их в миграцию.

Большая роль *биосферы* в геологических процессах отмечена в работах крупнейшего ученого XX в. В. И. Вернадского. Он ввел понятие о «живом веществе» как перманентном геологическом деятеле, как аккумуляторе и перераспределителе Солнечной энергии. Он писал: «Захватывая энергию Солнца, живое вещество создает химические соединения, при распадении которых эта энергия освобождается в форме, могущей производить химическую работу»; «живое вещество есть форма активизированной материи и эта энергия тем больше, чем больше масса живого вещества». К процессам химического выветривания относятся окисление, гидратация, растворение и гидролиз.

Окисление особенно интенсивно протекает в минералах, содержащих железо. В качестве примера приведём окисление магнетита, который переходит в более устойчивую форму - гематит ($Fe_20_4 \rightarrow Fe_20_3$). Интенсивному окислению (часто совместно с гидратацией) подвергаются сульфиды железа. Например, выветривание пирита происходит следующим образом:

$$FeS_2 + mO_2 + nH_2O \rightarrow FeS0_4 \rightarrow Fe_2(SO_4) \rightarrow Fe_2O_3 \cdot nH_2O$$

Пирит Лимонит (бурый железняк)

На некоторых месторождениях сульфидных и железных руд наблюдаются «бурожелезняковые шляпы», состоящие из окисленных и гидратированных продуктов выветривания. Воздух и вода в ионизированной форме разрушают железистые силикаты и превращают двухвалентное железо в трехвалентное.

Гидратация. Под воздействием воды происходит гидратация минералов, т.е. закрепление молекул воды на поверхности отдельных участков кристаллической структуры минерала. Примером гидратации является переход ангидрита в гипс: ангидрит – $CaSO_4+2H_2O \rightarrow CaSO_4 \cdot 2H_20$ – гипс. Гидратированной разновидностью является также гидрогётит: гётит – $FeOOH + nH_2O \rightarrow FeOH \cdot nH_2O$ – гидрогётит.

Процесс гидратации наблюдается и в более сложных минералах – силикатах.

Растворение. Многие соединения характеризуются способностью к растворимости. Их растворение происходит под действием воды, стекающей по поверхности горных пород и просачивающейся через трещины и поры. Ускорению процессов растворения способствуют высокая концентрация водородных ионов и содержание в воде O_2, CO_2 и органических кислот. Из химических соединений наилучшей растворимостью обладают хлориды - галит (поваренная соль), сильвин и др. На втором месте – сульфаты – ангидрит и гипс. На третьем месте карбонаты – известняки и доломиты. В процессе растворения

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

указанных пород в ряде мест происходит образование различных карстовых форм на поверхности и в недрах (см. гл. 6).

Гидролиз. При выветривании силикатов и алюмосиликатов важное значение имеет гидролиз, при котором структура кристаллических минералов разрушается благодаря действию воды и растворенных в ней ионов и заменяется новой существенно отличной от первоначальной и присущей вновь образованным минералам. При этом происходит: 1) каркасная структура полевых шпатов превращается в слоевую, свойственную вновь образованным глинистым гипергенным минералам; 2) вынос из кристаллической решетки полевых шпатов растворимых соединений сильных оснований (К, Na, Ca), которые, взаимодействуя с CO_2 , образуют истинные растворы бикарбонатов и карбонатов (K_2CO_3, Na_2CO_3, $CaCO_3$). В условиях промывного режима карбонаты и бикарбонаты выносятся за пределы места их образования. В условиях же сухого климата они остаются на месте, образуют местами пленки различной толщины, или выпадают на небольшой глубине от поверхности (происходит карбонатизация); 3) частичный вынос кремнезема; 4) присоединение гидроксильных ионов. Процесс гидролиза протекает стадийно с последовательным возникновением нескольких минералов. Так, при приповерхностном преобразовании полевых шпатов возникают гидрослюды, которые затем превращаются в минералы группы каолинита или галуазита:

$$K[AlSi_3O_8] \rightarrow (K,H_3O)A1_2(OH)_2[A1Si_3O_{10}]\cdot H_2O \rightarrow Al_4(OH)_8[Si_4O_{10}]$$

ортоклаз *гидрослюда* *каолинит*

В умеренных климатических зонах каолинит устойчив и в результате его накопления образуются месторождения каолина. Однако в условиях влажного тропического климата может происходить дальнейшее разложение каолинита до свободных окислов и гидроокислов:

$$Al_4(OH)_8[Si_4O_{10}] \rightarrow Al(OH)_3 + SiO_2\cdot nH_2O$$

гидраргиллит

Таким образом, формируются окислы и гидроокислы алюминия, являющиеся составной частью алюминиевой руды - бокситов.

При выветривании основных пород и особенно вулканических туфов среди образующихся глинистых гипергенных минералов наряду с гидрослюдами широко развиты *монтмориллониты* $(Al_2Mg_3)[Si_4O_{10}](OH)_{2*}nH_2O$ и входящий в эту группу высокоглиноземистый минерал *бейделлит* $A1_2(OH)_2[A1Si_3O_{10}]nH_2O$. При выветривании ультраосновных пород (ультрабазитов) образуются *нонтрониты,* или железистые монтмориллониты $(FeAl_2)[Si_4O_{10}](OH)_2\cdot nH_2O$. В условиях значительного атмосферного увлажнения происходит разрушение нонтронита, при этом образуются окислы и гидроокислы железа и алюминия.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

3.3. Кора выветривания

В результате взаимосвязанных физического, химического и биогенного процессов разрушения горных пород образуются различные продукты выветривания. Остаточные продукты выветривания, остающиеся на месте разрушения материнских (коренных) горных пород, представляют собой один из важных генетических типов континентальных образований и называют *элювием.* Кора выветривания объединяет всю совокупность различных элювиальных образований. Такая остаточная кора выветривания называется *автоморфной* (греч. «аутос» – сам). Помимо первичной автоморфной коры выветривания часто выделяют *вторичную,* или *гидроморфную, кору выветривания,* образующуюся в результате выноса почвенными и грунтовыми водами химических элементов в виде истинных и коллоидных растворов в ходе формирования первичной автоморфной коры. Рассмотрим особенности формирования первичной (автоморфной) коры выветривания.

В истории геологического развития земной коры неоднократно возникали благоприятные условия для образования мощных кор выветривания, к числу которых относятся: высокие температуры и влажность, относительно выровненный рельеф, обилие растительности и продолжительный период воздействия. При длительном времени выветривания и соответствующих условиях образуются хорошо выраженные зоны коры выветривания, сложенные минералами, отражающими последовательные стадии развития. Значительная мощность и наиболее полный профиль коры выветривания сформировался в тропической лесной области, где выделяются следующие зоны: распада → гидрослюдисто-монтмориллонитово-бейделлитовая → каолинитовая → гиббсит-гематит-гётитовая. Благодаря присутствию окислов и гидроокислов Al и Fe элювий верхней части коры выветривания в сухом состоянии напоминает обожженный кирпич, часто образующий панцири и окрашенный в красный цвет. Поэтому такие коры выветривания называются *латеритными* (лат. «латер» – кирпич). Приведенные данные показывают, что состав полного профиля автоморфной коры выветривания изменяется снизу вверх от свежей исходной породы до продуктов наиболее глубокого гипергенного преобразования.

Б.Б. Полыновым и П.И. Гинзбургом предложена схема последовательности, или стадийности, процесса выветривания магматических пород. Выделены четыре стадии: *обломочная,* в которой гипергенное преобразование сводится к дроблению, механическому разрушению породы до обломочного материала (обломочный элювий); *сиаллитная,* когда происходит извлечение щелочных и щелочноземельных элементов, главным образом Ca и Na, которые образуют пленки и конкреции кальцита. Поэтому эта стадия называется обызвесткованной; *кислая сиаллитная,* в которой происходят глубокие изменения кристаллохимической структуры силикатов с образованием глинистых минералов (монтмориллонита, нонтронита, каолинита); *аллитная,* когда кора выветривания

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

обогащается окислами железа, а при наличии определенного состава исходных пород - окислами алюминия.

Среди кор выветривания выделено два основных типа: площадной и линейный. *Площадные коры выветривания* развиваются в виде покрова или плаща, занимают местами обширные площади до десятков и сотен квадратных километров, представляющие различные выровненные тектонически спокойные поверхности рельефа. *Линейные коры выветривания* имеют линейное распространение в плане и приурочены к зонам повышенной трещиноватости, к разломам и контактам различных по составу и генезису горных пород. В этих условиях происходит более свободное проникновение воды и связанных с ней химически активных компонентов, что вызывает интенсивный процесс химического выветривания.

Древние коры выветривания формировались в различные этапы геологической истории, совпадающие с крупными перерывами в осадконакоплении, они изучены и изучаются в отложениях разного возраста, начиная с докембрия. Самые древние протерозойские коры выветривания отмечены в Карелии и на Украинском кристаллическом щите Русской платформы.

Таким образом, формирование кор выветривания – это сложный процесс, зависящий от сочетания многих факторов и представляющий собой несколько взаимосвязанных явлений: разрушение и химическое разложение горных пород с образованием продуктов выветривания; частичный вынос и перераспределение продуктов выветривания; синтез новых минералов в результате взаимодействия продуктов выветривания в ходе их миграции; *метасоматическое* (греч. «мета» – после, «сома» – тело) замещение минералов материнских пород. В направленности общего процесса выветривания большая роль принадлежит миграционной способности химических элементов.

3.4. Коры выветривания и полезные ископаемые

Изучение кор выветривания имеет большое теоретическое и практическое значение. Оно позволяет восстанавливать палеогеографическую обстановку времени их формирования. С корами выветривания различного возраста связано много разнообразных и ценных полезных ископаемых – бокситов, железных руд, марганца, руд никеля, кобальта и др. При этом в отдельных случаях в древних корах выветривания металлы накапливаются в значительно большем количестве, чем в исходной породе, и приобретают промышленное значение. Так образовались месторождения никеля, кобальта и других металлов в древней коре выветривания ультраосновных пород Урала. Сюда следует также отнести различные виды глинистых образований кор выветривания, многие из которых являются керамическим и огнеупорным сырьем, обладают отбеливающими и другими свойствами. При этом большое значение имеет изучение и глин,

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

возникших за счет переноса и переотложения глинистых образований автоморфных кор выветривания.

В элювиальных образованиях нередко заключены некоторые россыпные месторождения, такие, как золото, платина, алмазы, касситерит и др., находящиеся в исходных (материнских) породах в рассеянном состоянии. Во время формирования коры выветривания они как химически и механически стойкие вещества высвобождались и обогащали элювиальные образования.

На территории Беларуси установлены коры выветривания разного возраста, приуроченные к различным породам кристаллического фундамента. Они представлены, в основном, остаточными образованиями, верхние горизонты которых уничтожены процессами денудации.

В процессе выветривания происходит дезинтеграция пород материнского субстрата, сопровождающаяся перераспределением слагающих их химических элементов. При благоприятных условиях осуществляется концентрация ценных компонентов как в процессе выветривания *(in situ),* так и при переотложении продуктов выветривания, приводящем к формированию россыпей. Это и определяет перспективы кор выветривания в отношении полезных ископаемых. С корами выветривания Беларуси, развитыми на породах кристаллического фундамента, прямо или косвенно связаны месторождения первичных и вторичных каолинов, бокситовая минерализация, рудопроявления железа, повышенные и аномальные содержания ряда химических элементов, россыпные концентрации некоторых минералов, пресные и минерализованные воды.

3.5. Почвы и почвообразование

Значительные пространства поверхности суши в настоящее время покрыты разнообразными по составу и строению почвами, образующими в совокупности тонкую, но энергетически и геохимически очень активную оболочку, называемую *педосферой.* Знание свойств и происхождения почв является основой науки почвоведения, находящейся на стыке геологических и биологических наук, основателем которой был великий русский ученый В.В.Докучаев. Почва возникла и развивается в результате совокупного воздействия на горные породы воды, воздуха, солнечной энергии, растительных и животных организмов. Перечисленные факторы свидетельствуют о единстве процессов выветривания и почвообразования.

В формировании почв велика роль органического мира, развитие которого тесным образом связано с климатом. Поэтому почвообразование и сложные биохимические процессы наиболее интенсивно протекают в зоне воздействия корневых систем растений, роющих животных, микроорганизмов и во всем круговороте веществ. В условиях неполного разложения органических остатков образуется устойчивый комплекс органических соединений, называемый

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

перегноем или *гумусом* (лат. «гумус» – земля), который является главным элементом плодородия почв.

В нормальном почвенном профиле выделяется несколько горизонтов сверху вниз: *перегнойно-аккумулятивный* (A_1), в котором, хотя и происходит вымывание, ведущим процессом является накопление гумуса. Мощность его в различных генетических типах почв колеблется от нескольких сантиметров до 1,5 м; *элювиальный,* или горизонт внутрипочвенного выветривания (A_2), который характеризуется преимущественно выносом веществ; иллювиальный (В), в котором имеет место вмывание и накопление вынесенных веществ из других горизонтов почвы; материнские породы (С). Если материнская порода быстро сменяется с глубиной другой породой, то последняя обозначается индексом D. В зависимости от стадии развития процесса и характера почв эти горизонты выражены неодинаково и изменяются в различных климатических зонах.

В основе закона о зональности распределения почв, который был сформулирован в конце XIX в. В.В. Докучаевым, выдвинуто положение о широтной, или горизонтальной, зональности на равнинах и вертикальной - в горных районах. Вместе с тем последующие исследования почв показали, что в пределах одной и той же климатической зоны при неоднородном составе горных пород и рельефа формируются различные почвы, что отражено на картах почвенно-географического районирования. Г.В. Добровольский, признавая зональность почвенного покрова, уточненяет: «под почвенной зоной понимается крупный биоклиматогенный ареал преобладания одного автоморфного типа почв с сопутствующими ему другими автоморфными и генетически подчиненными почвами».

В зависимости от климата и растительности выделяются следующие типы почв: аркто-тундровые почвы (арктические тундры); тундровые почвы (кустарниковые тундры); подзолистые почвы (хвойные леса); серые лесные почвы (широколиственные леса); черноземные почвы (луговые степи); каштановые и бурые почвы (сухие степи); сероземные почвы (пустыни); саванны, коричневые и красные ферритные почвы (влажные субтропические леса); красно-желтые ферралитовые почвы (влажные тропические леса).

Почвенный покров Беларуси формируется под влиянием трех основных факторов: климата, рельефа и состава материнских пород. Наиболее распространенными почвообразующими процессами на территории республики являются болотный, дерновый и дерново-подзолистый.

Дерново-подзолистые почвы различного механического состава, покрывают более 70% площади республики. Они отличаются повышенной кислотностью, слабой насыщенностью основаниями в верхних горизонтах почвенного профиля и невысоким содержанием гумуса (3-3.5%). На супесчаные среднеоподзоленные дерновые почвы, расположенные на низменных и возвышенных равнинах приходится около 20% территории республики. На моренах, водно-ледниковых, озерно-ледниковых и древнеаллювиальных песках развиты песчаные слабо- и

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

среднеоподзоленные почвы, занимающие около 17% площади республики. Они имеют кислую реакцию среды и содержание гумуса до 1%. Средне- и сильнооподзоленным почвам на лессах и лессовидных суглинках принадлежит около 14% площади республики. Они характеризуются кислой реакцией, низкой насыщенностью основаниями и содержанием гумуса до 3%. Их формирование происходит на водораздельных равнинах, сложенных мореной, перекрытой лессовидными породами и лессом.

Подзолисто-болотные почвы распространены в понижениях рельефа или на плоских бессточных равнинах, где они развиваются на рыхлых древнеаллювиальных песках с высоким стоянием грунтовых вод и занимают до 13% территории страны.

Почти 8% территории республики занимают суглинистые и глинистые почвенные разновидности, развитые на моренных возвышенностях, иногда на равнинах, сложенных моренными суглинками и глинами.

Около четверти территории Беларуси занимают торфяно-болотные почвы, основная часть которых сосредоточена в Брестской, Минской и Гомельской областях. На севере преобладают торфяники верхового типа, в центральных и южных районах - низинного. Общее количество гумусовых веществ в низинных торфяных почвах составляет 10-56%.

Около 2% территории республики занимают аллювиальные почвы. Они распространены в основном в поймах крупных рек преимущественно в Гомельской, Могилевской и Брестской областях.

Наименьшая площадь в республике (0,5%) принадлежит дерново-карбонатным почвам, которые распространены небольшими островами среди дерново-подзолистых почв преимущественно в Брестской и Минской областях. Они характеризуются нейтральной или близкой к ней реакцией среды насыщены основаниями и содержат 4-6% гумуса.

Богатая лесная и травянистая растительность способствует образованию значительного количества органического вещества (торф, гумус и др.), в ходе разрушения и минерализации которого поверхностные и почвенные воды обогащаются углекислотой, органическими кислотами и минеральными солями, становятся кислыми и приобретают высокую химическую активность. Подобные процессы приводят к разложению алюмосиликатов так, что кремнезем, окись алюминия и особенно железа выделяются в свободном состоянии в виде гидратов и мигрируют в толще почв и коры выветривания.

Процессы выветривания и почвообразования, сопровождающиеся новообразованиями кремнезема, глинистых минералов, карбонатов, окислов и гидроокислов железа и марганца, фосфатов, окисного и закисного железа приводят к образованию карбонатов в озерных осадках и луговых мергелях, а также болотных руд, торфа и сапропелей.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Глава 4. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ВЕТРА

Ветер – один из важнейших экзогенных факторов, преобразующих рельеф Земли и формирующих специфические отложения. Наиболее ярко эта деятельность проявляется в пустынях, занимающих около 20% поверхности континентов, где сильные ветры сочетаются с малым количеством выпадающих атмосферных осадков (годовое количество не превышает 100-200 мм/год); резким колебанием температуры, иногда достигающим 50° и выше, что способствует интенсивным процессам выветривания; отсутствием или разреженностью растительного покрова. Особенно большие площади заняты пустынями в Азии, Африке, Австралии, меньше в Европе и Америке. Кроме того, активная деятельность ветра проявляется во внепустынных областях – на побережьях океанов, морей и в крупных речных долинах, не покрытых растительностью, а местами в полупустынях и даже в умеренном климате.

На низменных песчаных побережьях морей, озер и рек (в различных климатических зонах) при условии отсутствия или сильной разреженности растительности в ряде мест на вершинах гор также проявляется деятельность ветра. В областях гумидного климата, расположенных вне побережий, поверхность земли предохраняется сплошным растительным покровом, а также связывающим действием влаги в почве как от резких колебаний температуры, вызывающих процессы физического выветривания, так и от развевающей работы ветра, которая проявляется здесь лишь на отдельных небольших участках.

Геологическая работа ветра состоит из следующих видов: 1) *дефляции* (лат. «дефляцио» – выдувание и развевание); 2) *корразии* (лат. «корразио» – обтачивание, соскабливание); 3) переноса и 4) аккумуляции (лат. «аккумуляцио» – накопление). Все стороны работы ветра в природных условиях тесно связаны друг с другом, проявляются одновременно и представляют единый сложный процесс. Можно говорить лишь о том, что в одних местах преобладают одни виды процесса, в других – иные. Все процессы, обусловленные деятельностью ветра, создаваемые ими формы рельефа и отложения называют *эоловыми* (Эол в древнегреческой мифологии – бог ветров).

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

4.1. Дефляция и корразия

Дефляция – выдувание и развевание ветром рыхлых частиц горных пород (главным образом песчаных и пылеватых). Выделяется два вида дефляции: площадная и локальная.

Площадная дефляция наблюдается как в пределах коренных скальных пород, подверженных интенсивным процессам выветривания, так и особенно на поверхностях, сложенных речными, морскими, водноледниковыми песками и другими рыхлыми отложениями. В трещиноватых горных породах ветер проникает в трещины и выдувает из них рыхлые продукты выветривания.

Поверхность пустынь в местах развития разнообразного обломочного материала в результате дефляции постепенно очищается от песчаных и более мелких частиц (выносимых ветром) и на месте остаются лишь грубые обломки - каменистый и щебнистый материал. Площадная дефляция иногда проявляется в засушливых степных областях различных стран, где периодически возникают сильные иссушающие ветры – «суховеи», которые выдувают распаханные почвы, перенося на далекие расстояния.

Локальная дефляция проявляется в отдельных понижениях рельефа. Многие исследователи именно дефляцией объясняют происхождение некоторых крупных глубоких бессточных котловин в пустынях Средней Азии, Аравии и Северной Африки, дно которых местами опущено на многие десятки и даже первые сотни метров ниже уровня Мирового океана. Одним из примеров является впадина Карагие в Закаспии, дно которой опущено на 132 м ниже уровня моря. На дне некоторых котловин в верхнем слое пород часто происходит накопление солей. Это может быть связано или с капиллярным подъемом к поверхности днищ соленых подземных вод, или с привносом солей временными пересыхающими ручьями, или с усыханием мелких водоемов. Подземные и поверхностные воды испаряются, а соли, кристаллизация которых разрывает и разрыхляет породу, превращая ее в тонкую солончаковую пыль, остаются. В жаркие безветренные дни над солончаками днищ котловин вследствие разницы в нагреве различных элементов поверхности часто возникают мощные турбулентные потоки восходящего воздуха (штопороообразные смерчи). Восходящие токи и ветер в течение лета могут вынести весь разрыхленный материал. Ежегодное повторение указанного процесса приводит к дальнейшему углублению дефляционных впадин, или котловин выдувания. Локальная дефляция проявляется также в виде отдельных щелей и борозд в горных породах (бороздовая дефляция).

Интенсивная дефляция периодически проявляется в степных засушливых земледельческих районах на западе Соединенных Штатов Америки и в южных районах Казахстана, России, Украины. Суховеи выдувают распаханные почвы, переносят продукты выдувания и откладывают их в других местах в виде бугров, достигающих высоты 2—4 м. В пределах черноземной полосы России периодически возникают настоящие черные бури. Одна из таких черных бурь наблюдалась весной 1960 г., когда скорость ветра достигала 15—20 *м/сек,* а местами 30—40 *м/сек.* Пахотный слой в некоторых районах был сдут на глубину 5—6 *см,* а местами до 10—12 *см.* Сильная буря, возникшая в 1969 г. нанесла ущерб почвенному покрову на юге европейской части России

Корразия представляет механическую обработку обнаженных горных пород песчаными частицами, переносимыми ветром, выражающуюся в обтачивании, шлифовании, соскабливании, высверливании и т. п. Этот процесс сходен с применяемым в практике методом чистки каменных зданий искусственными песчаными струями. Песчаные частицы поднимаются ветром на различную высоту, но наибольшая их концентрация в нижних приземных частях воздушного

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

потока (до 1,0-2,0 м). Сильные длительно продолжающиеся удары песка о нижние части скальных выступов подтачивают и как бы подрезают их, и они утоньшаются в сравнении с вышележащими (рис.4.1). Этому способствуют также процессы выветривания, нарушающие монолитность породы, что сопровождается быстрым удалением продуктов разрушения. Таким образом, взаимодействие дефляции, переноса песка, корразии и выветривания придают скалам в пустынях своеобразные очертания. Некоторые из них грибообразной формы (при изменяющихся направлениях ветра), другие сходны с подточенными столбами или обелисками. При преобладании ветров одного направления в основании скальных выступов образуются различные корразионно-дефляционные ниши, небольшие пещеры, котлообразные и другие формы.

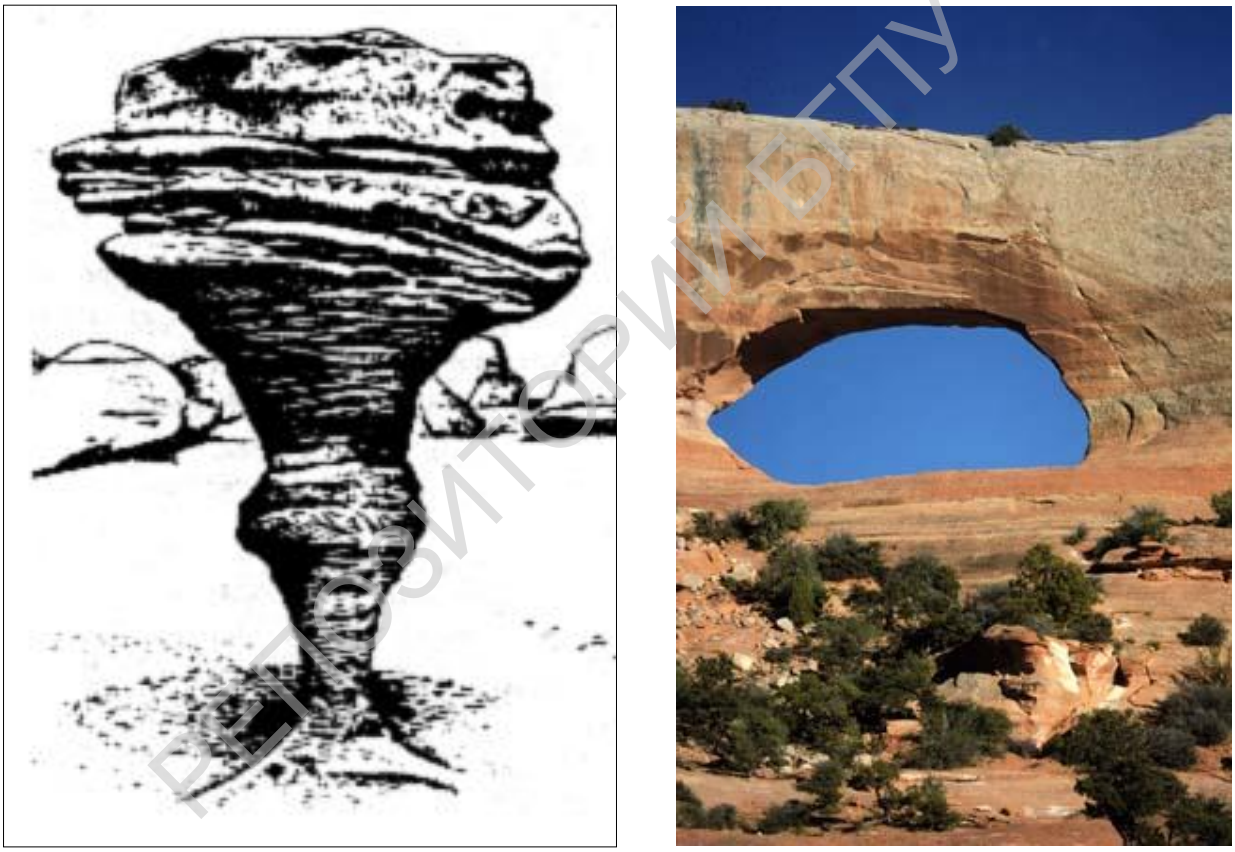


Рис. 4.1. Корразия горных пород

Академик В.А. Обручев в 1906 г. открыл в Джунгарии, граничащей с Восточным Казахстаном, целый «эоловый город», состоящий из причудливых сооружений и фигур, созданных в песчаниках и пестрых глинах в результате пустынного выветривания, дефляции и корразии. Если на пути движения песка встречаются гальки или небольшие обломки твердых пород, то они истираются, шлифуются по одной или нескольким плоским граням. При длительном

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

воздействии несомого ветром песка из галек и обломков образуются *эоловые многогранники* или *трехгранники* с блестящими отполированными гранями и относительно острыми ребрами между ними. Следует также отметить, что корразия и дефляция проявляются и на горизонтальной глинистой поверхности пустынь, где при устойчивых ветрах одного направления песчаные струи образуют отдельные длинные борозды или желоба глубиной от десятков сантиметров до первых метров, разделенные параллельными неправильной формы гребнями. Такие образования в Китае называют *ярдангами.*

4.2. Перенос

При движении ветер захватывает песчаные и пылеватые частицы и переносит их на различные расстояния. Перенос осуществляется или скачкообразно, или перекатыванием их по дну, или во взвешенном состоянии. Различие переноса зависит от величины частиц, скорости ветра и степени его турбулентности. При ветрах скоростью до 7 м/с около 90% песчаных частиц переносится в слое 5-10 см от поверхности Земли, при сильных ветрах (15-20 м/с) песок поднимается на несколько метров. Штормовые ветры и ураганы поднимают песок на десятки метров в высоту и перекатывают даже гальки и плоский щебень диаметром до 3-5 см и более. Процесс перемещения песчаных зерен осуществляется в виде прыжков или скачков под крутым углом от нескольких сантиметров до нескольких метров по искривленным траекториям. При своем приземлении они ударяют и нарушают другие песчаные зерна, которые вовлекаются в скачкообразное движение. Так происходит непрерывный процесс перемещения множества песчаных зерен. Пески в пустынях переносятся на расстояния от нескольких километров до десятков, а иногда и первых сотен километров. В Сахаре мощные песчаные осадки лежат на удалении 160 км от выходов тех песчаников, дезинтеграция которых послужила источником песчаного материала. В ходе перемещения и соударения сами песчаные зерна подвергаются взаимному истиранию и дроблению.

Пылеватый материал алевритовой размерности может подниматься в воздухе на высоту до 3-4 км и более и переноситься во взвешенном состоянии на сотни и тысячи километров. Известно, что пыль пустынь Африки сильными пассатными ветрами переносится на запад на расстояния более 2000-2500 км и составляет местами заметную примесь в осадках Атлантического океана. Описаны случаи, когда эоловая пыль Сахары достигала различных стран Западной Европы.

В пустынях Средней Азии преобладающее значение принадлежит песчаным отложениям, которые подвергаются интенсивному перевеванию и переносу ветром. Источником песка служат в основном древние и современные отложения крупных транзитных рек, таких, например, как Амударья и Сырдарья, берущих начало в горах Памира и Тянь-Шаня. В пределах пустынь эти реки теряют свою

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

скорость как вследствие изменения уклонов поверхности, так и из-за значительной потери воды на фильтрацию и испарение, что немедленно вызывает интенсивную аккумуляцию. Накопление наносов совершается настолько быстро, что уровень их дна все время повышается. В результате этого, а также в связи со значительными изменениями в водообильности рек, русла их часто мигрируют, прорывают себе новые пути. Одновременно происходит и миграция дельт. Таким образом на огромных пространствах накапливаются аллювиальные отложения, сложенные в основном из песка и мелкозема.

4.3. Аккумуляция и эоловые отложения

На значительных пространствах пустынь одновременно с дефляцией и переносом происходит аккумуляция, и образуются эоловые отложения. Среди них выделяются два основных генетических типа - эоловые пески и эоловые лёссы. Эоловые пески отличаются значительной отсортированностью, хорошей окатанностью, матовой поверхностью зерен. Это преимущественно мелкозернистые пески, размер зерен которых составляет 0,25-0,1 мм.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

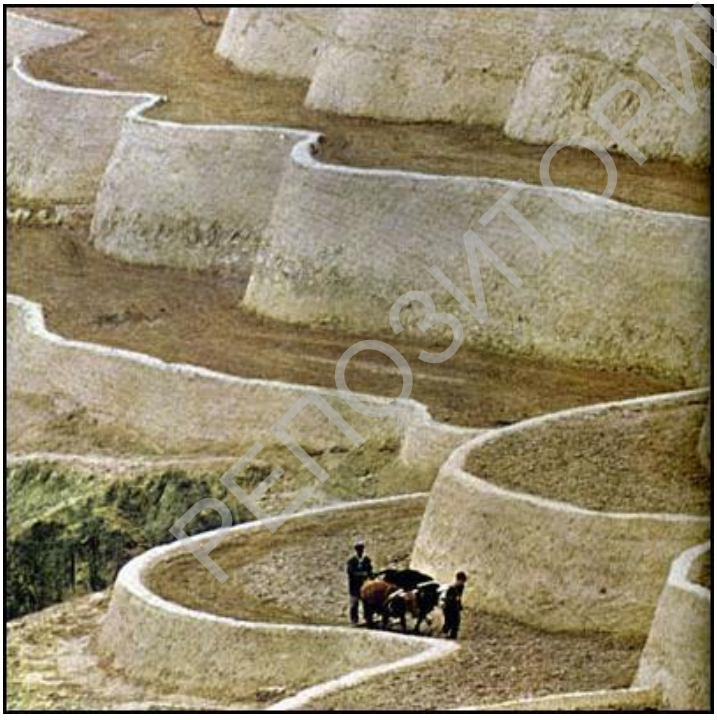


Рис. 4.2. Рукотворные террасы из эолового лесса в Китае

Рис. 4.3. Столбчатая отдельность лессов Беларуси

Наиболее распространенным в них минералом является кварц, встречаются и другие устойчивые минералы (полевые шпаты и др.). Менее стойкие минералы, такие, как слюды, в процессе эоловой переработки истираются и выносятся. Цвет

эоловых песков различный, чаще всего светло-желтый, бывает желтовато-коричневый, а иногда и красноватый (при дефляции красноземных кор выветривания). В отложенных эоловых песках наблюдается наклонная или перекрещивающаяся слоистость, указывающая на направления их транспортировки.

Эоловый *лёсс* (нем. «лёсс» – желтозем) представляет своеобразный генетический тип континентальных отложений. Он образуется при накоплении взвешенных пылеватых частиц, выносимых ветром за пределы пустынь и в их краевые части, и в горные области. Характерным комплексом признаков лёсса является: сложение пылеватыми частицами преимущественно алевритовой размерности - от 0,05 до 0,005 мм (более 50%) при подчиненном значении глинистой и тонкопесчанистой фракций и почти полным отсутствием более крупных частиц; отсутствие слоистости и однородность по всей толще; наличие тонкорассеянного карбоната кальция и известковых стяжений; разнообразие минерального состава (кварц, полевой шпат, роговая обманка, слюда и др.); пронизанность лёссов многочисленными короткими вертикальными трубчатыми макропорами; повышенная общая пористость, достигающая местами 50-60%, что свидетельствует о недоуплотненности; просадочность под нагрузкой и при увлажнении; столбчатая вертикальная отдельность в естественных обнажениях, что, возможно, связано с угловатостью форм минеральных зерен, обеспечивающих прочное сцепление (рис. 4.2-4.3). Мощность лёссов колеблется от нескольких до 100 м и более. Особенно большие мощности отмечаются в Китае, образование которых некоторыми исследователями предполагается за счет выноса пылевого материала из пустынь Центральной Азии.

Одна из крупных рек Китая «желтая» река (Хуанхэ) получила название вследствие того, что она размывает и переносит во взвешенном состоянии большое количество лёссового материала. Возможность происхождения лёссов в пустынях эоловым путем подтверждается наблюдениями известного исследователя Средней Азии Б.А. Федоровича, по данным которого большое количество пыли выпадает на поверхность, попадая даже на ледники, расположенные на больших высотах. Вместе с тем лёссы и лёссовидные грунты могут иметь и другое происхождение.

Формы эолового песчаного рельефа. Закономерности формирования песчаного рельефа в пустынях тесным образом связаны с режимом ветров, динамикой атмосферы и ее циркуляцией, а также мощностью песков. В связи с изменением указанных параметров в пустынях наблюдается многообразие песчаных форм, полное рассмотрение которых приводится в учебниках по геоморфологии. Кратко охарактеризуем их наиболее распространенные формы: барханы и грядовые песчаные образования.

Барханами называют обычно асимметричные серповидные песчаные формы, напоминающие полулуние и располагающиеся перпендикулярно господствующему направлению ветра. Наветренный склон их длинный и

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

пологий, он покрыт обычно поперечными ветру знаками ряби, напоминающими мелкую рябь на водной поверхности, а подветренный – короткий и крутой. При переходе от пологого склона к крутому образуется острый гребень, имеющий в плане форму дуги, а по направлению движения ветра выдаются вперед заостренные концы («рога»). Высота барханов различна – от 2-3 и до 15 м, а местами 20-30 м и более (Ливийская пустыня). Одиночные барханы встречаются редко. В пустынях барханы в большинстве случаев сливаются друг с другом, образуя крупные *барханные цепи,* напоминающие морские волны. Их высота может достигать 60-70 м и более. В тропических пустынях местами формируются продольные ветру барханные гряды.

Продольные песчаные гряды распространены во всех пустынях мира, всюду, где господствуют ветры одного или близких направлений. В этих условиях горизонтальное движение сочетается с восходящими и нисходящими потоками, связанными с сильным, но неодинаковым нагревом неровной поверхности песков. В результате образуются относительно узкие симметричные гряды, разделенные межгрядовыми понижениями различной ширины. Именно в этих условиях особенно четко проявляется сочетание и взаимодействие эоловых процессов – дефляции, переноса и аккумуляции.

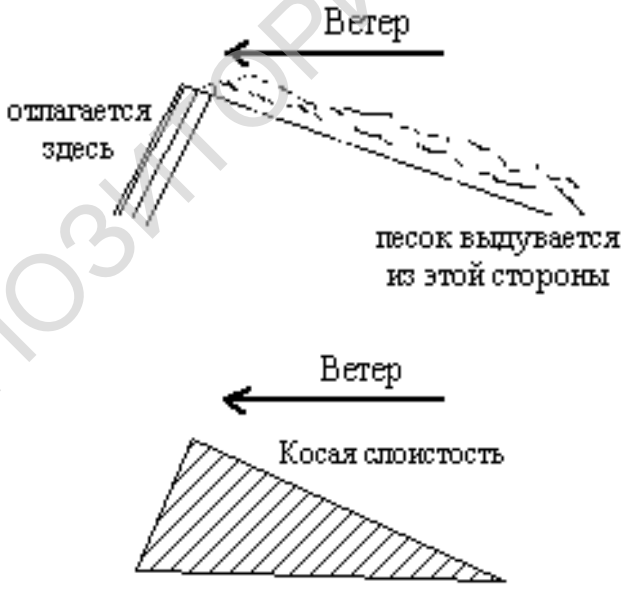


Рис. 4.4. Механизм формирования дюны

В пустынях Средней Азии высота гряд на молодых речных отложениях р. Амударьи около 10-15 м, в районе Центральных Каракумов, где пески перевевались в течение всего четвертичного периода, доходит до 30-40 м, а в Сахаре - до 100 м и более.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Песчаные формы внепустынных областей образуются в прибрежных зонах океанов и морей, где наблюдается обильный принос песка на пляжи волнами, а также в пределах песчаных берегов озер и в отдельных случаях на пойменных и древних террасах рек. Дующие к берегу ветры подхватывают сухой песок и переносят его в глубь материка. Отдельные неровности рельефа или кустики растительности задерживают песок, вокруг них образуются первичные песчаные холмы (рис. 4.4). В ходе последующего развития холмы, постепенно сливаясь, образуют асимметричные песчаные валы или гряды, поперечные господствующему ветру. Такие формы называются *дюнами.*

Образовавшаяся дюна под действием ветра постепенно перемещается в глубь материка, а на ее месте возникает другая, после перемещения, которой опять начинает формироваться новая. Так, местами возникают цепи параллельных дюн. Часто древние дюны характеризуются сложным холмистым или укороченно-грядовым рельефом, что связано с последующим преобразованием их ветром и неравномерным развитием растительности. Помимо прямолинейных дюн, местами наблюдаются дугообразные, или параболические дюны, возникающие в результате постепенного продвижения вперед наиболее высокой активно перевеваемой ее части при закреплении краевых частей растительностью или увлажнением.

Огромные дюны встречаются на побережье Балтийского моря и Финского залива, где они местами достигают высоты 20-25 м и более, а на низменном песчаном атлантическом побережье Франции дюны выглядят, как огромные естественные дамбы большой высоты. В зонах умеренного климата материковые дюны наиболее широко развиты в пределах крупных четвертичных водноледниковых песчаных (зандровых) равнин. Такие дюны развиты в Беларуси (Полесье), Мещере и других районах европейской части России, в Западно-Сибирской низменности.

Необходимо отметить, что движущиеся пески как на побережьях во внепустынных зонах, так и в пустынях представляют значительную опасность для возводимых или существующих различных сооружений и культурных оазисов и нередко приносят существенный материальный ущерб. Поэтому для защиты последних разрабатываются и применяются различные меры, одной из которых является закрепление песков растительностью, использование битумов из отходов нефти и др.

Эоловые процессы объединяют эрозионную деятельность (дефляцию), перенос и аккумуляцию материала. О геологической деятельности ветра обычно судят по ее видимым проявлениям. Для территории станы это чаще всего песчаные эоловые аккумуляции различной формы, размеров и возраста, иногда образующие скопления и массивы площадью до нескольких квадратных километров. Наиболее распространены небольшие дюны и песчаные гряды высотой до 2-3 м различной ориентировки. Эрозионная деятельность эолового

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

процесса обращает на себя внимание, как правило, только в экстремальных случаях, когда в результате интенсивной хозяйственной деятельности происходят «черные бури» или в короткий срок выдувается верхний плодородный горизонт автоморфных песчаных почв. Повседневная, или местная, ветровая эрозия проявляется за большой промежуток времени.

4.4. Типы пустынь

Климатические особенности и то или иное проявление эоловых процессов определяют различные типы пустынь.

Каменистые пустыни — гаммады (в переводе с арабского — щебневая пустыня). Их поверхность покрыта различными обломками горных пород в виде щебня и глыб. Это мрачные черные пустыни. Почти все каменные обломки, вне зависимости от первоначального состава и цвета горных пород, из которых они произошли, покрыты черным налетом, представляющим тончайшую железисто-марганцовую корочку. Это так называемый пустынный загар, или лак пустыни. Он образуется в результате выпотевания влаги из обломков горных пород под влиянием солнечных лучей и бактерий.

Каменистые пустыни чаще всего образуются на подгорных равнинах, откуда интенсивная дефляция выносит весь мелкоземистый материал (песчаные и пылеватые частицы), а на месте остается щебенка и более крупные обломки.

Особенно широко развиты гаммады в пустынях Африки, где они покрывают большую часть Сахары и Калахари.

Песчаные пустыни имеют наибольшее распространение. В Сахаре они распространены на площади свыше 1 млн. *км*^{2}**.** Хорошо известны обширные песчаные пустыни Каракумы, Кызылкумы в Казахстане и Средней Азии общей площадью свыше 800 тыс. *км*^{2}**.** В песчаных пустынях выражен сложный комплекс форм рельефа (барханный, грядовой, грядово-ячеистый, бугристый и др.), описанных выше, образованных совместными действиями дефляции и аккумуляции.

Лёссовые пустыни, называемые туркменами **адыры.** Они развиты на окраинах пустынь, где граничат с горами, или переходят в степи. Поверхность адыров, особенно в предгорьях, обычно расчленяется густой сетью рытвин и ветвистых оврагов, возникающих и развивающихся в результате эрозионной деятельности вод, стекающих па поверхности лёссов во время весеннего снеготаяния и выпадения дождей. В основании адыры сложены грубым материалом.

Такыры, или **глинистые пустыни,** это своеобразные ровные как стол пространства, уложенные с поверхности глинистыми осадками. Они возникают на бывших речных разливах. Наиболее крупные такыры образованы на глинистых отложениях древних разливов. Амударьи или разливов рек, стекающих с гор и иссякающих в пустыне (периферические части сухих дельт, конусов выноса

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

потоков), например на окраинах подгорных пролювиальных равнин Копетдага. Глинистый слой такыров при высыхании сильно уплотняется, становится очень твердым. Подковы лошади почти не оставляют на ней следа и издают звонкий удар. При высыхании происходит растрескивание глинистого слоя. При этом образуются многогранные (4 — 5 — 6 граней) плитки, имеющие 7—12 *см* в поперечнике.

Солончаковые пустыни, или **шоры,** образуются: 1) на месте высохших, либо периодически высыхающих озер, примером чему являются солончаковые пространства давно высохших соляных озер, где преобладающее значение имеет галит (поваренная соль); 2) при неглубоком (до 1—1,5 *м)* залегании подземных вод. В этих условиях подземные воды по капиллярам поднимаются к поверхности, интенсивно испаряются, в результате чего за относительно короткий срок поверхность покрывается белой коркой соли толщиной 1—2 *мм,* под которой образуется так называемый пухлый солончак, состоящий из смеси пыли и солей. В таких солончаках участвуют несколько солей, но преобладает сульфат натрия. Нередко поверхность шора бывает разбита трещинами. Ветер местами выдувает соль и пыль и переносит их на большие расстояния.

Гипсовые пустыни образуются в результате деятельности ветра (дефляции и переноса) и сложных химических реакций. Примером является расположенное между Каспийским и Аральским морями плато Устюрт, сложенное известняками. На поверхности южного Устюрта оседает тонкая супесь, приносимая ветром. Мощность ее около 1—1,5 *м.* Вместе с супесью приносится из солончаковых пустынь и откладывается немало сульфатных солей, и особенно сернокислого натрия. В растворах почвенной влаги (возникающей в жаркие летние месяцы в результате выпотевания растворов из нижележащих слоев в супеси) происходит химическое взаимодействие карбонатов с сернокислым натрием и образуется гипс.

Таким образом, в результате комплекса процессов, протекающих в условиях аридного климата — интенсивного физического выветривания, деятельности ветра, деятельности временных и постоянных горных потоков, иссякающих на подгорной равнине, и рек, образующих разливы, а также химических реакций, формируются различные типы пустынь.

Познание процессов, протекающих в настоящее время в пустынях, дает в руки исследователя ключ к восстановлению сходных палео-теографических обстановок в прошлые геологические периоды. Изучая геологическое строение территорий по характеру отложений, можно судить о наличии древних пустынь в том или ином районе в отдельные этапы геологической истории.

Изучение закономерностей эоловых процессов позволяет выработать эффективные меры по защите различных сооружений и населенных пунктов от наступления песков и меры против выдувания и развевания почвенного покрова.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Глава 5. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ПОВЕРХНОСТНЫХ ТЕКУЧИХ ВОД

Под *текучими водами* понимаются все воды поверхностного стока на суше от струй, возникающих при выпадении дождя и таяния снега, до самых крупных рек. Все воды, стекающие по поверхности Земли, производят различного вида работу. Чем больше масса воды и скорость течения, тем наибольший эффект ее деятельности. Хорошо известно, что поверхностная текучая вода – один из важнейших факторов денудации суши и преобразования лика Земли.

Как и в других экзогенных процессах, в деятельности текучих вод могут быть выделены три составляющие: 1) разрушение, 2) перенос и 3) отложение, или аккумуляция, переносимого материала на путях переноса. По характеру и результатам деятельности можно выделить три вида поверхностного стока вод: плоскостной безрусловой склоновый сток; сток временных русловых потоков; сток постоянных водотоков – рек.

5.1. Плоскостной склоновый сток

В периоды выпадения дождей и таяния снега вода стекает по склонам в виде сплошной тонкой пелены или густой сети отдельных струек. Они захватывают главным образом мелкоземистый материал, слагающий склоны, переносят его вниз. У подошвы течение воды замедляется, и переносимый материал откладывается как непосредственно у подножья, так и в прилегающей части склона. Такие отложения, образованные склоновым стоком, называются *делювиальными отложениями* или *делювием* (лат. «делюо» – смываю). Наиболее характерны довольно протяженные делювиальные шлейфы в пределах равнинных рек степных районов умеренного пояса.

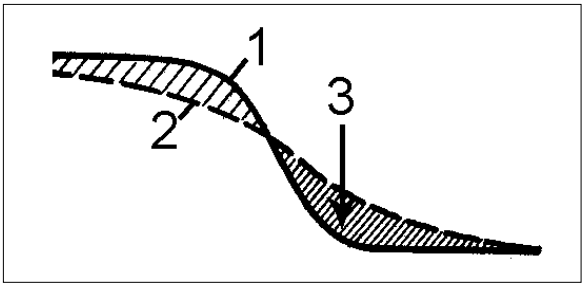


Рис. 5.1. Схема образования делювия:
1 – первичная поверхность склона;
2 – сниженная поверхность склона в результате плоскостного смыва; 3 – делювий

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Делювиальные шлейфы в этих условиях обычно сложены суглинками и лишь местами в основании встречается песчаный материал. Наибольшая мощность делювия (до 15-20 м) наблюдается у основания склона, а вверх по склону она постепенно уменьшается. Продолжающийся процесс плоскостного смыва и образование делювия постепенно приводят к выполаживанию склонов (рис. 5.1). В высоких горах типичные делювиальные шлейфы отсутствуют в связи с широким развитием гравитационных процессов на склонах. В этих условиях формируются смешанные коллювиально-делювиальные образования.

Более однородный состав делювия может быть в субтропиках и тропиках, где плоскостному смыву подвергается преимущественно глинистая красноцветная кора выветривания. Наиболее благоприятные условия для делювиальных процессов создаются в пределах равнинных территорий и низкогорного сглаженного рельефа.

5.2. Деятельность временных русловых потоков

Среди временных русловых потоков выделяются временные потоки оврагов и временные горные потоки. Начало оврагообразования связано в большинстве случаев со склонами долин рек. Если в пределах склона или его бровки имеются различные естественные или искусственные неровности, понижения, то при выпадении дождя или таянии снега в них происходит слияние отдельных стекающих струй воды, которые разрушают указанные части склона и на их месте образуются различные промоины, рытвины. Так начинается на склонах процесс *размыва,* или *эрозии* (лат. «эродо» – размываю). Фактически это первая зародышевая стадия развития оврага. В последующем в таких рытвинах периодически концентрируется еще большее количество воды, и они начинают расти в глубину, ширину, вниз и вверх по склону. Дно такого оврага отличается неровностью. По мере дальнейшего углубления (увеличение донной эрозии) профиль оврага постепенно выравнивается, его устье достигает основания, куда впадает поток. Уровень реки или какого-либо бассейна, куда входит овраг, называется *базисом эрозии.* В вершине оврага, выдвинувшейся за бровку склона в пределы водораздельного плато, образуется перепад. В результате возникающие водотоки обрушиваются в вершину оврага водопадом или образуют здесь стремнины с быстрым течением, завихрениями. Это способствует интенсивной эрозии в пределах перепада и постепенному продвижению вершины оврага все дальше в глубь водораздельного плато. Такой процесс роста вверх по течению потока называется *регрессивной* (лат. «регрессус» – движение назад) или попятной эрозией.

По мере продвижения вершины растущего оврага в глубь водораздельного плато на его склонах образуются промоины или рытвины, которые также превращаются в овраги. Такие ответвления, или отвержки, от главного оврага растут попятно, следуя по течению сливающихся струй воды, и по мере развития

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

они также ветвятся. В результате возникает сложная ветвящаяся овражная система, расчленяющая местами не только склоны, но и обширные водораздельные пространства.

Наиболее глубокая и разветвленная сеть оврагов образуется в районах развития легко размываемых горных пород - лёссовидных суглинков, песков, алевролитов, глин. Пример тому Средне-Русская возвышенность, представляющая эрозионно-денудационную плоскую равнину, расчлененную густой сетью оврагов. Аналогичное овражное расчленение отмечается на Приволжской, Волыно-Подольской возвышенностях и возвышенностях Беларуси, где, по данным Б.Н. Гурского, овражно-балочный рельеф занимает 20-30% площади плодородных земель. К сожалению, следует отметить, что оврагообразованию способствуют не только природные факторы, но и необдуманная деятельность человека (вырубка леса, распахивание, заложение грунтовых дорог и канав в направлении вниз по склону и др.).

Аккумулятивная деятельность временных водотоков проявляется в низовьях оврага и особенно при его выходе в долину реки или в другие водоемы, где местами образуется *конус выноса,* сложенный различным несортированным обломочным материалом местных пород. На развитии сложной системы оврагов сказываются новейшие тектонические движения (поднятие водоразделов или опускание базиса эрозии).

В результате могут происходить оживление эрозионной работы, формирование молодых врезов (оврагов) в древние и накопление более молодых отложений в конусах выноса. Местами в областях лесостепи и степи наблюдаются оврагоподобные формы с расширенным дном и мягкими пологими склонами, покрытыми плащом делювия и в ряде случаев растительностью. Такие формы называют *балками.*

Временные горные потоки развиваются несколько отлично от оврагов. Их верховья расположены в верхней части горных склонов и представлены системой сходящихся рытвин и промоин, образующих вместе водосборный бассейн. Ниже по склону вода движется в едином русле. Этот участок горного потока называется *каналом стока.* В периоды сильных дождей и интенсивного таяния снега временные горные потоки движутся с большой скоростью и захватывают значительное количество различного обломочного материала, который способствует интенсификации эрозионной деятельности. При выходе на предгорную равнину скорость движения уменьшается, горные потоки ветвятся на многочисленные рукава, в результате чего весь принесенный обломочный материал откладывается. Так образуется *конус выноса временного горного потока* в виде полукруга, поверхность которого имеет наклон от горного склона в сторону предгорной равнины. В конусах выноса временных горных потоков местами наблюдаются дифференциация принесенного материала и зональность его распространения. В относительно крутой вершинной части конуса остается более крупный обломочный материал, который ниже может сменяться песками,

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

супесями, а в краевой части - тонкими пылеватыми лёссовидными отложениями. Но такая последовательность отложений в конусах выноса часто нарушается, что связано с различными величинами периодически возникающих потоков и размерностью переносимого материала. Поэтому в вертикальном разрезе отложений конусов выноса местами имеет место переслаивание мелко- и крупнообломочного несортированного, слабо окатанного материала. Отложения конусов выноса временных горных потоков выделены в особый генетический тип континентальных отложений и названы *пролювием* (лат. «пролюо» – промываю). Конуса выносов, сливаясь друг с другом, образуют местами широкие подгорные волнистые шлейфы.

В аридных областях ряд постоянных водных потоков, стекающих с гор, разливаются на пустынных предгорных равнинах и образуют значительные по протяженности конуса выноса – «сухие дельты», в которых наблюдается постепенная смена крупнообломочного руслового материала в вершинной зоне песчаным и супесчано-суглинистым ниже. Во фронтальной же, или периферической, части, где периодически возникают разливы полых вод таких рек, образуются временные водоемы, накапливаются осадки застойно-водного типа - озерные осадки, наземные болотно-солончаковые и др.

В некоторых горных долинах периодически возникают мощные грязекаменные потоки, несущиеся с большой скоростью и обладающие огромной разрушительной силой. Они содержат до 70-80% обломочного материала от их общего объема. Грязекаменные потоки, возникающие при быстром таянии снега и льда или при сильных ливнях, называют *селями* в Средней Азии и на Кавказе, *мурами* – в Альпах. Нередко они носят катастрофический разрушительный характер. Например, хорошо известен громадный селевой поток, ворвавшийся внезапно 8 июля 1921 г. в г. Алма-Ату. Целые улицы были запружены им и занесены илом и камнями, пострадало много строений, было много человеческих жертв. При этом сила потока была настолько велика, что переносились огромные валуны весом в несколько тонн. Селевой поток, ворвавшийся в г. Ереван в 1946 г., также причинил большие разрушения. Некоторые улицы были завалены обломками, вынесенными с гор. В 1968 г. селем было уничтожено оз. Иссык недалеко от г. Алма-Ата.

5.3. Деятельность рек

Реки играют огромную роль в хозяйственной жизни людей. С реками связаны первые поселения человека и история культур древнейших народов.

Реки имеют большое значение во многих отношениях: как главный источник водоснабжения; как основной поставщик воды, используемой для орошения и обводнения полей; как удобные и дешевые пути сообщения; как источник дешевой и обильной энергии; как источник рыбных богатств; как естественные рубежи.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Режим каждой реки определяется следующими основными данными: количеством воды, уровнем воды, скоростью течения. Все эти показатели не остаются постоянными, а изменяются по сезонам года и в многолетнем разрезе. Изменение этих данных представляет собой режим реки.

Водные потоки рек производят значительную эрозионную, переносную и аккумулятивную деятельность. Это наиболее динамические системы, преобразующие рельеф. Интенсивность работы рек определяется их живой силой, т. е. кинетической энергией, равной $mv^2/2$, где m - масса воды; v - скорость течения. Последняя зависит от уклона продольного профиля и определяется по формуле Шези: $v = c\sqrt{Ri}$, где c - *коэффициент,* зависящий от шероховатости русла; R - *гидравлический радиус,* равный отношению площади живого сечения водотока к смоченному периметру; i - *уклон.* Под уклоном понимается величина перепада высот, деленная на расстояние по горизонтали, на котором наблюдается этот перепад.

На интенсивности процессов в речных долинах сказывается *турбулентный характер течения,* когда молекулы воды движутся беспорядочно или по перекрещивающимся траекториям, наблюдаются различные завихрения, вызывающие перемешивание всей массы воды от дна до ее поверхности. Наибольшие скорости наблюдаются в приповерхностной части потока на стрежне, меньше у берегов и в придонной части, где поток испытывает трение о породы, слагающие русло. Вдоль реки скорость течения также меняется, что связано с наличием перекатов и плёсов, нарушающих равномерность уклона.

В зависимости от характера и интенсивности питания изменяются режим рек, количество и уровень воды, а также скорость ее течения. В соответствии с изменением уровня воды в реке говорят о *высоком горизонте,* соответствующем половодью, и *низком меженном горизонте,* или межени, наступающей после спада половодья. Помимо этого, в реках наблюдаются периодические *паводки,* соответствующие кратковременному повышению уровня воды от затяжных дождей и таяния снега.

Речная эрозия. Выделяют два типа эрозии: 1) *донная,* или *глубинная,* направленная на врезание речного потока в глубину; 2) *боковая,* ведущая к подмыву берегов и в целом к расширению долины.

Соотношение донной и боковой эрозии изменяется на разных стадиях развития долины реки. В начальных стадиях развития реки преобладает *донная эрозия,* которая стремится выработать профиль равновесия применительно к *базису эрозии* - уровню бассейна, куда она впадает. Базис эрозии определяет развитие всей речной системы - главной реки с ее притоками разных порядков. Первоначальный профиль, на котором закладывается река, обычно характеризуется различными неровностями, созданными до образования долины. Такие неровности могут быть обусловлены различными факторами: наличием выходов в русле реки неоднородных по устойчивости горных пород (литологический фактор); озера на пути движения реки (климатический фактор);

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

структурные формы – различные складки, разрывы, их сочетание (тектонический фактор) и другие формы. В процессе *регрессивной эрозии* река, углубляя свое русло, стремится преодолеть различные неровности, которые со временем сглаживаются, и постепенно вырабатывается более плавная (вогнутая) кривая, или *профиль равновесия реки*. Считается, что этот выровненный профиль соответствует на каждом отрезке долины динамическому равновесию при данных гидрологических условиях и постоянном базисе эрозии.

Анализ развития речных долин, как в равнинных, так и в горных областях показывает, что в выработке профиля равновесия реки играют большую роль не только *главный базис эрозии,* но и *местные,* или *локальные, базисы,* к которым относятся различные *уступы,* или *пороги.* На месте порога, или уступа, возникают водопады, которые размывают дно уступа, а с другой стороны подмывают его основание вследствие возникающих водоворотов. В результате уступ разрушается и отступает. Так, например, суммарное отступание известного Ниагарского водопада, низвергающегося с высоты около 50 м, с 1875 г. составило около 12 км, что соответствует приблизительно скорости отступания около 1,0-1,2 м/год. Такой уступ с водопадом является локальным (местным) базисом эрозии.

Часть реки, расположенная выше уступа, будет развиваться регрессивно применительно к нему, а ниже расположенная часть реки – к главному базису эрозии. Только после уничтожения уступа развитие профиля долины будет контролироваться главным базисом эрозии. Такими же местными базисами могут быть озера, расположенные в депрессиях первичного рельефа. До тех пор, пока это озеро не будет спущено или заполнено осадками, верхняя часть реки будет развиваться применительно к озеру. Таким образом, продольный профиль реки превращается в единый только по мере выравнивания кривой продольных уклонов местных базисов эрозии.

По мере выработки продольного профиля, приближающегося к стадии динамического равновесия, закономерно изменяется и форма поперечного профиля долины. На ранних стадиях ее развития, при значительном преобладании глубинной эрозии реки вырабатываются крутостенные узкие долины, дно которых почти целиком занято руслом потока. Поперечный профиль долины представляет или каньон с почти вертикальными, иногда ступенчатыми склонами и ступенчатым продольным профилем дна, или имеет V-образную форму (по сходству с латинской буквой v) с покатыми склонами. Эта первая стадия развития реки называется *стадией морфологической молодости.* Такие формы особенно хорошо выражены в пределах молодых горных сооружений (Альпы, Кавказ и др.) и высоких плоскогорий, где глубина речных долин достигает сотен метров, а местами
1-2 км.

Боковая эрозия. По мере выработки профиля равновесия и уменьшения уклонов русла донная эрозия постепенно ослабевает и все больше начинает сказываться боковая эрозия, направленная на подмыв берегов и расширение

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

долины. Это особенно проявляется в периоды половодий, когда скорость и степень турбулентности движения потока резко увеличиваются, особенно в стрежневой части, что вызывает поперечную циркуляцию. Возникающие вихревые движения воды в придонном слое способствуют активному размыву дна в стрежневой части русла, и часть донных наносов выносится к берегу. Накопление наносов приводит к искажению формы поперечного сечения русла, нарушается прямолинейность потока, в результате чего стрежень потока смещается к одному из берегов. Начинается усиленный подмыв одного берега и накопление наносов на другом, что вызывает образование изгиба реки. Такие первичные изгибы, постепенно развиваясь, превращаются в *излучины*, играющие большую роль в формировании речных долин.

Рассматривая боковую эрозию рек, следует указать и другие возможные причины, вызывающие подмыв берегов и асимметрию долин. Так, русским академиком К. М. Бэром была подмечена интересная закономерность, заключающаяся в том, что крупные реки, текущие в меридиональном направлении в Северном полушарии, подмывают правый берег (Волга, Днепр, Дон и др.), а реки Южного полушария подмывают левый берег (Парана, Уругвай и др.). Эта закономерность связывается, по-видимому, с особенностями движения тел на поверхности вращающейся Земли. В данном случае возникает поворотное, или кориолисово, ускорение, горизонтальная составляющая которого всегда направлена в Северном полушарии вправо по отношению к направлению движения, в Южном — влево. В заключение следует указать, что на некоторых реках, особенно на малых и средних, эта закономерность выражена не отчетливо.

Перенос. Реки переносят большое количество обломочного материала различной размерности - от тонких илистых частиц и песка до крупных обломков. Перенос его осуществляется волочением (перекатыванием) по дну наиболее крупных обломков и во взвешенном состоянии песчаных, алевритовых и более тонких частиц. Переносимые обломочные материалы еще больше усиливают глубинную эрозию. Они являются как бы эрозионными инструментами, которые дробят, разрушают, шлифуют горные породы, слагающие дно русла, но и сами измельчаются, истираются с образованием песка, гравия, гальки. Влекомые по дну и взвешенные переносимые материалы называют *твердым стоком рек.* Помимо обломочного материала реки переносят и *растворенные минеральные соединения.* Часть этих веществ возникает в результате растворяющей деятельности речных вод, другая часть попадает в реки вместе с подземными водами. В речных водах гумидных областей преобладают карбонаты Ca и Mg, на долю которых приходится около 60% ионного стока (О. А. Алекин). В небольших количествах встречаются соединения Fe и Mn, чаще образующие коллоидные растворы. В речных водах аридных областей помимо карбонатов заметную роль играют хлориды и сульфаты. Соотношение влекомых, взвешенных и растворенных веществ различно в горных и равнинных реках. В первых из них наблюдается резкое преобладание взвешенных частиц при близких количествах

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

растворенных веществ и влекомых наносов, представленных преимущественно галечниками, иногда с крупными валунами. В равнинных реках преобладают растворенные вещества, на втором месте взвеси и сравнительно малое число влекомых, представленных преимущественно песками с примесью гравия.

Вес обломков, перекатываемых по дну, пропорционален шестой степени скорости течения. Именно этим объясняется большая разница в величине обломков, которые влекут по дну равнинные и горные реки.

По подсчетам Г. В. Лопатина, реки ежегодно сбрасывают в Мировой океан примерно 1000×10^6 *т* влекомых наносов, 12695×10^6 *т* взвешенных и 3600×10^6 *т* растворенных веществ. Приведенные данные свидетельствуют о значительном преобладании взвесей. При этом около 4,5 млрд. т, т. е. почти одна треть твердого стока, падает на реки Юго-Восточной Азии (Ганг и Брахмапутра, Хуанхэ, Янцзы, Меконг, Инд, Ирравади и др.).

Аккумуляция. Наряду с эрозией и переносом различного материала происходит и его аккумуляция (отложение). На первых стадиях развития реки, когда преобладают процессы эрозии, возникающие местами отложения оказываются неустойчивыми и при увеличении скорости течения во время половодий они вновь захватываются потоком и перемещаются вниз по течению. Но по мере выработки профиля равновесия и расширения долин образуются постоянные отложения, называемые *аллювиальными,* или *аллювием* (лат. «аллювио» - нанос, намыв).

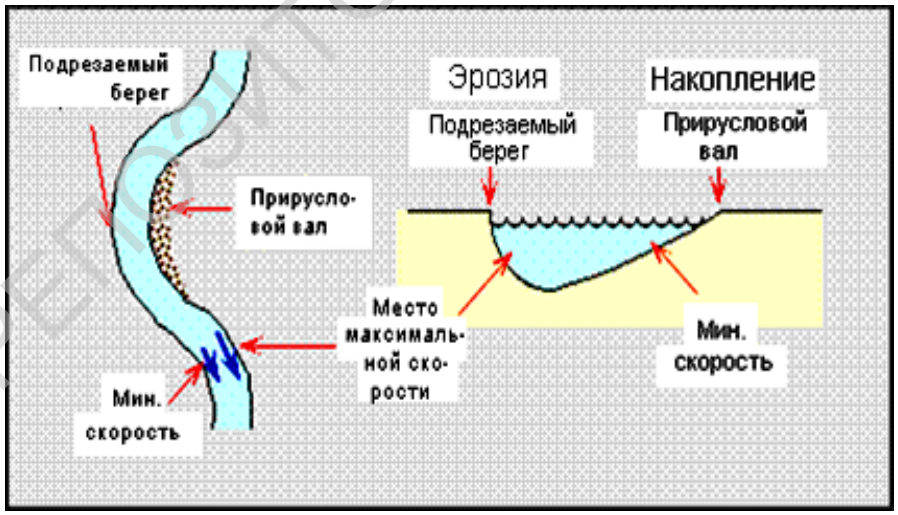


Рис. 5.2. Схема, иллюстрирующая геологическую деятельность реки

В накоплении аллювия и в формировании речных долин большую роль играют указанные выше изгибы рек, возникающие главным образом в результате турбулентного характера течения потока, когда поступательные движения воды сочетаются с поперечной циркуляцией. Но изгибы могут возникать и при наличии различных неровностей рельефа. Двигаясь по дуге изгиба, вода испытывает

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

воздействие центробежной силы, и стрежень потока прижимается к вогнутому берегу, где вода опускается вниз, вызывая усиленный размыв дна, борта русла и захват обломочного материала. От подмываемого крутого берега придонные токи воды направляются к противоположному выпуклому берегу, где начинается интенсивная аккумуляция и образуется так называемая *прирусловая отмель,* частично обнажающаяся при спаде воды во время межени. Это начальный этап формирования аллювия (рис. 5.2).

Так шаг за шагом подмываемый берег становится обрывистым и постоянно отступает, увеличивая крутизну изгиба, а на другом берегу происходит постепенное наращивание прирусловой отмели. Постепенное смещение подмываемых вогнутых берегов и наращивание русловых отмелей у выпуклых берегов приводит, в конце концов, к образованию крупных *излучин,* называемых также *меандрами* (по названию р. Меандр в Малой Азии). В результате последовательного развития речной долины происходят значительное расширение площади русловых аллювиальных отложений и образование низкого намываемого берега, который начинает заливаться только в половодье.

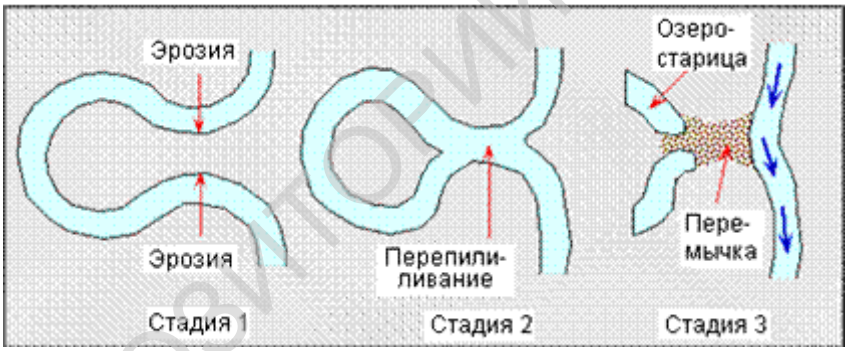


Рис. 5.3. Схема образования старицы в речной долине

Низкий участок долины, сложенный аллювием, представляет *пойму реки* - часть долины, возвышающуюся над руслом, называемую также *пойменной, луговой* или *заливной террасой.* Поперечный профиль долины приобретает плоскодонную, или ящикообразную форму. Излучины, развиваясь, приобретают значительную кривизну, образуют серию петель, разделенных узкими перешейками. Местами происходит прорыв такого перешейка, и река на таких участках спрямляет свое русло. Осадки, накапливающиеся рядом с главным спрямленным руслом у концов покинутой излучины, заполняют оба ее конца, и она превращается в замкнутое озеро (рис. 5.3), которое постепенно заполняются осадками, приносимыми в половодье, впоследствии может превратиться в болото или в сухое понижение. Отшнурованные от русла реки излучины называют *старицами.* Образование стариц и спрямление русел неоднократно проявлялось особенно на широких поймах равнинных рек, где наблюдаются остатки разных по

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

времени отшнурованных русел на различных стадиях их развития и отмирания. Следует отметить также, что излучины развиваются не только в сторону берегов, но и вниз по течению. В результате выступы, сложенные коренными породами, постепенно срезаются, и образуется широкая пойменная терраса.

5.4. Строение пойм и фациальный состав аллювия

В аллювиальных отложениях пойм равнинных рек четко выделяются три фации: 1) русловая; 2) пойменная и 3) старичная. *Русловая фация* формируется в процессе нарастания и расширения прирусловых отмелей при миграции русла в сторону подмываемого берега и представлена песками различного гранулометрического состава, в основании песками с гравием и галькой. *Пойменная фация* формируется в периоды половодий, когда на поверхность поймы выпадает преимущественно взвешенный тонкий материал. Поэтому пойменный аллювий представлен преимущественно супесчано-суглинистым материалом. *Старичный аллювий* образуется в отшнурованных излучинах, превращенных в озера, где накапливаются супеси, суглинки, местами глины, богатые органическим веществом, а при заболачивании - болотные отложения. Старичные отложения могут в последующем перекрываться пойменными (рис. 5.4).

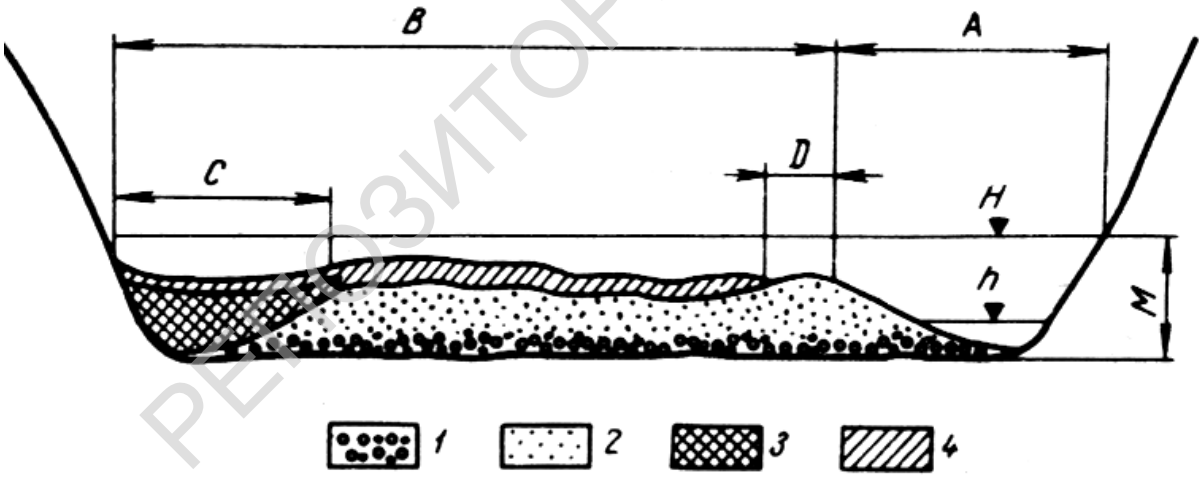


Рис. 5.4. Схема строения поймы (по Е В. Шанцеру):
A - русло; B – пойма; C – старица; D – прирусловой вал; H – уровень полых вод; h – уровень межени; M – нормальная мощность аллювия. Русловой аллювий: 1 – разнозернистые пески, гравий, галька, 2 – мелко- и тонкозернистые пески, 3 – старинный аллювий, 4 – пойменный аллювий

В пойме реки различаются: прирусловой вал, примыкающий к главному руслу; центральная пойма, расположенная за прирусловым валом, в пределах которой нередко выделяются два уровня: низкая пойма, заливаемая ежегодно полыми водами, и высокая, заливаемая в самые обильные паводки; притеррасная

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

пойма, самая пониженная тыловая часть поймы, примыкающая к берегу или надпойменной террасе. Стадию развития реки с формированием поймы называют *морфологической зрелостью.*

Аллювиальные отложения пойм горных рек существенно отличаются от равнинных. Вследствие значительных скоростей движения горных рек песчаные и глинистые частицы почти не оседают на дно, а переносятся к устьевым частям. Непосредственно же в долине реки откладывается более грубый материал – гравий, галечники с отдельными валунами. Эта русловая фация почти целиком слагает пойму горной долины. Пойменная же фация слабо выражена и развита не повсеместно, главным образом она встречается на расширенных участках долины, где представлена грубыми песками и супесями и часто находится в смеси с пролювиальными отложениями конусов выноса и коллювиальными образованиями. Для горных рек выделяют еще фацию подпруживания, формирующуюся перед различными перемычками, перегораживающими горные долины, где создаются спокойные условия для осаждения влекомых и мелких взвешенных наносов. Мощности горного аллювия изменяются от первых десятков метров местами до 40-50 м и более.

Суммарная мощность аллювия обычно 20-30 м, она примерно соответствует разнице абсолютных высот наиболее глубоких плесов и высоких паводков. Такой тип аллювия с нормальной мощностью назван В.В. Ломакиным *перестилаемым.* Такая мощность аллювия формируется в условиях, близких к динамическому равновесию. Помимо указанного, выделен так называемый *настилаемый аллювий,* характеризующийся большей мощностью и многократным чередованием в разрезе русловых, пойменных и старичных фаций, т. е. происходит как бы наложение друг на друга пачек перестилпемого аллювия. Формирование такого мощного аллювия возможно или при тектоническом опускании, или вследствие периодической перегрузки реки наносами, вызываемой наряду с тектоническими движениями особенностями климата и режима стока.

5.5. Цикловые эрозионные врезы и надпойменные речные террасы

Геологическими и геоморфологическими исследованиями установлено, что в каждой долине горных и равнинных рек наблюдается *серия надпойменных террас,* возвышающихся над поймой и отделенных друг от друга уступами. Такие надпойменные террасы, формировавшиеся в различные этапы плиоцен-четвертичного времени, придают речной долине сложный ступенчатый *террасированный поперечный профиль.* В пределах равнинных рек обычно наблюдается до 3-5 надпойменных террас, в горных районах - до 8-10 и более. У каждой террасы различают следующие элементы: террасовидную площадку, уступ, или склон, бровку террасы и тыловой шов, где терраса сочленяется со следующей более высокой террасой или с коренным склоном, в который врезана долина.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Об эрозионном цикле в первом приближении можно судить по глубине эрозионного вреза от поверхности той или иной террасы до цоколя последующей более низкой террасы. Региональные цикловые террасы неоднородны по условиям развития и строения. Среди них различают следующие типы: эрозионные, или скульптурные (террасы размыва); эрозионно-аккумулятивные, или цокольные и аккумулятивные. *Эрозионные террасы* встречаются главным образом в молодых горных сооружениях, где имеют место импульсы нарастания и спада тектонических движений, с которыми связаны изменения уклонов продольного профиля реки, вызывающих глубинную эрозию, а в конце цикла и боковую. В этих террасах почти вся террасовидная площадка и уступ до нижерасположенной площадки слагаются коренными породами и лишь местами на их поверхности встречаются отдельные маломощные галечники.

Аккумулятивные террасы характеризуются тем, что их площадки и уступы полностью сложены аллювиальными отложениями. Среди них по строению и соотношению разновозрастных аллювиальных комплексов выделяют наложенные и вложенные. Аккумулятивные террасы имеют широкое распространение в пределах низменных платформенных равнин, а также в межгорных и предгорных впадинах (областях прогибания), где в ряде мест отмечаются значительные мощности аллювия. *Эрозионно-аккумулятивные,* или *цокольные, террасы* характеризуются тем, что в них нижняя часть уступа (цоколь) сложена коренными породами, а верхняя часть уступа – аллювиальными отложениями. Эрозионно-аккумулятивные надпойменные террасы приурочены чаще к переходным зонам от поднятий к погружениям, но встречаются местами и в пределах равнин.

Наличие надпойменных террас свидетельствует о том, что река протекала когда-то на более высоких уровнях, которые в последующем были прорезаны в результате периодического усиления глубинной эрозии. Образование террас связано с понижением базиса эрозии, тектоническими движениями и изменениями климата. Наибольшее значение имеет тектонический фактор. При поднятии суши в верховьях речного бассейна или опускании базиса эрозии изменяются уклоны реки и, следовательно, увеличивается ее живая сила, резко возрастает глубинная эрозия. В результате на месте плоскодонных долин вырабатываются вначале врезы V-образного типа, на новом уровне формируется профиль равновесия реки и затем новая пойма. Прежняя пойма остается в виде террасы, возвышающейся над новой поймой. При многократных понижениях базиса эрозии или поднятиях суши на склонах долин рек образуется система надпойменных террас. По взаимным превышениям террас, продольному профилю долины можно судить о том, как они развивались (рис 5.5). При поднятии верховьев относительная высота террас постепенно уменьшается к низовьям, при опускании базиса эрозии, наоборот, относительная высота снижается к верховьям. Счет надпойменных террас производится снизу вверх. Самая нижняя надпойменная терраса самая молодая, следующая выше расположенная II надпойменная терраса и т. д. Самая высокая терраса – самая древняя.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Следует отметить, что речные потоки чутко реагируют на изменение скорости и направленности тектонических движений во времени и пространстве. Вследствие этого в пределах одной и той же реки можно наблюдать участки морфологически зрелой долины с хорошо выраженной поймой и участки, где пойма отсутствует, а река глубоко врезается в растущее на ее пути тектоническое поднятие. При этом интенсивность глубинной эрозии соизмерима со скоростью поднятия. Такие участки долины называются *антецедентными.* Влияние неоднородности локальных тектонических движений сказывается в строении надпойменных террас и изменении их высоты. При пересечении локального тектонического поднятия относительная высота террасы и ее цоколь повышаются, мощность аллювия значительно уменьшается, а его состав становится преимущественно грубозернистым в сравнении с составом аккумулятивных террас, расположенных выше и ниже поднятия. Такие локальные повышения террас нередко отражают унаследованное развитие от более глубоких древних структур. Вследствие этого анализу речных террас и долин рек уделяется большое внимание при поисках нефтегазоносных структур. С этим направлением связан так называемые «прямые» поиски месторождений нефти.

Рис. 5.5. Узкая и слабо террасированная долина реки Неман в зоне пересечения краевых образований Гродненской возвышенности

На территории Беларуси почти 21 тыс. рек, но только семь из них — Днепр, Припять, Сож, Западная Двина, Неман, Березина, Вилия имеют протяжение более чем 500 км.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

5.6. Устьевые части рек

На формирование устьевых частей рек влияют многочисленные факторы: расход воды в реке и его изменения во времени; количество и состав переносимого рекой обломочного материала; вдольбереговые морские течения; приливы и отливы; тектонические движения. В зависимости от соотношения указанных факторов формируются различные типы устьевых частей. Среди них наиболее типичны дельты и эстуарии. *Дельта* представляет собой конус выноса обломочного материала, приносимого рекой. Когда река достигает моря, скорость течения падает. В результате этого большое количество материала, так и находящегося во взвешенном состоянии, оседает. Таким путем образуется широкий наземный конус выноса с вершиной, обращенной к реке, и наклонным в сторону моря основанием. Часть принесенного материала выпадает в море, образуя *подводную дельту,* или *авандельту.* При относительно небольшой глубине моря русло реки быстро загромождается наносами и уже не может пропустить через себя все количество поступающей речной воды. В результате возникают прорывы берегов, и образование дополнительных русел, называемых рукавами или протоками, которые разбивают дельту на отдельные острова. Отдельные протоки постепенно отчленяются, мелеют, превращаются в озера. В ходе развития часть из них постепенно заполняется озерными осадками, часть зарастает и превращается в болота.

При каждом половодье дельта реки меняет форму; расширяется, повышается и удлиняется в сторону моря. В результате образуются обширные аллювиально-дельтовые равнины со сложным рельефом и строением. Примером такой дельты является дельта Волги.

Отложения аллювиально-дельтовых равнин представляют собой комплекс континентальных и морских отложений, сложно чередующихся, характеризующихся быстрой сменой фаций в горизонтальном и вертикальном направлениях, частым выклиниванием, иногда линзовидной формой. Среди них выделяются следующие генетические типы:

- аллювиальные (русловые и пойменные) отложения, представленные в равнинных реках песками и глинами, в горных – более грубым материалом;
- озерные – преимущественно суглинистые отложения, богатые органическим веществом;
- болотные – торфяники; эоловые, возникающие в результате перевевания русловых отложений; морские, образующиеся на суше при нагонных морских волнах, а в авандельте (и в пределах предустьевого взморья) помимо обломочного материала в результате *каогуляции* (лат. «коагуляцио» – свертывание) местами выпадают приносимые реками *коллоидные вещества* (Fe, Mn, A1 и др.).

В устьях рек часто выпадают и органические коллоиды. Описанный тип развития и строения многорукавных дельт достаточно широко распространен во

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

многих реках, и мощность дельтовых отложений в них близка к суммарной мощности аллювия в реке. Крупнейшие дельты имеются на реках: Хуанхэ, Янцзы, Нил, Рейн, Лена, Волга и др.

Эстуарии (лат. «эстуариум» – берег, заливаемый приливом) – воронкообразные заливы, глубоко вдающиеся в долину реки. Необходимыми условиями для развития эстуариев являются: наличие приливов и отливов; вдольбереговые течения; прогибание земной коры, превышающее скорость накопления осадков. Во время больших приливов морские воды далеко проникают в эстуарий, происходит турбулентное перемешивание двух водных масс - соленой морской и пресной речной, образующих во время отлива мощный поток, который выносит в море обломочный материал, принесенный рекой, где он подхватывается береговыми течениями. Только в определенных условиях часть тонкой взвеси осаждается в эстуарии. Эстуарии хорошо выражены у рек Сены, Эльбы, Темзы и других, в формировании которых решающую роль играют приливно-отливные и вдольбереговые течения. Вместе с тем имеются крупные эстуароподобные заливы в устьях рек Сибири - Енисее и Оби. Они образовались в результате прогибания местности и затопления морем низовьев рек. Это подтверждается наблюдениями в Карском море, на дне которого устье р. Енисея прослеживается до изобаты 100 м. С эстуариями по форме сходны *лиманы* (греч. «лимнэ» – бухта, залив) - расширенные устья рек, затопленные водами бесприливных морей (Черное и др.). Их образование также связано с прогибанием земной коры в устьевых частях рек. Примерами являются лиманы Днепра, Буга и др.

5.7. Теоретическое и практическое значение деятельности рек

Изучение деятельности рек имеет большое теоретическое значение. Состав аллювия и соотношение его фаций, количество древних надпойменных террас и изменение их высот вдоль долины реки дают возможность понять историю новейшего развития района, характер новейших тектонических движений, климатических особенностей и т.п. Относительное превышение надпойменных террас одной над другой и над дном долины, глубина врезания на разных стадиях развития реки позволяют судить о размахе движений земной коры. Да и само заложение речных долин бывает предопределено особенностями глубинного тектонического строения территории. Они часто приурочены к ослабленным зонам (разломам, прогибам). Следует подчеркнуть также то, что реки являются главными поставщиками осадочного материала в Мировой океан.

С эрозионной и аккумулятивной деятельностью рек связано формирование особого типа месторождений ценнейших полезных ископаемых, называемых аллювиальными *россыпными месторождениями.* Если размыву рек подвергаются коренные месторождения или горные породы, содержащие тяжелые и химически стойкие минералы в рассеянном состоянии, то они переносятся на то или иное

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

расстояние и откладываются вместе с другими аллювиальными отложениями. В процессе переноса и переотложения продукты размыва сортируются по плотности. Более легкие минералы истираются и выносятся реками. В россыпях же концентрируются минералы с высокой плотностью, наиболее тяжелые минералы выпадают ранее, а менее тяжелые переносятся дальше. В первую очередь выпадают золото и платина, затем такие минералы, как вольфрамит, касситерит, магнетит, рутил, гранат, алмаз. Эти тяжелые и устойчивые минералы и образуют аллювиальные россыпи – промышленные скопления полезных ископаемых.

Россыпи в пойме и в речных террасах часто выражены в виде полосовидных залежей нижней части разреза аллювия. Иногда наблюдаются сложные россыпи, содержащие два или несколько горизонтов металлоносных отложений, расположенных на различных уровнях. Особенно большое практическое значение имеют россыпные месторождения драгоценных металлов – золота и платины. В настоящее время около 25% мировой добычи золота производится из россыпей.

С древними дельтами местами также связаны важные полезные ископаемые. Так, угленосные свиты Подмосковного угольного бассейна представляют, скорей всего, именно *аллювиально-дельтовые* озерно-болотные отложения раннекаменноугольного возраста. Об этом свидетельствует строение угленосной свиты: линзовидный характер залегания пород и частые внутрифациальные размывы. По-видимому, и в формировании Канско-Ачинского угольного бассейна также играли существенную роль аллювиально-дельтовые озерные и болотные отложения. Глубокие преобразования аллювиально-дельтовых отложений, богатых органикой, при повышенных температурах и давлениях могут привести к образованию нефти и газа. Так, например, в строении плиоценовой продуктивной толщи Апшеронского полуострова, к которой приурочены газовые и нефтяные месторождения, также участвуют древние дельтовые отложения.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Глава 6. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

6.1. Виды воды в горных породах

К подземным водам относятся все природные воды, находящиеся под поверхностью Земли. Происхождение, движение, развитие и распространение подземных вод является предметом изучения специальной отрасли геологической науки – гидрогеологии (греч. «гидро» – вода). Подземные воды тесно связаны с водой атмосферы и наземной гидросферы - океанами, морями, озерами, реками. В природных условиях происходит непрерывное взаимодействие этих вод, так называемый *гидрологический круговорот*.

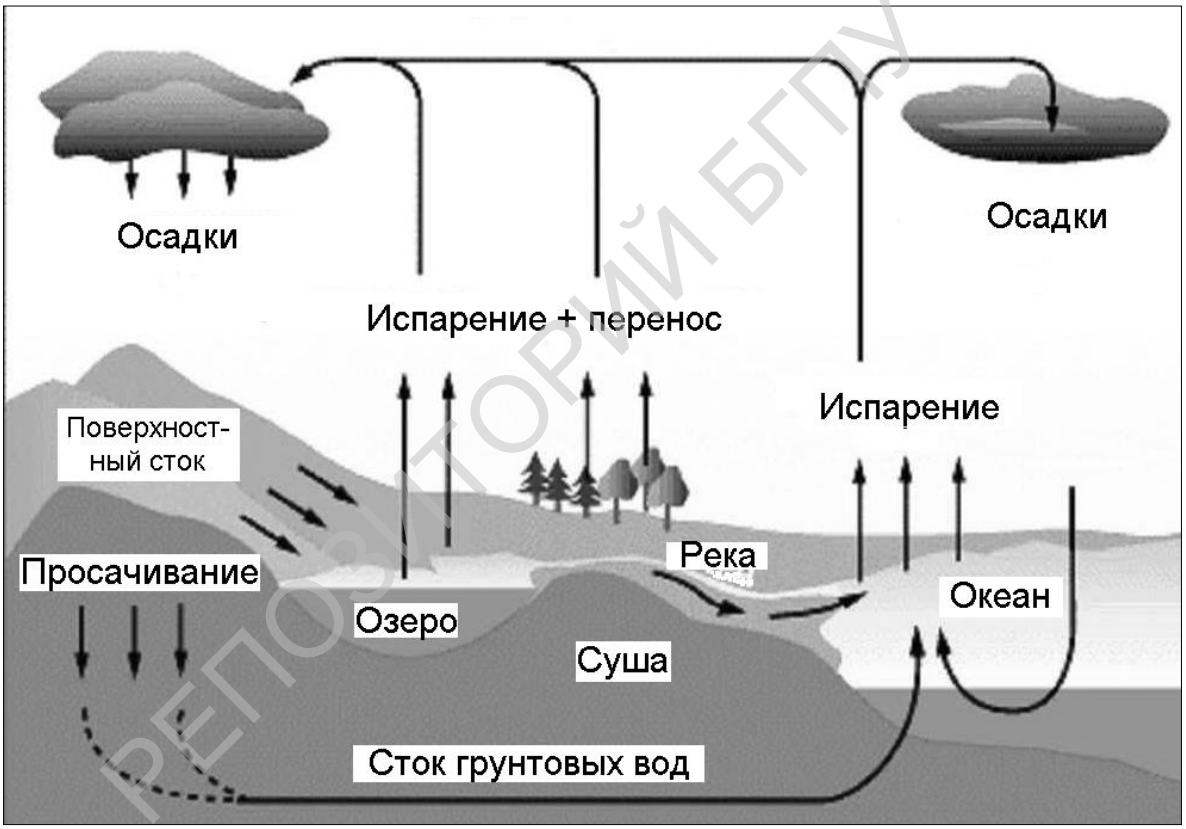


Рис. 6.1. Схема гидрологического круговорота

Одним из важнейших факторов, определяющих условное начало круговорота, является испарение воды с поверхности океанов, морей и поступление влаги в атмосферу. Наибольшее поступление влаги в атмосферу происходит за счет испарения в океанах. Часть образующегося водяного пара над океаном, конденсируясь, выпадает в виде осадков над самим океаном, завершая так называемый малый круговорот. В отличие от малого большой круговорот обусловлен водообменом между океанами и сушей, когда значительная часть водяных паров с океана переносится воздушными течениями на материки, где при

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

благоприятных условиях, они конденсируются и выпадают в виде атмосферных осадков. Большая часть атмосферных осадков, выпадающих на материки, стекает по поверхности и вновь непосредственно или через реки попадает в океан, часть же осадков просачивается (фильтруется) в горные породы и идет на пополнение подземных вод, образующих подземный сток, и, наконец, некоторый объем вновь испаряется в атмосферу (рис. 6.1).

Таким образом, распределение выпадающих атмосферных осадков может быть представлено следующей схемой: испарение, поверхностный сток, инфильтрация, или просачивание, подземный сток. Соотношение между указанными составляющими изменяется в зависимости от конкретных природных условий: рельефа, температуры воздуха, растительности, водопроницаемости горных пород и др. В пределах большого круговорота на материках выделяется внутренний, или внутриконтинентальный, круговорот, повторяющийся неоднократно, существенно увеличивая количество атмосферных осадков, выпадающих на сушу и пополняющих подземные воды.

Водопроницаемость горных пород определяется их пористостью и трещиноватостью. По характеру пустот *породы-коллектора* (лат. «коллектор – собирающий) могут быть подразделены на следующие категории: 1) гранулярные (лат. «гранулум» – зернышко) или рыхлые зернистые пористые породы, такие, как пески, гравий, галечники; 2) трещиноватые скальные породы с трещинной пустотностью – песчаники, известняки, доломиты, магматические, метаморфические породы и др.; 3) трещиноватые и трещинно-карстовые породы, такие, как известняки, доломиты, гипсы, соли. Таким образом, подземные воды могут заполнять поры между отдельными зернами осадка, мелкие и крупные трещины, зоны тектонических разломов, карстовые пустоты и полости.

По степени проницаемости горные породы подразделяются на 3 группы:

- водопроницаемые, к которым относятся пески, гравий, галечники, трещиноватые песчаники, конгломераты и другие скальные породы, трещиноватые и закарстованные известняки, доломиты и другие растворимые породы;
- слабопроницаемые — супеси, легкие суглинки, лёсс, неразложившийся торф;
- относительно водонепроницаемые, или водоупорные, — глины, тяжелые суглинки, хорошо разложившийся торф и нетрещеноватые массивные кристаллические и сцементированные осадочные горные породы.

Общая *пористость пород* выражается отношением объема всех пор *(vp)* к объему всей породы *(v)*: $n=vp/v$; или в процентах: $n=vp/v \cdot 100\%$. Важное значение для формирования и движения подземных вод имеет не только общая пористость, но и размеры пустот и их связь друг с другом. Известно, что пористость глин достигает 50-60%, а фактически это водоупорные породы вследствие того, что поры в них субкапиллярные (диаметр менее 0,0002 мм). Пористость осадочных

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

пород, а следовательно, и их водопроницаемость зависят от: формы и расположения составляющих частиц; степени их отсортированности; цементации и уплотнения; выноса (выщелачивания) растворимых веществ, сопровождающегося образованием различных карстовых полостей; характера и степени трещиноватости и наличия разломов.

Относительно слабая проницаемость отмечается в тонкозернистых песках, супесях, еще меньшая в лёссах, легких суглинках, слаботрещиноватых породах. Почти непроницаемыми (водоупорными) являются глины, тяжелые суглинки, сцементированные и другие массивные породы.

Горные породы содержат различные виды воды. Ее состояние и свойства в рыхлых песчаных и глинистых породах впервые были экспериментально изучены русским ученым А.Ф. Лебедевым, выделившим несколько видов воды в горных породах. В настоящее время предложена следующая классификация видов воды в породах: 1) вода в форме пара; 2) физически связанная вода, которая подразделяется на прочносвязанную (гигроскопическую) и слабосвязанную (пленочную) воду; 3) свободная вода, подразделяющаяся на капиллярная и гравитационную; 4) вода в твердом состоянии; 5) кристаллизационная вода и химически связанная вода.

Вода в форме пара содержится в воздухе, заполняющем пустоты и трещины горных пород, свободные от жидкой воды. Парообразная вода находится в динамическом равновесии с другими видами воды и с парами атмосферы.

Прочносвязанная вода образуется непосредственно на поверхности частиц горных пород в результате процессов *адсорбции молекул* воды из паров и прочно удерживается под влиянием электрокинетических и межмолекулярных сил. Вследствие этого она и получила название прочносвязанной или гигроскопической. Содержание прочносвязанной воды зависит от состава, структуры и степени дисперсности минеральных частиц. Особенно много физически связанной воды содержится в тонкодисперсных глинистых породах.

Слабосвязанная вода имеет меньший уровень энергетической связи. Она образует на поверхности частиц как бы вторую пленку поверх прочносвязанной и может передвигаться от участков с большей толщиной пленки к участкам, где толщина меньше. Пленка удерживается молекулярными силами, возникающими между молекулами прочносвязанной воды и молекулами воды вновь образующейся пленки. По мере роста толщины пленки действие молекулярных связей уменьшается. Внешние слои слабосвязанной воды доступны для питания растений и могут служить средой развития микроорганизмов.

Капиллярная вода частично или полностью заполняет тонкие капиллярные поры и трещинки горных пород и удерживается в них силами поверхностного натяжения (капиллярных менисков). Она подразделяется на капиллярно-разобщенную, капиллярно-подвешенную и капиллярно-поднятую. Капиллярно-разобщенная вода называется также водой углов пор или стыковой водой. Она обычно образуется преимущественно в местах сопряжения частиц породы и

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

суженных угловых участков пор, где прочно удерживается капиллярными силами (капиллярно-неподвижное состояние). Другие виды капиллярной воды способны передвигаться и передавать гидростатическое давление.

Капиллярно-подвешенная вода образуется в верхней части зоны аэрации, в тонких порах и трещинках почв и песчано-глинистых пород за счет инфильтрации атмосферных осадков при влажности пород выше максимальной молекулярной влагоемкоемкости. Капиллярно-подвешенная вода не доходит до уровня подземных вод. Она доступна для растений, но в засушливые годы при длительном испарении может расходоваться почти до полного исчезновения. *Капиллярно-поднятая вода* располагается над уровнем первого от поверхности водоносного горизонта (грунтовых вод), где она образует так называемую капиллярную кайму. Мощность ее различна и зависит от состава горных пород.

Гравитационная (свободная) *вода* образуется в породах при полном насыщении всех пор и трещин водой, что соответствует полной влагоемкости. В этих условиях вода движется под воздействием силы тяжести и напорного градиента в направлении к рекам, морям и другим областям разгрузки. К гравитационной воде относят также инфильтрационную воду зоны аэрации, появляющуюся периодически во время снеготаяния, после выпадения дождей и идущую на пополнение подземных вод. Свободная вода является объектом изучения одной из основных наук геологии – гидрогеологии.

Вода в твердом состоянии находится в горных породах или в виде отдельных кристаллов, или в виде линз и прослоев чистого льда. Она образуется при сезонном промерзании водонасыщенных горных пород, но особенно широко развита в областях распространения многолетнемерзлых горных пород (в Сибири, Канаде и других районах).

Кристаллизационная вода свойственна ряду минералов, где она входит в их кристаллическую решетку. Из таких минералов можно назвать мирабилит ($Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$) с содержанием кристаллизационной воды до 55,9%, бишофит ($MgCl_2 \cdot 6H_2O$) – до 53,2%, гипс ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$) – до 20,9% и др. Кристаллизационная вода в ряде случаев может быть выделена при высоких температурах. При этом в процессе нагревания могут образовываться промежуточные соединения с меньшим содержанием воды, что видно из рассмотрения превращения гипса в ангидрит: $CaS)O_4 \cdot 2H_2O \rightarrow CaSO_4 \cdot H_2O$ (Т-107^oC) $\rightarrow CaSO_4$ (Т-170^oC)

6.2. Происхождение подземных вод

По условиям образования выделяются несколько типов подземных вод: инфильтрационные; конденсационные; седиментогенные; магматогенные, или ювенильные; метаморфогенные, или возрожденные.

Инфильтрационные подземные воды образуются из осадков атмосферного происхождения. Одним из главных видов питания их является инфильтрация, или просачивание в глубь Земли дождевых и талых атмосферных осадков. Иногда в

РЕПОЗИТОРИЙ БГТУ

питании подземных вод принимают участие воды, фильтрующиеся из рек, озер, водохранилищ и из каналов.

Конденсационные воды образуются в результате конденсации водяных паров воздуха в порах и трещинах горных пород. Этот процесс объясняется разностью упругости водяных паров, находящихся в различных зонах аэрации, и взаимосвязанных с ними водяных паров атмосферного воздуха. Конденсация водяных паров имеет существенное значение для пустынных районов с малым количеством атмосферных осадков, где периодически возникают небольшие тонкие линзы пресных конденсационных вод.

Седиментогенные подземные воды (лат. «седиментум» – осадок) – это высокоминерализованные (соленые) подземные воды в глубоких слоях осадочных горных пород. Происхождение таких вод, большинство исследователей связывают с захоронением вод морского генезиса, сильно измененных под влиянием давления и температуры. Они могут быть образованы одновременно с морским осадконакоплением, в этом случае их называют *сингенетическими.* Другой вариант их происхождения может быть связан с проникновением вод морских бассейнов в ранее сформированные породы, также в последующем захороненные новыми отложениями. Такие воды называют *эпигенетическими* (греч. «эпи» – на, после). Седиментогенные воды нередко называют «погребенными», или реликтовыми (лат. «реликтус» – остаточный). Ряд исследователей (Н. Б. Вассоевич и др.) отводят существенную роль в формировании глубинных пластовых вод так называемым *элизионным процессам* (лат. «элизио» – выжимание), т. е. выжиманию под влиянием давления и температуры из иловых морских осадков седиментогенных вод в водопроницаемые песчаные и другие слои.

Магматогенные подземные воды, образующиеся непосредственно из магмы, Э. Зюссом (1902) были названы *ювенильными* (лат. «ювенилис» – юный). Поступление таких вод происходит, с одной стороны, при извержении вулканов, с другой - из магматических тел, расположенных на глубине, в которых первоначально может содержаться до 7-10% воды. В процессе кристаллизации магмы и образования магматических пород вода отжимается, по разломам и тектоническим трещинам поднимается вверх, поступает в земную кору и местами выходит на поверхность. Количество магматогенных вод незначительно.

Метаморфогенные подземные воды (возрожденные, или дегидратационные) образуются при метаморфизме минеральных масс, содержащих кристаллизационную воду или газово-жидкие включения. Под влиянием температуры и давления происходят процессы дегидратации. Если они протекают длительно, то приводят к образованию капельножидкой воды, вступающей в общий геологический круговорот подземных вод.

Из рассмотренных генетических типов воды наиболее важное значение имеют инфильтрационные воды и в какой-то мере седиментогенные. Остальные

РЕПОЗИТОРИЙ БГТУ

разновидности представляют собой в большинстве случаев смешанные воды, доля которых в общем балансе подземных вод невелика.

6.3. Классификация подземных вод

В современной гидрогеологической литературе имеется множество классификаций подземных вод. Многие исследователи выделяют подземные воды в зоне аэрации и зоне насыщения. В зоне аэрации различают почвенные воды и верховодку.

Почвенные воды распространены в почвенном слое близ поверхности Земли. Их формирование связано с процессами инфильтрации атмосферных осадков, талых вод и конденсации атмосферной влаги. Вид и состояние почвенных вод определяют три фактора: общая увлажненность почвы, мощность зоны аэрации и особенности почвы.

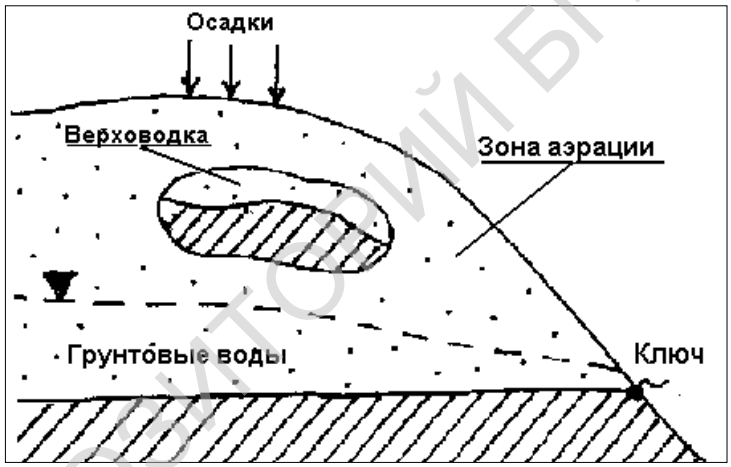


Рис. 6.2. Схема образования верховодки

Верховодка образуется в зоне аэрации, когда просачивающаяся вода встречает на своем пути линзы водонепроницаемых пород (рис. 6.2). Это могут быть линзы глин среди песчаных отложений речных террас или суглинков в водопроницаемых водно-ледниковых отложениях и др. Подземные воды верховодки обычно образуются на сравнительно небольшой глубине и имеют ограниченное по площади распространение. Мощность пород, насыщенных верховодкой, чаще всего бывает до 1 м, редко достигает 2-5 и более метров. Наибольшая мощность отмечается весной в период интенсивного снеготаяния и осенью при обильном выпадении атмосферных осадков. В засушливые годы мощность и количество воды верховодки уменьшаются, а иногда она совсем иссякает.

В зоне насыщения выделяют воды: грунтовые; межпластовые безнапорные; межпластовые напорные, или артезианские.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

6.4. Грунтовые воды и их режим

Под грунтовыми водами понимают свободные (гравитационные) воды первого от поверхности Земли постоянного водоносного горизонта, заключенного в осадочных отложениях или верхней трещиноватой части коренных пород, залегающего на первом от поверхности, выдержанном по площади водоупорном слое. Область их питания совпадает с областью распространения водопроницаемых пород. Верхняя граница зоны насыщения называется *уровнем* или *зеркалом грунтовых вод*. Порода, насыщенная водой, называется *водоносным горизонтом,* мощность которого определяется расстоянием по вертикали от зеркала грунтовых вод до водоупора. Она изменяется в пространстве и во времени. Питание грунтовых вод происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков, местами за счет инфильтрации вод рек и других поверхностных водоемов.

По гидравлическим свойствам грунтовые воды безнапорные со свободной поверхностью. Уровень воды в буровых скважинах и колодцах, вскрывающих грунтовые воды, устанавливается на высоте, соответствующей верхней границе их свободной поверхности. Выше уровня грунтовых вод располагается капиллярная кайма.

Движение грунтовых вод подчиняется силе тяжести и осуществляется по сообщающимся порам или трещинам. Зеркало грунтовых вод в сглаженном виде повторяет рельеф поверхности, и грунтовые потоки движутся от повышенных участков (начиная от водораздела грунтовых вод) к пониженным участкам (оврагам, рекам, озерам, морям), где происходит их разгрузка в виде *нисходящих источников* (родников) или скрытым субаквальным рассредоточенным способом (например, под водами русел рек, дном озер и морей). Такие области называются *областями разгрузки* или *дренирования* (франц. «дренаж»- сток). Грунтовый поток, направленный к местам разгрузки, образует криволинейную поверхность, называемую депрессионной. Течение грунтовой воды называется *фильтрацией.* Она зависит от наклона зеркала грунтовых вод или от гидравлического (напорного) градиента, а также от водопроницаемости горных пород.

Движение грунтовых вод через относительно мелкие поры и нешироке трещины происходит в виде отдельных струек и называется *ламинарным* (параллельно-струйчатым) и только в галечниках, сильно трещиноватых и закарстованных породах приобретает местами *турбулентный* характер. *Скорость движения* воды *V,* по линейному закону А. Дарси, пропорциональна коэффициенту проницаемости (коэффициенту фильтрации) *К* и гидравлическому градиенту *I:*

$$V=KI,$$

где $I=h/l$,

h – разница высот, l – пройденное расстояние.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Скорость движения воды в песках от 0,5 до 1-5 м/сут, в галечниках значительно увеличивается. Особенно большая скорость потока грунтовых вод местами наблюдается в крупных подземных карстовых каналах и пещерах.

Расход грунтовых вод (Q) прямо пропорционален гидравлическому градиенту (I) и площади поперечного сечения *(F):*

$$Q = KIF,$$ или $$Q=VF.$$

Режим грунтовых вод. Зеркало грунтовых вод, количество и качество их изменяются во времени. Это тесно связано с меняющимся количеством инфильтрующихся атмосферных осадков. В многоводные годы при большом количестве атмосферных осадков (включая и снеговой покров) уровень грунтовых вод повышается, а в маловодные годы понижается. Вместе с колебанием уровня грунтовых вод изменяется *дебит* (франц. «дебит» – расход) источников, а иногда и химический состав. В режиме грунтовых вод определенное значение имеет также их взаимодействие с поверхностными водотоками и другими водоемами.

Во время паводков реки выступают в качестве временного дополнительного источника питания подземных вод, в результате происходит сокращение или полное прекращение разгрузки грунтовых вод в бортах долины реки. После спада паводка уровень грунтовых вод, стремясь к равновесию, постепенно снижается и приобретает свой обычный уклон к реке.

При изучении режима грунтовых вод важно знать: высотное положение их уровня и уменьшение его во времени и по площади; дебит источников; количество выпадающих атмосферных осадков; изменение уровня воды в поверхностных водоемах и реках, с которыми связаны грунтовые воды. Изучение этих вопросов и систематические замеры уровня грунтовой воды в колодцах и специальных буровых скважинах производятся на многочисленных режимных гидрогеологических станциях. По результатам этих замеров, соответствующих определенному времени, строятся *карты гидроизогипс* (греч. «изос» – равный, «гипсос» – высота), на которых отражаются линии, соединяющие точки с одинаковыми абсолютными отметками уровня грунтовых вод. По карте гидроизогипс можно определить направление грунтового потока, глубину и характер залегания уровня грунтовых вод и зависимость его уклона от водопроницаемости отложений и мощности водоносного горизонта.

Межпластовые ненапорные воды располагаются в водопроницаемых породах, которые сверху и снизу ограничены водонепроницаемыми пластами. Обычно они встречаются на приподнятых междуречных массивах в условиях расчлененного рельефа (местной гидрографической сети) и выходят в виде нисходящих источников в береговых склонах оврагов, рек и других поверхностных водоемов.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

7.5. Напорные подземные воды

К напорным (артезианским) водам относятся подземные воды, находящиеся в водоносных горизонтах, перекрытых и подстилаемых водоупорными слоями горных пород, и обладающие гидростатическим напором. Они располагаются на больших пространствах и глубинах вне сферы воздействия местных дрен (рек, оврагов и др.). *Артезианские межпластовые напорные воды* названы по месту их первоначального нахождения в XII в. во французской провинции Артуа (древнее название Артезия). Водоносные горизонты, содержащие напорные межпластовые воды, связаны с различными главным образом отрицательными структурами земной коры. По условиям залегания пород, содержащих артезианские воды, выделяются артезианские бассейны, артезианские склоны артезианские массивы.

Под *артезианским бассейном* понимают совокупность артезианских водоносных горизонтов, залегающих в синеклизах и других прогибах. В каждом артезианском бассейне выделяются: а) *область питания* - участки выхода на дневную поверхность водоносных пород, располагающихся на наивысших гипсометрических отметках; б) *область разгрузки* – места выхода на поверхность водоносного горизонта на более низких абсолютных отметках по сравнению с областью питания. Разгрузка может осуществляться в виде восходящих источников, местами же в виде скрытых очагов разгрузки в рыхлые отложения под руслами рек или на дне моря (субмаринные источники); в) *область напора* - основная площадь распространения артезианских вод, расположенная между областями питания и разгрузки. В области напора уровень напорных вод всегда располагается выше кровли водоносного горизонта. Расстояние по вертикали от кровли водоносного горизонта до этого уровня и называется *напором.* Если на разрезе соединить линией отметки уровней воды в областях питания и разгрузки, то эта линия примерно покажет, до какой высоты поднимется напорная вода при вскрытии ее колодцами или буровыми скважинами. Уровень напорных вод называют *пьезометрическим* (греч. «пьезо» – давлю) и всегда выражается в абсолютных отметках, а величина напора - в метрах. Пьезометрическая поверхность напорного водоносного горизонта изображается обычно на специальных картах гидроизопьез. *Гидроизопьезы* (иногда их называют изопьезы, или пьезо-изогипсы) – линии, соединяющие точки с одинаковыми абсолютными отметками пьезометрического уровня.

Размеры многих артезианских бассейнов, приуроченных прогибам и впадинам, колеблются от сотен км^2 до сотен тысяч км^2. Такие бассейны содержат значительные запасы воды хорошего качества и широко используются для промышленного и питьевого водоснабжения. Особенно большие площади занимают артезианские бассейны платформенных областей. К таким крупным артезианским бассейнам относятся Австралийский, Днепровско-Донецкий (Припятский), Парижский и др. В разрезе каждого артезианского бассейна выделяется несколько напорных водоносных горизонтов.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Своеобразный *асимметрический артезианский бассейн* формируется местами при моноклинальном (односклонном) залегании водоносного горизонта, когда водопроницаемые породы выклиниваются по мере погружения или же фациально замещаются водонепроницаемыми породами. Такой бассейн назван А. М. Овчинниковым *артезианским склоном.* В этих случаях создаются специфические гидродинамические условия. Области питания и разгрузки располагаются поблизости одна от другой, а область распространения напора находится в стороне на более низких отметках. Такие бассейны встречаются в краевых частях предгорных прогибов и на склонах впадин на платформах.

Артезианский (напорный) массив представляет собой гидрогеологическую структуру, приуроченную к геологическим условиям кристаллических щитов и других положительных поднятий платформенного основания.

Режим артезианских вод по сравнению с режимом грунтовых является более стабильным; пьезометрический уровень мало подвержен сезонным колебаниям; хорошая изолированность от природных и искусственных воздействий с поверхности Земли обеспечивает чистоту воды напорных водоносных горизонтов.

6.6. Общая минерализация и химический состав подземных вод

Общую минерализацию подземных вод составляет сумма растворенных в них веществ. Она обычно выражается в г/дм^3 или мг/дм^3. Формирование химического состава и общей минерализации подземных вод связано с условиями их происхождения и взаимодействием с горными породами, по которым движется подземная вода, а также с условиями водообмена. В ряде случаев происходит процесс выщелачивания растворимых горных пород и соответственное обогащение подземных вод теми или иными минеральными солями. В глубинных водах – наибольшая концентрация растворенных веществ и высокая общая минерализация.

Опубликовано много классификаций подземных вод по их минерализации и химическому составу. Обычно по минерализации (г/дм^3) выделяют четыре группы подземных вод: пресные – до 1; солоноватые – от 1 до 10; соленые – от 10 до 50; рассолы – свыше 50 г/дм^3.

Отнесение к пресным водам обусловлено нормами ГОСТа. Слабосолоноватые воды могут использоваться для нецентрализованного водоснабжения, орошения; соленые – применяются в качестве минеральных (лечебных) вод. Выделение подгрупп рассолов необходимо для правильной оценки термальных, промышленных подземных вод и вод нефтяных месторождений.

Основной химический состав подземных вод определяется содержанием наиболее распространенных трех анионов – HCO_3^-, $S0_4^{2-}$, Cl^- и трех катионов – Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^+. Соотношение указанных шести элементов определяет основные

РЕПОЗИТОРИЙ БГТУ

свойства подземных вод – щелочность, соленость и жесткость. По анионам выделяют три типа воды: гидрокарбонатные; сульфатные; хлоридные, а также промежуточные – гидрокарбонатно-сульфатные, сульфатно-хлоридные, хлоридно-сульфатные и более сложного состава. По содержани катионов они могут быть кальциевыми, магниевыми и натриевыми или смешанными кальциево-магниевыми, кальциево-магниево-натриевыми и др. При характеристике гидрохимических типов на первое место ставится преобладающий анион. Так, например, пресные воды в большинстве случаев гидрокарбонатно-кальциевые или гидрокарбонатно-кальциево-магниевые, а солоноватые – могут быть сульфатно-кальциево-магниевыми.

В артезианских бассейнах наблюдается закономерная *вертикальная гидрогеохимическая зональность,* связанная с различными гидродинамическими особенностями: 1) верхняя зона – интенсивного водообмена; 2) средняя – замедленного водообмена; 3) самая нижняя (наиболее глубокая) - весьма замедленного водообмена. Впервые на гидрогеохимическую зональность и увеличение минерализации подземных вод, и снижение их подвижности с глубиной указал В. И. Вернадский. Верхняя часть артезианских бассейнов платформ имеет относительно небольшую мощность. Так, например, в Московском артезианском бассейне пресные воды встречаются до глубин 200-300 м, в Днепровско-Донецком – до 500 м.

Ниже залегают минеральные и минерализованные воды, переходящие постепенно в рассолы.

6.7. Минеральные воды

Минеральными называются подземные воды, обладающие биологически активными свойствами, оказывающими физиологическое воздействие на организм человека и используемые в лечебных целях. Воды могут быть различны по температуре, минерализации и содержанию целебных химических компонентов. Их принято делить на холодные при температуре до 20°С, теплые, или субтермальные, при 20-37° С, термальные при 37-42° С, горячие, или гипертермальные, выше 42° С. По составу, свойствам и лечебному значению различают несколько групп минеральных вод.

Углекислые минеральные воды, постоянно газирующие углекислотой: 1) пресные или солоноватые холодные углекислые воды, распространенные на курортах Кисловодска (нарзаны), Дарасун, Шмаковка и др.; 2) горячие углекислые воды (Т – 37-40°С, местами 70° С и выше) типа Славянской (Железноводск), Карловы Вары (ЧСФР), Истису (Азербайджан), Джермук (Армения) и др. Отмечается, что многие наиболее крупные источники углекислых вод тяготеют к районам, где развиты молодые интрузивные магматические тела. Исходя из этого высказывается предположение, что большое количество CO_2

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

образуется в контактных зонах интрузивов и карбонатных пород с метаморфизацией последних при высоких температурах.

Сероводородные, или *сульфидные,* минеральные воды, лечебные свойства которых определяются содержанием в них свободного сероводорода. По концентрации сероводорода они подразделяются на воды слабой концентрации (10-50 г/дм^3), средней (50-100 г/дм^3) и крепкой (100-250 г/дм^3). Среди них по условиям формирования различаются азотные, сероводородные, метановые воды. Азотные формируются в условиях сочетания торфяных отложений и неглубоко залегающих гипсоносных пород, из которых поступают сульфатно-кальциевые воды. В торфяниках происходит процесс восстановления сульфатов и образование сероводорода. *Метановые* сероводородные воды формируются в восстановительной обстановке в глубоких частях артезианских бассейнов, будучи связаны с битуминозными и нефтеносными отложениями. В сравнении с азотными метановые воды отличаются значительно большим содержанием сероводорода. Такие сульфидные воды имеют наибольшее распространение. К ним относятся воды Мацесты (Сочинений бассейн), Талги (Дагестан), Усть-Качки (Приуралье) и многие другие. В районах современной вулканической деятельности и молодых магматических интрузий развиты углекислые сероводородные воды.

Радиоактивные минеральные воды отличаются повышенным содержанием радиоактивных элементов. Для лечебных целей широко используются радоновые воды на известных курортах Грузии, Алтайского края и др. Среди них выделяются холодные радоновые воды в корах выветривания и термальные радоновые воды, приуроченные к тектоническим трещинам.

Благоприятными природными условиями и богатыми запасами гидроминеральных ресурсов обладают недра Беларуси. Здесь имеются разнообразные по составу и свойствам минеральные воды и лечебные рассолы, в частности радоновые, железистые, сероводородные, бромные и йодо-бромные воды и рассолы, а также йодо-бромные редкометальные рассолы промышленного и бальнеотерапевтического значения. На базе этих ресурсов расширяется сеть санаторно-курортных учреждений.

К особой категории относятся месторождения *гипертермальных вод* (до 100°С и выше) в районах современного вулканизма (Камчатка, Курильские и Японские острова, Новая Зеландия и др.). На базе таких месторождений работают геотермальные электростанции, организуется теплоснабжение населенных пунктов и парниково-тепличных хозяйств.

В заключение подчеркнем, что подземные воды занимают исключительно важное место в природе и жизни человека, и поэтому не случайно ЮНЕСКО считает одной из важнейших проблем для жизни людей планеты обеспечение населения, промышленности и сельского хозяйства пресной подземной водой, охрану ее и рациональное использование.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

6.8. Карстовые процессы

Карст представляет собой процесс растворения, или выщелачивания трещиноватых растворимых горных пород подземными и поверхностными водами, в результате которого образуются отрицательные западинные формы рельефа на поверхности Земли и различные полости, каналы и пещеры в глубине. Впервые такие широко развитые процессы детально были изучены на побережье Адриатического моря, на плато Карст близ Триеста, откуда и получили свое название. К растворимым породам относятся соли, гипс, известняк, доломит, мел. В соответствии с этим различают соляной, гипсовый и карбонатный карст. Наиболее изучен карбонатный карст, что связано со значительным площадным распространением известняков, доломитов, мела.

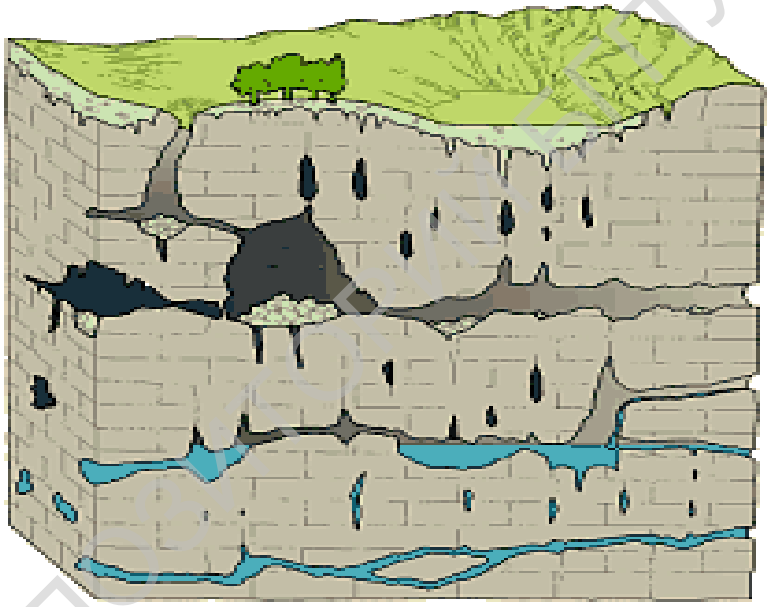


Рис. 6.3. Схематический разрез карстующихся пород

Необходимыми условиями развития карста являются наличие растворимых пород и трещиноватость, обеспечивающая проникновение воды. Наибольшее разнообразие карстовых форм наблюдается в открытом типе карста (горные районы известнякового плато Крыма, Кавказа, Карпат, Альп и др.). В этих районах развитию карста благоприятствуют открытая поверхность растворимых пород и частые ливни (рис. 6.3).

К *поверхностным карстовым формам* относятся: 1) *карры,* или шрамы, небольшие углубления в виде рытвин и борозд глубиной от нескольких сантиметров до 1-2 м; 2) поноры – вертикальные или наклонные отверстия, уходящие в глубину и поглощающие поверхностные воды; 3) *карстовые воронки,* имеющие наибольшее распространение, как в горных районах, так и на равнинах.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Среди них по условиям развития выделяются: а) воронки поверхностного выщелачивания, связанные с растворяющей деятельностью метеорных вод; б) воронки провальные, образующиеся путем обрушения сводов подземных карстовых полостей; 4) крупные *карстовые котловины,* на дне которых могут развиваться карстовые воронки; 5) наиболее крупные карстовые формы – *полья,* хорошо известные в Югославии и других районах; 6) *карстовые колодцы и шахты,* достигающие местами глубин свыше 1000 м и являющиеся как бы переходными к подземным карстовым формам.

К подземным карстовым формам относятся различные каналы и пещеры. Самыми крупными подземными формами являются *карстовые пещеры,* представляющие систему горизонтальных или несколько наклонных каналов, часто сложно ветвящихся и образующих огромные залы или гроты. Такая неровность в очертаниях, по-видимому, обусловлена характером сложной трещиноватости пород, а возможно, и неоднородностью последних. На дне ряда пещер много озер, по другим пещерам протекают подземные водотоки (реки), которые при движении производят не только химическое воздействие (выщелачивание), но и размыв (эрозию). Наличие постоянных водных потоков в пещерах нередко связано с поглощением поверхностного речного стока. В карстовых массивах известны исчезающие реки (частично или полностью), периодически исчезающие озера.

Отложения в пещерах представлены несколькими генетическими типами: нерастворимые продукты, или остаточные (от растворения) образования – *терра-росса;* обвальные накопления – продукты обрушения сводов карстовых полостей; аллювиальные осадки, образующиеся подземными реками; озерные осадки; хемогенные образования – известковый туф (травертин) и натечные формы – *сталактиты,* растущие от кровли пещеры вниз, и *сталагмиты,* растущие вверх. Известны также ледяные пещеры, в которых накапливаются разнообразные формы льда.

Закрытый карст отличается от открытого тем, что закарстованные породы перекрыты нерастворимыми или слабо растворимыми горными породами. Формы поверхностного выщелачивания здесь отсутствуют, и процесс протекает в глубине. В большинстве случаев здесь на поверхности образуются карстовые *суффозионные* (лат. «суффозио» – подкапывание) блюдцеобразные и воронкообразные формы, а также неглубокие поноры. На контакте с закарстованными породами происходит процесс перемещения материала покрывающих пород в ниже расположенные карстовые полости, в результате чего и образуются такие формы, которые Ф.П. Саваренский называл воронками. Часто карстово-суффозионные провальные воронки и шахты развиваются над подземными каналами и пещерами.

При оценке степени закарстованности массива важно знать историю геологического развития района. Известны несколько возрастных генераций карста, соответствующих длительным этапам континентального развития, в

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

течение которых происходило активное эрозионное расчленение, формирование речных долин и связанных с ними подземных вод и карстовых процессов.

6.9. Оползневые процессы

С деятельностью подземных и поверхностных вод связаны разнообразные смещения горных пород, слагающих крутые береговые склоны долин рек, озер и морей. К таким *гравитационным смещениям,* помимо осыпей, обвалов, относятся и оползни. В оползневых процессах подземные воды играют важную роль. Под *оползнями* понимают крупные смещения различных горных пород по склону, распространяющиеся в отдельных районах на большие пространства и глубину. Поверхность, по которой происходит отрыв и оползание, называется *поверхностью скольжения,* сместившиеся породы – *оползневым телом*. Место сопряжения оползневого тела с надоползневым коренным уступом называется *тыловым швом оползня,* а место выхода поверхности скольжения в низовой части склона – *подошвой оползня* (рис. 6.4).

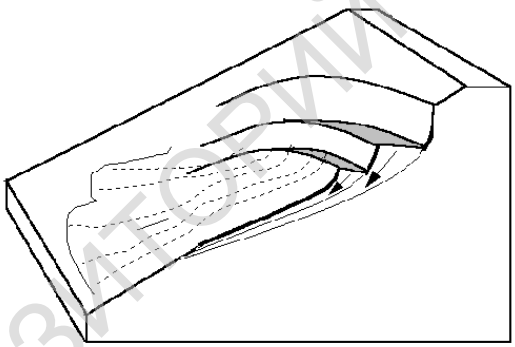


Рис. 6.4. Схема оползня

Часто оползни бывают очень сложного строения, они могут представлять серию блоков, сползающих вниз по плоскостям скольжения с запрокидыванием слоев смещенных горных пород.

Оползневые процессы протекают под влиянием многих факторов, к числу которых относятся: значительная крутизна береговых склонов и образование трещин бортового отпора; подмыв берега рекой (Поволжье и другие реки) или абразия морем (Крым, Кавказ), что увеличивает напряженное состояние склона и нарушает существовавшее равновесие; большое количество выпадающих атмосферных осадков и увеличение степени обводненности пород склона как поверхностными, так и подземными водами. В ряде случаев именно в период или в конце интенсивного выпадения атмосферных осадков происходят оползни. Особенно крупные оползни вызываются наводнениями; влияние подземных вод определяется двумя факторами – суффозией и гидродинамическим давлением.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Суффозия, или подкапывание, вызываемое выходящими на склоне источниками подземных вод, выносящих из водоносного слоя мелкие частицы водовмещающей горной породы и химически растворимых веществ. В результате это приводит к разрыхлению водоносного слоя, что естественно вызывает неустойчивость выше расположенной части склона, и он оползает; гидродинамическое давление, создаваемое подземными водами при выходе на поверхность склона. Это особенно проявляется при изменении уровня воды в реке в моменты половодий, когда речные воды инфильтруются в борта долины и поднимается уровень подземных вод. Спад полых вод в реке происходит сравнительно быстро, а понижение уровня подземных вод относительно медленно (отстает). В результате такого разрыва между уровнями речных и подземных вод может происходить выдавливание присклоновой части водоносного слоя, а вслед за ним оползание горных пород, расположенных выше; падение горных пород в сторону реки или моря, особенно если в их составе есть глины, которые под воздействием вод и процессов выветривания приобретают пластические свойства; антропогенное воздействие на склоны (искусственная подрезка склона и увеличение его крутизны, дополнительная нагрузка на склоны устройством различных сооружений, разрушение пляжей, вырубка леса и др.).

Таким образом, в комплексе факторов, способствующих оползневым процессам, существенная, а иногда и решающая роль принадлежит подземным водам. Во всех случаях при решении вопросов строительства тех или иных сооружений вблизи склонов детально изучается их устойчивость, и вырабатываются меры по борьбе с оползнями в каждом конкретном случае. В ряде мест работают специальные противооползневые станции.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Глава 7. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ЛЕДНИКОВ

Ледники – это медленно движущееся скопление льда и фирна на земной поверхности, возникающее выше снеговой линии в результате накопления и преобразования твердых атмосферных осадков (снега). Необходимым условием образования ледников является сочетание низких температур воздуха и большого количества твердых атмосферных осадков, что имеет место в высоких широтах и в вершинных частях гор. В преобразовании снега сначала в фирн, а затем в лед большое значение имеют давление вышележащей толщи и сублимация (возгонка), т.е. испарение льда и новая кристаллизация водяного пара. При сублимации высвобождается тепло, способствующее сплавлению отдельных кристаллов. С течением времени фирн постепенно превращается в глетчерный лед. Зарождаются ледники выше снеговой границы, где располагаются их области питания (аккумуляции). При движении ледники выходят ниже снеговой границы в область абляции (лат. «абляцио» – отнятие, снос), где происходит постепенное уменьшение массы ледника путем таяния, испарения и механического разрушения. В зависимости от изменяющихся во времени соотношений аккумуляции и абляции происходит увеличение или уменьшение размеров ледника. В случае существенного усиления питания и превышения его над таянием, край ледника продвигается вперед – ледник наступает, при обратном соотношении ледник отступает. Продвижение ледника вперед и увеличение его размеров соответствует понятию ледниковой трансгрессии, отступание ледника обозначается в научной литературе как регрессия, деградация или дегляциация льдов. При длительно сохраняющемся соотношении питания и таяния край ледника занимает стационарное положение, во время которого материал, содержащийся во льду, вытаивает и скапливается у края ледника в виде конечных морен. Период стационарного положения ледника соответствует понятию стадия или фаза.

Ледники – это характерное явление ледниковых эпох или оледенений, которые были нередкими эпизодами в истории Земли. В настоящее время Земля переживает очередной ледниковый период, по времени соответствующий четвертичному периоду. Современные ледники покрывают площадь свыше 16 млн. км, или около 11% суши.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

7.1. Типы ледников

Ледники подразделяются на покровные и горно-долинные. Классическими примерами ныне существующих покровных ледников служат покровы Антарктиды и Гренландии (рис. 7.1).

Антарктический ледник занимает площадь около 15 млн. км^2. Ледяной покров образует огромное плато. Мощность Антарктического ледяного покрова изменяется от нескольких сотен метров у края материка до 4000 м и более в

центральных частях и особенно в пределах подледных низин. Ледник покрывает почти весь материк и распространяется в моря, образуя массы шельфового льда, частично находящегося на плаву. В отдельных местах окраинных зон Антарктиды, там, где рельеф расчленен, ледниковый покров распадается на отдельные выводные потоки (языки), движущиеся в горных или ледяных склонах.

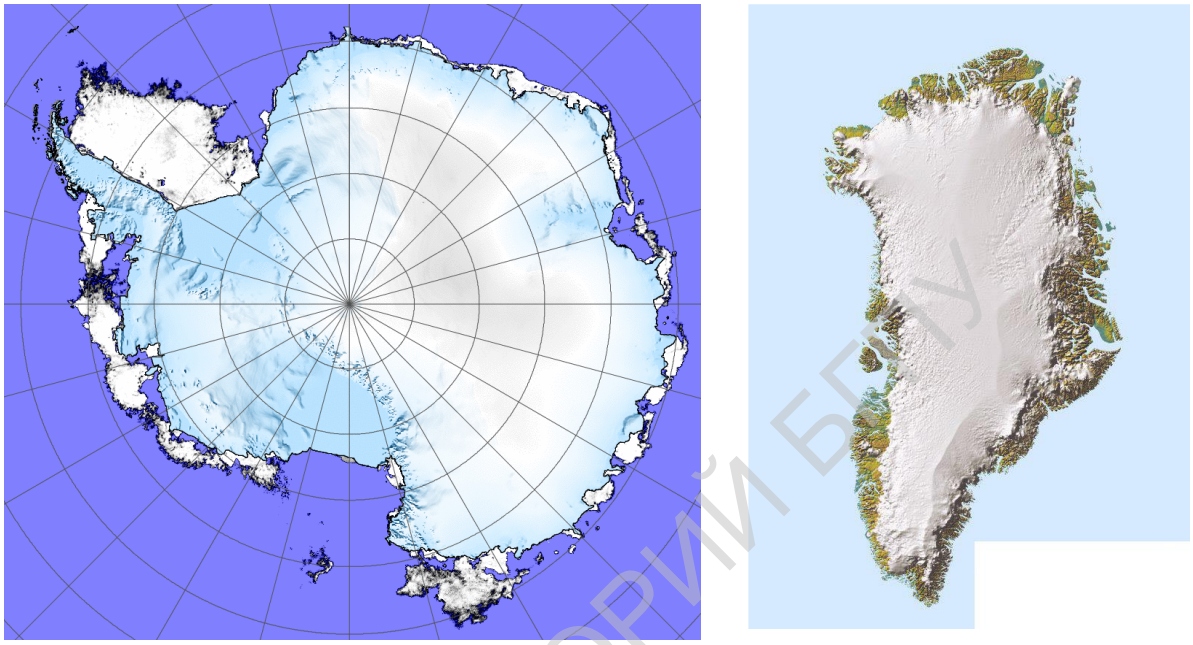


Рис. 7.1. Покровные ледников Антарктиды и Гренландии

От краев выводных и шельфовых ледников откалываются ледяные глыбы - айсберги, выносимые ветрами и морскими течениями на просторы океана, далеко за пределы полярных морей. Возникновение ледникового антарктического покрова относится, скорее всего, к позднему олигоцену, т.е. около 30 млн. лет тому назад. Исследование антарктического керна льда, полученного при бурении скважин в ледяных покровах, дают ценные материалы о палеотемпературах, содержании парниковых газов CO2 и CH4, запыленности атмосферы и других процессах в течение указанного времени.

Гренландский ледник гораздо меньше по размерам, чем антарктический. Максимальная мощность ледникового покрова Гренландии составляет 3400 м, средняя - около 1500 м. В гористых окраинах Гренландии также наблюдаются долинные выводные ледники, производящие до 10-15 тысяч айсбергов в год. Выступы и гребни гор выше льда называют "нунатаками".

Горно-долинные ледники развиты почти во всех крупных горных системах, где в высокогорье располагаются понижения - цирки с ледяными шапками, из которых лед спускается в долины.

В любом горно-долинном леднике различаются области: 1) аккумуляции, 2) стока и 3) разгрузки.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Областью аккумуляции или накопления льда являются понижения между скальными – кары. Сливаясь между собой кары образуют более обширные ледниковые цирки, из которых лед устремляется в горные долины. Иногда при обилии выпадающего снега и в результате слияния циркообразных областей аккумуляции разных (противоположных) склонов гор образуется так называемые переметные ледники.

Область стока ледника характеризуется обилием трещин из-за перепадов высот рельефа. Скорость движения льда в плане и в поперечном разрезе различается в разных местах поперечного сечения ледника. У его бортов и у днища скорости минимальные из-за трения с породами ложа, в середине и центральной части скорости перемещения больше.

Область разгрузки представляет собой окончание ледника, где он тает, уменьшается в объеме и формирует конечные морены.

Горные долинные ледники бывают простыми, обособленными друг от друга, сложными, сливающимися друг с другом в области стока, образуя единый поток в крупной горной долине. Примером сложного ледяного потока является ледник Федченко на Памире протяженностью около 75 км.

7.2. Движение ледников

Хотя лед хрупкое вещество, однако, в больших массах он обладает пластичностью, способностью медленно течь и изгибаться в зависимости от подледного рельефа. Лед ведет себя как горные породы под большим давлением и высокой температурой на больших глубинах. Пластическое или вязкопластическое течение льда наблюдается в нижней части ледника. Оно возможно при значительной мощности льда, когда образуется давление вышележащего льда на нижележащие слои (рис. 7.2). Скорость пластического течения увеличивается, если во льду содержится небольшое количество обломков горных пород. Из-за горизонтальных напряжений лед иногда расслаивается. Отдельные слои могут скользить друг по другу с разной скоростью, образуя ледопады на крутых склонах гор. Горизонтальные срывы в покровных ледниках сопровождаются скачкообразным изменением скорости движения льда. На контакте ледника с ложем возникают глыбовые скольжения. В краевых частях ледников, где мощность льда и пластичность уменьшаются, возникают наклонные поверхности сколов, по которым происходит смещение блоков и пластин льда, образующих систему крупных чешуйчатых надвигов. Когда лед тает, такие надвиговые чешуи фиксируются в отложениях.

Скорость движения ледников небольшая. Она зависит разных причин – времени года, климата, местоположения ледника и его типа. Горные ледники Альп, например, перемещаются со скоростью от 0,1-0,4 до 1,0 м/сут. Их

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

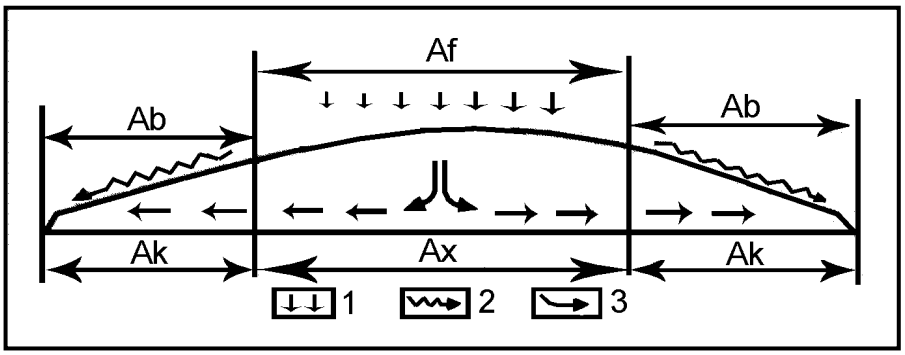


Рис. 7.2. Схема динамики ледникового покрова (по Е.В. Шанцеру):
Af — область питания ледника; Ab — область абляции;
Ex — зона экзарации; Ak — зона ледниковой аккумуляции; Ho — максимальная мощность льда, при которой возможно подледное накопление основной морены;
1 — приход снежных осадков; 2 — поверхностное стаивание; 3 — движение льда.

максимальная скорость 10 м/сут. Скорость выводных ледников Гренландии, спускающихся в фиорды, может достигать 25-30 м/сут. Максимальная скорость зафиксирована у ледника Медвежий на Западном Памире, который в 1963 г. стал двигаться со скоростью до 50 м/сут. Неодинаковую скорость движения могут иметь отдельные части ледников. Наблюдения показывают, что скорость движения в их центральной части большая, в то время как в бортовых и придонных частях она уменьшается в результате трения. Неравномерность движения ледника вызывает напряжения и возникновение не только горизонтальных сколов, но диагональных трещин, а растягивающие напряжения, образующиеся при пересечении неровностей и выступов подледного ложа, - поперечных трещин.

7.3. Экзарационная деятельность ледников

При движении ледник выполняет масштабную разрушительную работу, которая называется *экзарацией* (от лат. «экзарацио» – выпахивание). Горные породы подледного ложа разрушаются и ассимилируются ледником с образованием различного по форме и размеру обломочного материала (от глинистых и песчаных частиц до крупных валунов). Следы и сам процесс разрушения можно наблюдать в горных ледниках. Об экзарационной деятельности покровных ледников можно судить по четвертичным покровам, которые несколько раз надвигались на Северную Евразию и Северную Америку. Экзарационная деятельность особенно интенсивно проявляется при больших мощностях льда, создающих огромное давление на подледное ложе. Происходит захват и выламывание различных по размерам блоков горных пород, их дробление и истачивание при переносе.

Плотные кристаллические обломки горных пород среднего размера обычно не истачивались до песка и глины, а разносились ледником в виде веера от мест

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

изъятия до края и оседали при таянии льда на земную поверхность как эрратические (не местные) валуны. На территории Беларуси широко распространены валуны магматических и метаморфических пород из Финляндии, Карелии, дна Балтийского моря и других мест, откуда они были отколоты от субстрата в виде приморожeнных глыб породы под напором движущегося ледника.

Крупные блоки горных пород, захваченные ледником, в основном, из осадочного чехла, и перенесенные на то или иное расстояние называются ледниковыми отторженцами. Такие крупные включения довольно часто встречаются в толще ледниковых отложений областей древнематериковых оледенений. На территории Беларуси, например, оторженцы представлены породами ордовикского, девонского, мелового, палеогенового, неогенового возраста. На них приходится около 1—3% объёма ледниковых (моренных) отложений. Отторженцы встречаются либо в виде единичных изолированных глыб протяжённостью до сотен метров, либо группируются в гирлянды. Длина отторженцев в гирляндах от нескольких десятков метров до 2— 3,5 км, мощность до 150—200 м. В Беларуси отторженцы распространены вблизи городов Гродно, Волковыск, Берёза, Дрогичин, Дзержинск, Солигорск, Бобруйск, Осиповичи, Славгород, Климовичи, городских посёлков Сопоцкин, Дятлово, Порозово. Некоторые неглубоко залегающие отторженцы эксплуатируются как полезные ископаемые (мергельно-меловые породы, доломиты, глины).

Покровные ледники, обладая большой экзарационной силой, выпахивали в своем ложе глубокие и протяженные ложбины и рвы. В высоких широтах Северного и Южного полушарий их называют *фьордами.* Фьорды образовались на склонах гор при спуске ледников к морю по древним речным долинам или вдоль эрозионных понижений. В настоящее время нижняя часть фьордов затоплена морскими заливами. Есть фьорды очень глубокие. К глубочайшим в мире относятся Согне-фьорд (глубина 1308 м) в Норвегии, Месье (1287 м) и Бейкер (1244 м) на юге Чили. Благодаря большой крутизне берегов и другим особенностям строения фьорды и фьордовые побережья весьма интересны и красивы. Их с удовольствием посещают туристы. Реки там низвергаются живописными каскадами водопадов.

Экзарационная работа ледника не прекращалась на всем его пути – от центра оледенения до границ максимального распространения. В краевой части ледников, где уклоны поверхности были сравнительно небольшими, экзарационные углубления получили название *ледниковые ложбины* или *ложбины ледникового выпахивания и размыва* (по Г.И. Горецкому). Они представляют собой долинообразные углубления в рельефе ложа доледниковых отложений. В Беларуси они встречаются преимущественно в полосе конечно-моренных отложений и образованы не только активными выводными ледниками, но напорными водами подледниковых потоков. Относительная глубина ледниковых ложбин 50—250 м, ширина 0,5—3 км, длина 1—20 км. Отметки

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

максимальных углублений ложбин до 120—140 м ниже уровня моря. Некоторые ложбины достигают здесь кристаллического фундамента и врезаются в него до 30—40 м. Рельеф днища неровный, впадины перемежаются с приподнятыми перемычками. Направления ложбин чаще всего меридиональные и субмеридиональные, в соответствии с преобладающим движением ледников. Ледниковые ложбины в отличие от фьордов заполнены песчано-гравийно-галечными отложениями или мореной, а иногда глинистыми осадками. В области последнего для данной территории оледенения они заметны и в современном рельефе. К ложбинам приурочены озера, которые часто называют ложбинными, а также долины древних и современных рек. Отложения бортов ложбин обычно сильно дислоцированы (первичное залегание отложений нарушено) ледником. Протяженные ложбины выпахивания и размыва прослеживаются на всем пространстве развития ледниковых покровов.

Впаянные в основание ледника разнообразные по величине обломки при движении оставляют на подстилающих горных породах борозды и царапины - ледниковые шрамы, по направлению которых можно судить о направлении движения самого ледника. Скальные выступы пород сглаживаются и полируются абразивным действием льда, возникают т.н. бараньи лбы, обладающие асимметричной формой. Длинный, отполированный и со шрамами «лоб» располагается навстречу движению ледника, а крутой, обрывистый склон находится с другой стороны. Скопления бараньих лбов образует форму рельефа, называемую курчавыми скалами.

С деятельностью ледников в горах связано образование цирков в вершинной части гор и специфических форм ледниковых долин – *трогов* (нем. «трог» – корыто), развивающихся в большинстве случаев по эрозионным горным долинам. Ледники, двигаясь по этим долинам, производят интенсивную экзарацию их боротовых частей и ложа. В результате долина расширяется, углубляется и принимает U-образную форму с плоским дном. Продольный профиль троговой долины обычно характеризуется значительной неровностью, наличием поперечных скальных выступов, называемых ригелями, и ванн ледникового выпахивания, что связано с различной сопротивляемостью горных пород ледниковой экзарации.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

7.4. Транспортная и аккумулятивная деятельность ледников

Материал любого размера, включенный в лед или транспортируемый льдом и впоследствии отложенный, называется *мореной* (от франц. moraine). По составу морена как литологическое понятие очень разнообразна. Ее основную массу образуют суглинки и супеси. В качестве включений в разных пропорциях

содержится песок, гравий, галька и валуны. Различают движущиеся, или подвижные (в леднике), и отложенные (залегающие в виде отложений) морены.

Движущиеся морены подразделяются на поверхностные, внутренние и донные. Среди поверхностных морен различают боковые морены и срединные морены. Боковые морены располагаются в краевых частях ледника, срединные - в их середине, причем как на поверхности, так и внутри ледника. Срединные морены образуются при слиянии двух ледников, когда две боковые морены сливаются в одну, расположенную по оси ледника. Донная морена выстилает ложе ледника.

Рис. 7.3. Отложенная морена

Отложенные морены состоят из скопления обломочного материала, оставленного ледником после его отступания (рис. 7.3). Отложенные морены образуются за счёт всех видов движущихся морен. Среди них различают основные (донные и абляционные), локальные (местные), морены напора.

Отложенные морены образуются либо после отступания ледника, либо в моменты его стационарного положения, когда скорость наступания равняется

скорости таяния или абляции. В последнем случае, как в горных, так и в равнинных, покровных ледниках формируется *конечная (краевая) морена* или конечно-моренная гряда. Различный обломочный материал, включенный в лед, вытаивает из него у края ледника. Но так как ледник движется вперед, он приносит с собой все новые и новые порции обломочного материала, которые постепенно и нагромождаются у его стоящего на одном месте края. В формировании конечно-моренных гряд не исключено и напорное действие ледника, подобно действию бульдозера. В рельефе конечные морены представляют слабо изогнутые валообразные или грядообразные возвышенности или более мелкие валообразные гряды конечных морен. Классическим примером конечно-моренной возвышенности является Белорусская гряда – широкая полоса грядово-холмистого рельефа, проходящая через всю среднюю Беларусь.

Донная или *основная морена* образуется в основании ледника, когда при его движении происходит отрыв и перемалывание, раздробление, как твердых, так и рыхлых коренных пород ложа ледника. В отложенном виде донная морена сложена из суглинка или супеси с включением различных обломков песка, гравия, валунов. Обычно донная морена залегает горизонтально. Местами она имеет чешуйчатое строение, обусловленное перемещением блоков моренонасыщенного льда по внутренним сколам при его чешуйчато-надвиговом типе движения (рис 7.4). Иногда донная морена впоследствии перемывается талыми водами и тогда в толще преобладает грубый (песчано-гравийный) материал. Донные морены покрывают практически все пространство, занимаемое ледниковым покровом. С основными моренами четвертичных оледенений связаны различные формы рельефа. Чаще образуются моренные равнины – ровные или слегка волнистые поверхности, осложненные отдельными моренными грядами. В Беларуси к таким формам относятся Чашникская, Поставская, Шумилинская и другие равнины. Изредка встречаются *друмлины* или даже друмлинные поля (ирл. «друмлин» – холм), которые известны в Финляндии, Эстонии, Латвии. Друмлины представляют собой продолговатые овальные холмы, длинная ось которых совпадает с направлением движения ледника. Их длина от сотен метров до 1-2 км, ширина 100-200 м (иногда до 500 м), высота 15-30 м. Часть друмлин слагается целиком моренами, в других наблюдается ядро из коренных скальных пород.

Абляционная морена чаще образуется ближе к периферической части ледника в стадии его деградации. При таянии ледника имеющийся внутри него и на поверхности обломочный материал осаждается, накладываясь на основную морену. Обычно это рыхлые осадки по сравнению с основной мореной.

Уплотненные древние морены, образованные протерозойскими и фанерозойскими (дочетвертичными) ледниками получили название *тиллитов* (англ. «till» - отложения).

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

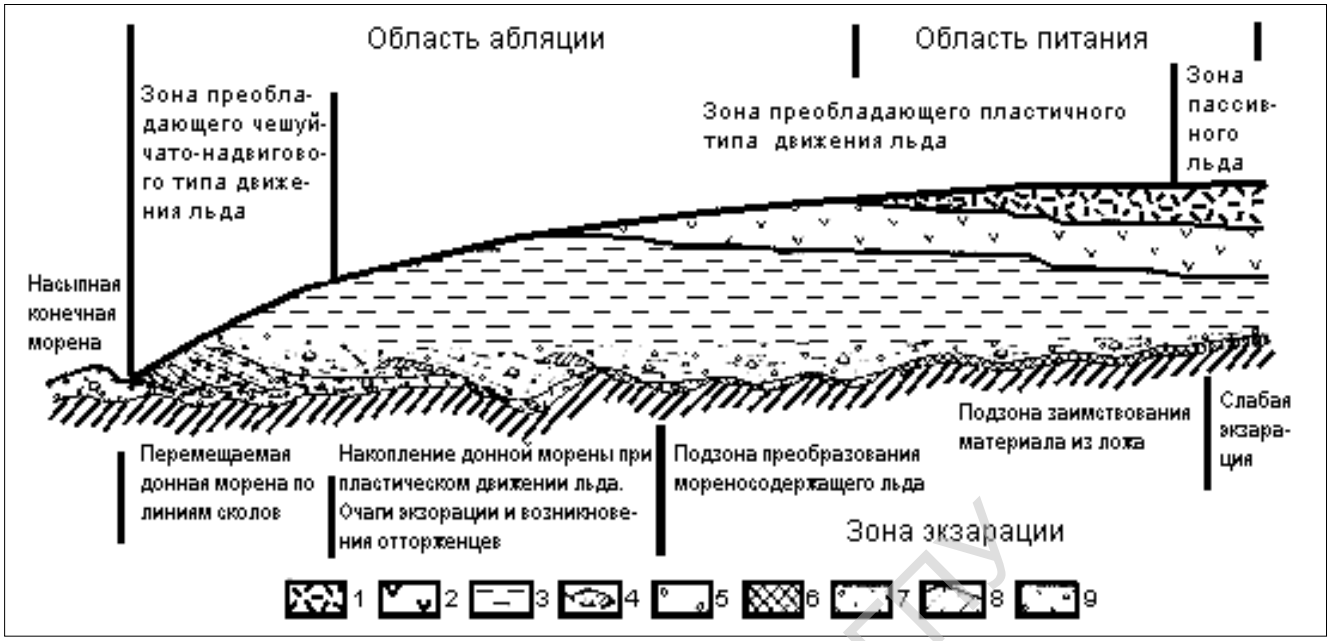


Рис. 7.4. Схема накопления донной (основной) морены в ледниковом покрове (по Ю. А. Лаврушину):

1 — снег, фирн и первично-осадочные льды, 2 — пассивно движущийся жесткий лед, 3 — глетчерный лед с пластическим типом движения и движением по внутренним линиям сколов, 4 — линии внутренних сколов и отторженцы, 5 — транспортируемый моренный материал, 6 — экзарация, 7 — отложенная морена, 8 — коренные породы, 9 — насыпная конечная морена

Под влиянием давления ледника и в сочетании с его движением и напором глинистые и некоторые рыхлые горные породы, слагающие ложе, вовлекаются в *гляциодислокации* (от лат. «glacies» — лёд и «dislocatio» — смещение) с образованием складок, небольших надвигов и других нарушений толщи первично горизонтальных отложений. Гляциодислокации не захватывают глубоко залегающих слоев. В областях древних оледенений гляциодислоцированность ледниковых отложений довольно большая. Местами чешуйчато-надвиговые блоки сложены не только валунными суглинками, но и затянутыми в морену подледными коренными породами, изогнутыми в складки и нарушенными разрывами. Иногда происходит выдавливание ледниками подстилающих глинистых, супесчаных и других пород, образующих купола, называемые гляциодиапировыми (греч. «диапиро» – протыкаю).

Различия в формировании основных морен довольно значительные. Ю.А. Лаврушин предложил классификацию их динамических фаций, среди которых выделяются: 1) группа фаций монолитных морен обстановок пластического течения льда; 2) группа фаций чешуйчатых морен обстановок движения льда по внутренним сколам; 3) фация крупных отторженцев (гляциошарьяжей или гляциопокровов).

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

7.5. Водно-ледниковые и озерно-ледниковые отложения

Материковые покровы льда при таянии поставляют огромную массу воды. Целые реки талой воды текут по поверхности краевой части ледника, внутри него и подо льдом, вырабатывая туннели, за грядами конечных морен. Сток воды был либо плоскостным, либо линейным, сосредоточенным в руслах. Вода производила большую геологическую работу как аккумулятивную, так и эрозионную. Водно-ледниковые или флювиогляциальные отложения слагают своеобразные формы рельефа: ложбины стока талых ледниковых вод, зандровые равнины, озы, камы, камовые террасы.

Ложбины стока талых ледниковых вод формировались при катастрофическом спуске большого объема талой воды (приледникового озера) в другой водоем с более низким уровнем или в речную сеть. Благодаря прорыву воды через возвышенный участок местности возникала эрозионная ложбина с широким днищем и крутыми склонами.

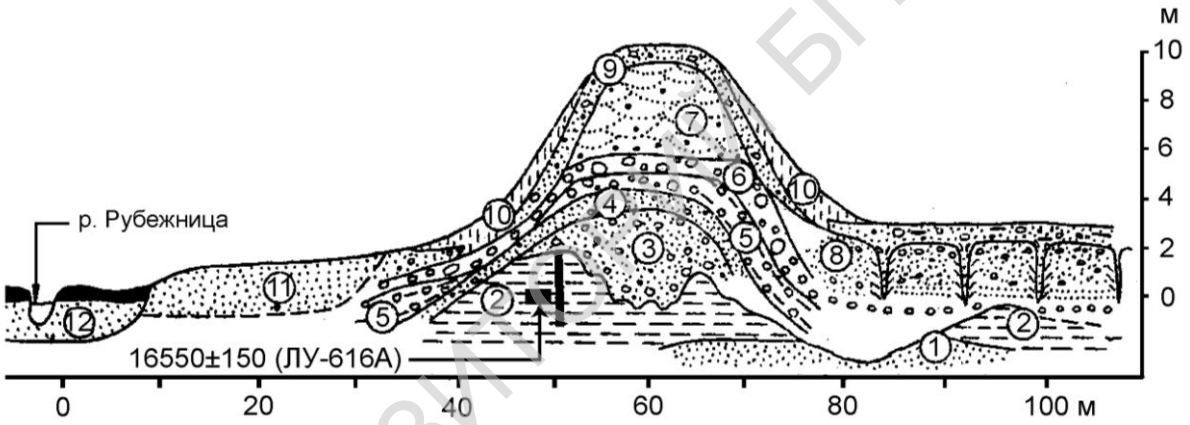


Рис. 7.5. Поперечный разрез через озовую гряду у д. Рубежница в Витебской области (по А.Ф. Санько):

1-2 – отложения максимальной стадии последнего оледенения; 2-9 – отложения, участвующие в строении озовой гряды; 10 – покровные лессовидные отложения; 11-12 – аллювиальные отложения р. Рубежница

Зандры или *зандровые равнины* (нем. «зандер» - песок) представляют собой равнинные поверхности у концов и окраин ледников, сложенные продуктами перемывания и переотложения морены (главным образом, песком). Зандровые равнины образованы слившимися друг с другом конусами выноса подледниковых потоков. Вблизи края ледника откладывался более грубый материал, а тонкий песок уносился дальше. Сложенные зандровыми песками равнины широко развиты в областях плейстоценового покровного оледенения. Современные зандровые поля известны перед некоторыми ледниками в Исландии и на Аляске. Древние зандры были распространены чрезвычайно широко перед фронтом покровных ледников во время четвертичного периода в Европейской России, в Беларуси, Прибалтике, Польше, Северной Германии.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Озы – это длинные (до несколько десятков км), извилистые гряды или валы, высотой до 20-30 м, сложенные слоистым песчано-галечным или песчано-гравийным материалом. Образовались они вследствие наличия водных потоков на поверхности или внутри омертвевшего ледника, которые переносили песчано-гравийный материал. Когда лед растаял, этот материал оказался спроектированным на поверхность суши в виде вала (рис. 7.5-7.6), а не в форме "корыта", какую он имел в реке, текущей в ледяном туннеле. Озы часто встречаются в ледниковых ложбинах, где они порой образуют берега лажбинных озер. Особенно большое развитие имеют озы в Финляндии, а также в Швеции. Они встречаются и южнее: в Прибалтийских странах, в Беларуси и других районах распространения покровных ледников.

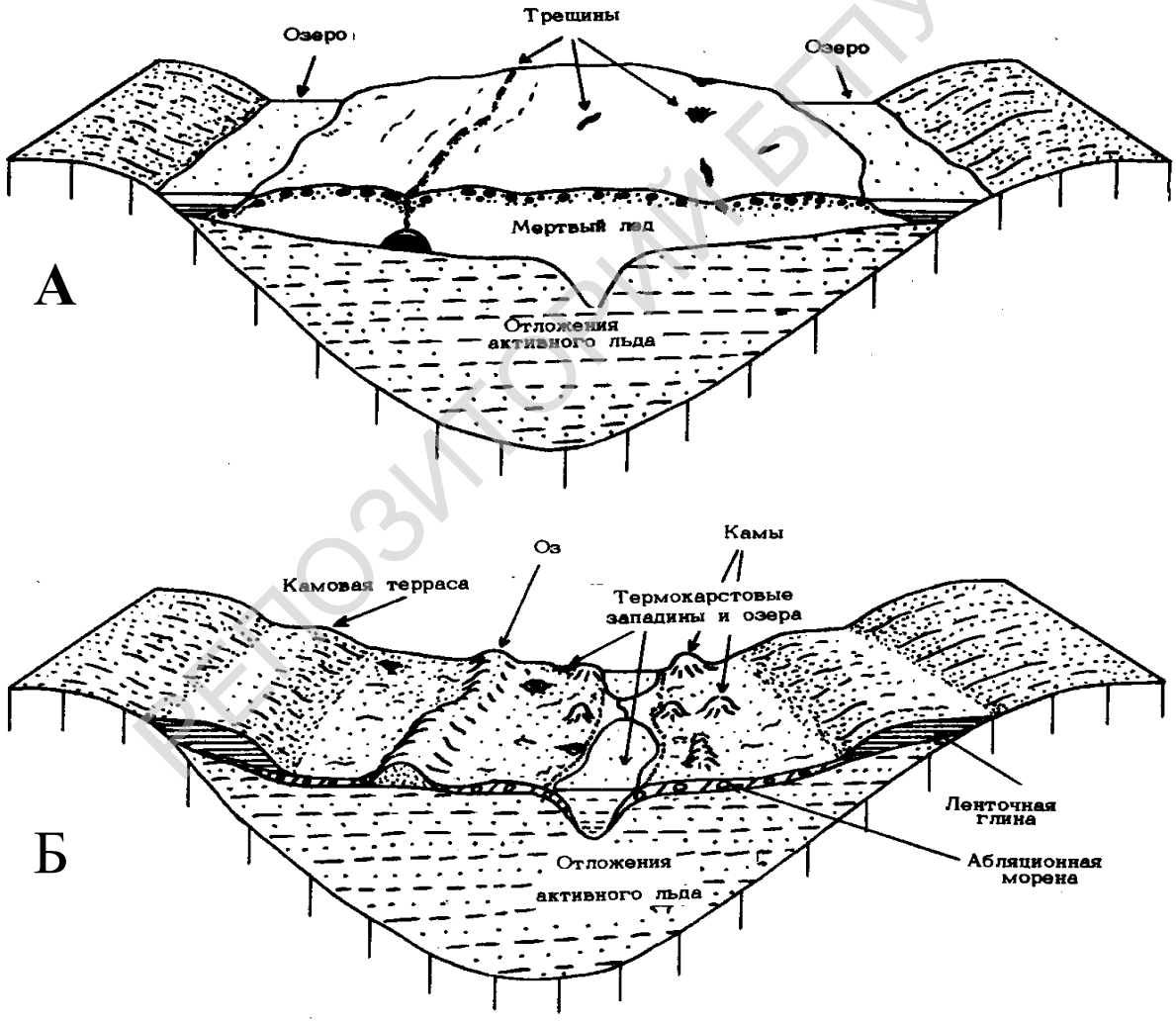


Рис. 7.6. Мертвый лед в ледниковой ложбине:
А – таяние омертвевшего льда, Б – формы рельефа «мертвого льда»

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Камы (нем. «камм» – гребень) – холмы изометричной формы, высотой 10-20, редко больше метров, сложенные чередованием слоев разнозернистого песка, реже ленточных глин, с отдельными гальками и валунами. Эти отложения формировались в небольших озерных котловинах, расположенных на поверхности или внутри потерявшего подвижность ледника и оторванного от областей питания. После его таяния льда камы, как и озы, оказались спроектированными на рельеф донной или конечной морены в виде холмов. Одиночные камы встречаются редко, чаще они группируются в виде целых камовых полей. В рельефе камы, как и озы, занимают положение на дне ледниковых ложбин, на склонах крупных возвышенностей и других местах, где дольше всего под моренной покрышкой сохраняться мертвый лед. На склонах ледниковых ложбин песчано-гравийный материал осаждался, формируя непродолжительные и разноуровенные террасы (псевдотеррасы), получившие название *камовые террасы*. Камовый рельеф довольно часто встречается на территории Беларуси (рис. 7.7).

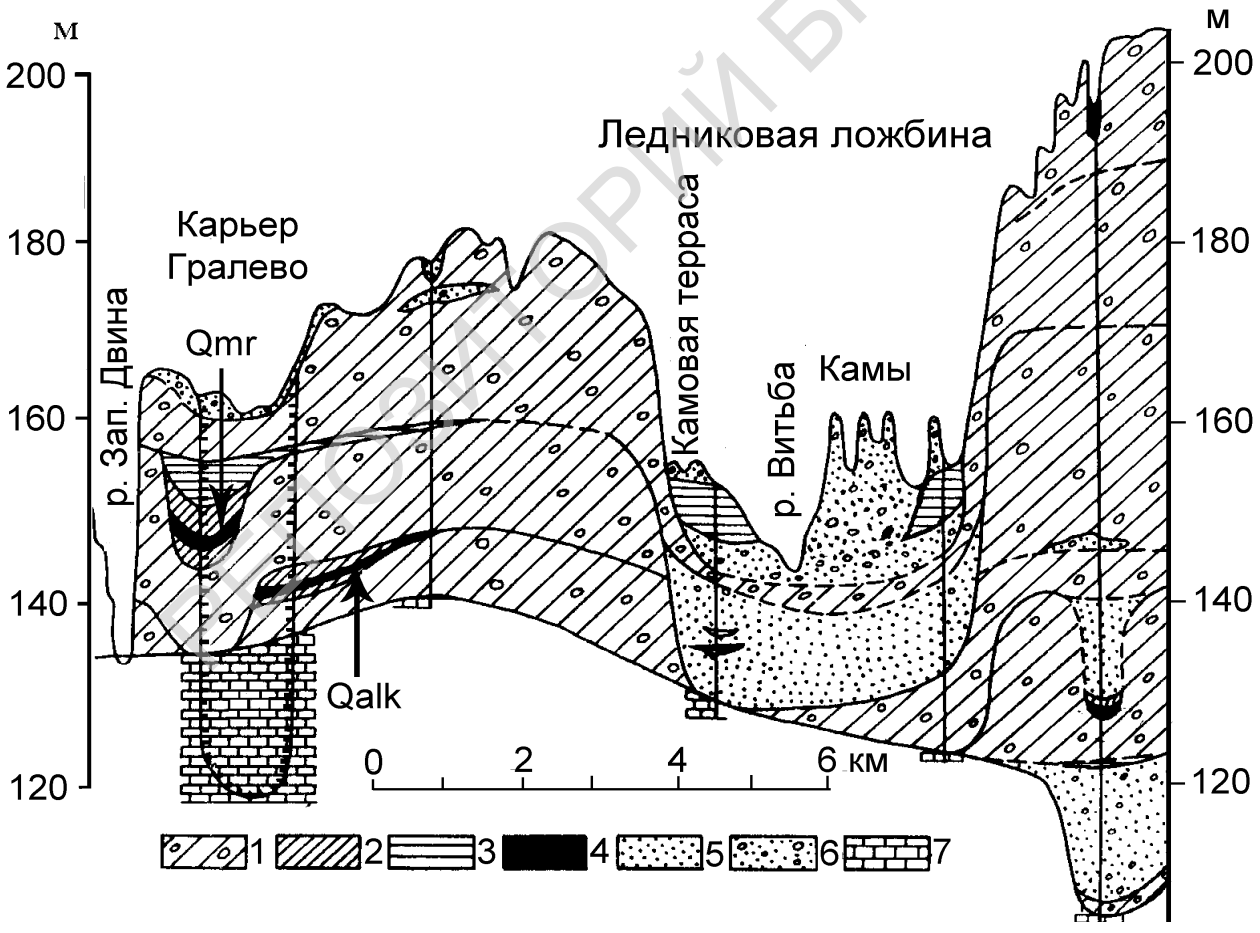


Рис 7.7. Камы и камовые террасы в ледниковой ложбине р. Витьбы близ Витебска:

1 – моренные супеси и суглинки, 2 – озерные суглинки, 3 – ленточные глины, 4 – торф, гиттия, 5 – песок, 6 – песок с гравием и гальками, 7 – девонские доломиты и известняки

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Озерно-ледниковые или лимногляциальные (греч. «лимнэс» – озеро) отложения образовались в приледниковых озерных бассейнах. Приледниковые озера возникали в случаях, когда отток талых вод от края ледника был затруднен. На территории Беларуси так сформировались Полоцкий, Вилейский и Лучосинский приледниковые водоемы на месте одноименных современных низин. Образование приледниковых озер связано также с подпруживанием речных потоков, текущих навстречу леднику. Подобным образом возникла система приледниковых озер в бассейне Немана во время максимального распространения последнего (поозерского) ледника. Самым крупным на Северо-Американском континенте, по данным А. Алиссона, было оз. Агассиз, возникшее в результате подпруживания стока реки Ред-Ривер и достигавшее при максимальном уровне 1100 км в длину и 400 км в ширину. Озерно-ледниковые отложения приледниковых водоемов представлены своеобразными образованиями – *ленточными глинами*. Для них характерно ритмичное чередование алевритовых и глинистых слойков. Мощность одной ленты колеблется от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров.

Причина возникновения ленточной слоистости — сезонные колебания температуры воздуха. Летом, когда лед более интенсивно тает и в озеро приносится и отлагается более грубый материала, образуется алевритовая или даже мелкопесчаная лента. Зимой подо льдом осаждаются только глинистые частицы. Пара слойков (варва) соответствует по времени накопления одному году. Подсчитав количество годичных лент, можно установить продолжительность существования приледникового озера в годах. Если такую работу провести в приледниковых водоемах, возникавших вслед за деградирующим ледником (варваметрический метод), то это дает возможность получить интересный материал об истории дегляциации ледников, скорости их отступания и т.д.

7.6. Геологические процессы в перигляциальной области

Перигляциальной областью первоначально называли территории, примыкающие к материковым ледниковым покровам и отличающиеся суровым климатом. В последующем это понятие стало применяться для обозначения всех районов с экстремально холодным климатом. В настоящее время перигляциальная область отождествляют с зоной многолетней («вечной») мерзлоты или криолитозоной, которая занимает более 10% суши, не считая Антарктиды и Гренландии. Возникновение криолитозоны связано с эпохами оледенений. Промерзание верхней части земной коры происходило в геологической истории не один раз. Следы былого промерзания в виде различных мерзлотных текстур сохранились в отложениях. Области сплошной «вечной мерзлоты» в кайнозое начали возникать вокруг центров оледенений еще в позднем плиоцене – 2 млн. лет назад, но сплошная криолитозона образовалась

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

около 650 000 лет назад – с началом разрастания покровных ледников к югу. В периоды оледенений границы перигляциальной области сильно увеличивались в размерах, в межледниковья – сокращались приблизительно до границ современной криолитозоны. Южную границу перигляциальной области того или того материкового оледенения проводят по находкам ископаемых мерзлотных текстур.

Для перигляциальных областей материковых оледенений типично широкое развитие лёссов и лёссовидных суглинков. *Лёссы* – это отложенная ветром пылеватая порода желтовато-бурого цвета. Типичный лёсс не имеет выраженной слоистости и обладает свойством сохранять в обнажениях почти вертикальные стенки. Лёссовидные суглинки часто слоисты, поскольку представляют собой продукт переотложения лёссов дождевыми или талыми водами вниз по склону. Лёсс состоит из мелких (порядка 0,01 мм) угловатых зерен породообразующих минералов. Мощность лёссовых отложений от десятков сантиметров до десятков метров. Наиболее мощные (100 и более метров) лёссовые толщи находятся в Китае. Лёссы широко развиты в Средней Азии и на Украине. Лёссами и лёссовидными суглинками последнего оледенения покрыто около 15 % территории Беларуси. Полагают, что в ледниковую эпоху сильные ветры переносили измельченные ледником мелкие частицы горных пород и отлагали их в виде лёссовых покровов за границами оледенения. В течение потеплений на лёссовом покрове формировались почвы, которые при следующем похолодании засыпались лессовой пылью и переходили в разряд ископаемых почв. Толща носит вид слоёного пирога – чередования лёсов и ископаемых почв (почвенно-лёссовая серия). Современные почвы, развитые на лёссах, отличаются плодородием.

В настоящее время многолетняя мерзлота распространена в горных породах, среднегодовая температура которых ниже 0 °С. Различают мерзлые, морозные и охлажденные горные породы. Под мерзлыми понимают такие породы, которые содержат в своем составе лед и характеризуются отрицательными температурами. Морозные породы отличаются от мерзлых тем, что в них отсутствует вода и лед. Охлажденные породы также имеют температуру ниже 0°С, но насыщены минерализованными солеными водами.

В северном полушарии криолитозона охватывает пространство вокруг Северного Ледовитого океана. Многолетнемерзлые породы есть в виде «островов» и в привершинных участках высоких гор. В южной части криолитозоны многолетнемерзлые горные породы располагаются отдельными островами среди талых пород. Севернее криолитозона занимает все пространство. Мощность многолетнемерзлых горных пород изменяется в широких пределах – от первых метров до 1500 м.

В криолитозоне кровля многолетнемерзлых пород всегда залегает на некоторой небольшой глубине, которая определяется мощностью слоя, оттаивающего летом. Этот слой называется сезоннноталым. Глубина промерзания

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

или протаивания имеет важное значение и зависит от количества солнечной радиации, поступающей в данный район летом и зимой. Она составляет от 10-20 см в северных районах до 4-6 метров на южной границе ареала. Слой сезонного промерзания и оттаивания чрезвычайно важен для строительства, т.к. именно его мощностью определяются условия, в которых закладываются фундаменты зданий, забиваются сваи и т.д.

Мерзлые породы характеризуются различным содержанием подземного льда, характером его распределения в породах. Конституционный лед содержится в любых многолетнемерзлых породах. Если порода обладает высокой влажностью, то вода, замерзая и превращаясь в лед, скрепляет, цементирует ее зерна или их скопления. Такой лед-цемент развит шире всего. Если в мерзлые породы приникает вода из таликов или напорных подмерзлотных вод, то возникают инъекционные льды, мощность которых и длина достигает многих десятков метров. В краевых участках горно-долинных и покровных ледников при их таянии и отступании, отдельные массивы льда засыпаются под отложениями и тогда возникает погребенные лед. Если порода сформировалась до начала промерзания, то в ней возникают эпигенетические льды, а если промерзание происходит одновременно с образованием породы, тогда она характеризуется сингенетическим льдом.

Образование многолетнемерзлых пород, являющихся водоупорами, сильно изменили условия водообмена атмосферных и подземных вод в криолитозоне. Большая часть пресных подземных вод в криолитозоне приурочена к таликам. Таликами или талыми зонами называются толщи талых горных пород, которые развиты с поверхности земли или под водоемами и реками и которые непрерывно существуют более десятка лет. Подземные воды криолитозоны по отношению к мерзлым породам – криогенным водоупорам подразделяются на: надмерзлотные, межмерзлотные (между двумя слоями мерзлых пород), внутримерзлотные (внутри толщи мерзлых пород, находятся в замкнутых объемах) и подмерзлотные (вблизи подошвы мерзлой толщи) воды.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

7.7. Криогенные формы рельефа

Ландшафты криолитозоны характеризуются специфическими формами рельефа, обусловленными процессами многократного промерзания и оттаивания слоя. Это приводит к образованию следующих форм рельефа: морозобойных трещин и различных полигональных форм рельефа, форм пучения (гидролакколитов), термокарста, курумообразования, течения почвы, грунта, оплывин.

Морозобойные трещины и полигональные формы рельефа. Морозобойное растрескивание горных пород широко распространено в криолитозоне. Образование трещин в мерзлой породе обязано возникновению напряжений при охлаждении и сжатии. В районах с хорошо выраженным континентальным или

морским климатом грунт оказывается разбитым системами перпендикулярных трещин таким образом, что на местности становится хорошо видна полигональная, четырехугольная или другая структура. Образование морозобойных трещин приводит к возникновению полигонально-жильных структур различных типов с повторно-жильныи льдами. Возникшая зимой морозобойная трещина, летом, когда деятельный слой оттаивает, заполняется водой. Образовавшийся лед зимой расширяет трещину, она вновь заполняется водой, и весь процесс зимой повторяется. Так будет происходить много раз. Если ледяные жилы вытаивают, то освободившееся пространство заполняется различным грунтом, т.е. вторичными образованиями, называемыми псевдоморфозами по повторно-жильным льдам. Такие псевдоморфозы особенно характерны для областей криолитозоны бывших четвертичных оледенений. Они широко развиты в средней Европе, на Украине, в Беларуси, Монголии, Китае и других местах.

Пятна-медальоны — это небольшие (от 0,2-0,3 до 1-2 м) по площади полигоны глинистых грунтов, окруженные морозобойными трещинами. Наличие морозобойных трещин приводит к более быстрому промерзанию сезонно-талого слоя. В летние месяцы эти места подвергаются более быстрому таянию и формируются новые трещины. Поступление более холодных вод из глубины и связь с мерзлыми грунтами не дает возможности развиваться корневой системе травянистой растительности, которая начинает расти по краям пятен-медальонов.

Каменные полигоны — плоские или слабовыпуклые площадки округлой или многоугольной формы, сложенные супесчано-суглинистым материалом и окаймленные каменными бордюрами. В результате распространения грунтов разной теплоемкости образуются площадки попеременного промерзания и оттаивания рыхлых влажных пород, которые содержат включения каменных обломков. В деятельном слое происходит морозная сортировка обломочного материала, главными факторами которой являются морозное пучение и формирование полигональной системы морозобойных трещин. Крупный каменный материал оттесняется к краям полигональных структур, а центр занят мелкоземом. Выпучивание или вымораживание каменных обломков происходит потому, что под ними раньше наступает промерзание и образуются ледяные линзы, которые приподнимают обломки. Летом, когда деятельный слой оттаивает, место ледяной линзы занимается жидким грунтом, вследствие чего обломок не может снова опуститься, а зимой процесс повторяется и обломок вновь приподнимается, пока не окажется на поверхности. В результате многократного промерзания и оттаивания в течение многих лет каменный материал из пород слоя сезонного оттаивания полностью выпучивается на поверхность. Таким образом осуществляется дифференциация каменного материала в сезонно-мерзлом слое на тонкий супесчано-глинистый и каменный материал. Последний скапливается на поверхности в виде каменных россыпей. При дальнейшем промерзании по трещинам давление в центральных частях

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

полигонов увеличивается. При этом образуются разрывы, по которым разжиженные суглинистые грунты прорываются на поверхность и сдвигают каменные обломки в стороны. Возникают «каменные венки».

Гидролакколиты (байджерахи, булгунняхи, пинго) — бугры вспучивания, образовавшиеся в зоне вечной мерзлоты, ядро которых состоит либо из сплошной линзы льда, либо из переслоенного льдом мерзлого грунта высотой до 25—40 м и более и до 200 м в диаметре основания. Различаются два генетических типа гидролакколитов: байджерахи в Забайкалье, возникающие на месте выхода подземного источника, и булгунняхи в Якутии, образующиеся на дне замкнутой озерной впадины или заболоченного понижения при промерзании в области многолетнемерзлых пород. Булгунняхи тождественны пинго, встречающимся в настоящее время на Аляске.

Рис. 7.8. Гляциокарстовые западины
в зоне последнего (поозерского) оледенения

Термокарст (термический карст) — явление неравномерного проседания или провала грунтов и подстилающих их горных пород в результате вытаивания подземного льда. В отличие от карста, развивающегося под влиянием растворения и выщелачивания горных пород с последующими провалами почвы, термокарст развивается под влиянием смены температуры пород с отрицательной на положительную, вследствие чего вытаивает подземный лед, что ведет к просадке почвы. Величина форм термокарста варьирует в больших пределах, от нескольких метров до многих десятков километров в диаметре и от долей метра до десятков метров глубины. Развитие термокарста происходит при повышении среднегодовой температуры воздуха или при увеличении амплитуды колебания температуры грунта, что в обоих случаях ведет к увеличению глубины его протаивания. Процесс термокарста имеет большое значение для выяснения развития современного рельефа в зоне древнематериковых оледенений. Термокарстовый процесс был характерным для позднеледниковых этапов

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

деградации многолетней мерзлоты. При вытаивании погребенных под слоем осадков масс омертвевшего льда в позднеледниковье или даже в начале голоцена образовывались глубокие западины в моренном и конечно-моренном рельефе, которые быстро заполнились грунтовыми водами и приобрели облик современных озер (рис. 7.8.). Формы проявления современного термокарста многообразны: от мелких просадок и провалов до огромных по площади впадин, котловин, нередко заполненных водами озер.

Солифлюкция (от лат. «солум» — почвы, «флюксус» — течение) — медленное перемещение на склонах почвенного слоя и увлажненных масс тонких осадков в промерзшем сезонно-мерзлом грунте. Развитие солифлюкции определяется наличием насыщенных водой супесчано-суглинистых и пылеватых отложений и наличием склона, обеспечивающего гравитационное движение увлажненного грунта. При сезонном оттаивании замерзших грунты сильно переувлажняются талыми и дождевыми водами. При этом утрачиваются структурные связи между частицами. Грунт становится вязко-пластичным и в таком состоянии способен медленно перемещаться по склону, наползая друг на друга и образуя различные текстуры – течения, закрученные рулеты (в разрезе), солифлюкционные террасы и т.д.

7.8. Оледенения в истории Земли

Следы былых оледенений, оставленные широко распространявшимися ледниковыми покровами, установлены на всех современных материках, на дне океанов, в отложениях разных геологических эпох. Только самые древние архейские породы не сохранили следов прошлых оледенений. Начало протерозойской эры ознаменовалось накоплением первых, самых древних из найденных до сих пор ледниковых отложений. В период 2,5-1,95 млрд. лет назад отмечена гуронская эпоха оледенения. Примерно через миллиард лет началась новая гнейсесская эпоха оледенения (950-900 млн. лет), а еще через 100-150 млн. лет – стерская ледниковая эпоха. Завершает докембрий варангская эпоха оледенения (680-570 млн. лет).

В фанерозое отмечено ордовикское оледенение (460-410 млн. лет). Около 280 млн. лет назад достигло кульминации гондванское оледенение (340-240 млн. лет). В конце кайнозойской эры началась современная нам эпоха оледенения.

С учетом фаз развития и завершения ледниковые эпохи занимали за последние 2,5 млрд. лет около половины времени эволюции Земли. Климатические условия в эпохи оледенений были более изменчивыми, чем в теплые эпохи. Ледники отступали и наступали, но сохранялись на полюсах планеты.

В эпохи оледенений средняя температура Земли была на 7-10° ниже, чем в теплые эпохи. В геологическом масштабе времени существует два устойчивых типа климата – один безледный, другой с частично оледенелыми морем и сушей.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

В каждом случае устанавливается свой характер и интенсивность обмена теплом между полюсами и экватором, свои условия широтной зональности климата. В эпохи оледенений зональные контрасты были резче, климатические зоны уже.

Кайнозойская эра – это эра последовательного понижения средней температуры на поверхности Земли, эра перехода от теплого климата к холодному и возникновения около 30 млн. лет назад ледникового покрова в Антарктиде. Климатическая система в кайнозое перестроилась таким образом, что около 2 млн. лет назад общее падение температуры сменилось периодическими ее колебаниями, что связывается с ледниковым и межледниковым временем. При переходе от межледниковых эпох к ледниковым и наоборот, происходили сильные изменения климатической зональности, особенно в северном полушарии. Область арктического климата распространялась в средние широты Европы, Азии, Северной Америки, куда наступали обширные ледниковые покровы, тундра и тундро-степь, морские льды (рис. 7.9). Пояса умеренного, субтропического и тропического климата сужались и смещались к экватору. В межледниковьях климатические условия были подобны современным, а иногда даже более теплыми. Средняя продолжительности ледниковых циклов оценивается в пределах 100 тыс. лет.

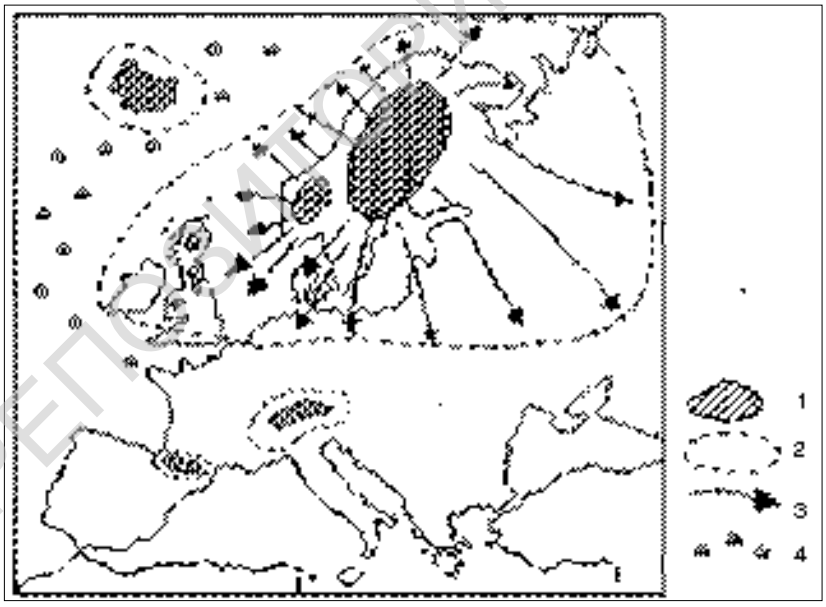


Рис. 7.9. Ледниковый период в Европе:
1 – ледниковый центр; 2 – максимальное
распространение льдов; 3 – направление движения льда;
4 – айсберги

Классическим регионом четвертичных оледенений в кайнозое является территория Беларуси. Общее похолодание климата сопровождалось здесь материковыми оледенениями. Со Скандинавского полуострова надвигались

РЕПОЗИТОРИЙ ВГПУ

ледники и полностью или частично покрывали её поверхность. Ледниковые эпохи периодически сменялись межледниковьями (рис. 7.10). Во время межледниковий существенно изменялись гидротермические условия, формировались почвы, территория покрывалась сначала сосновыми и мелколиственными лесами, а в период климатических оптимумов в лесах преобладали широколиственные породы деревьев. В четвертичное время здесь сформировались осадочные горные породы разных генетических типов и фаций. Средняя мощность отложений четвертичной системы составляет 70-80 м (в некоторых местах до 200—300 м). Главными типами четвертичных отложений Беларуси являются моренные, водно-ледниковые и озерно-ледниковые отложения. Во время межледниковий в

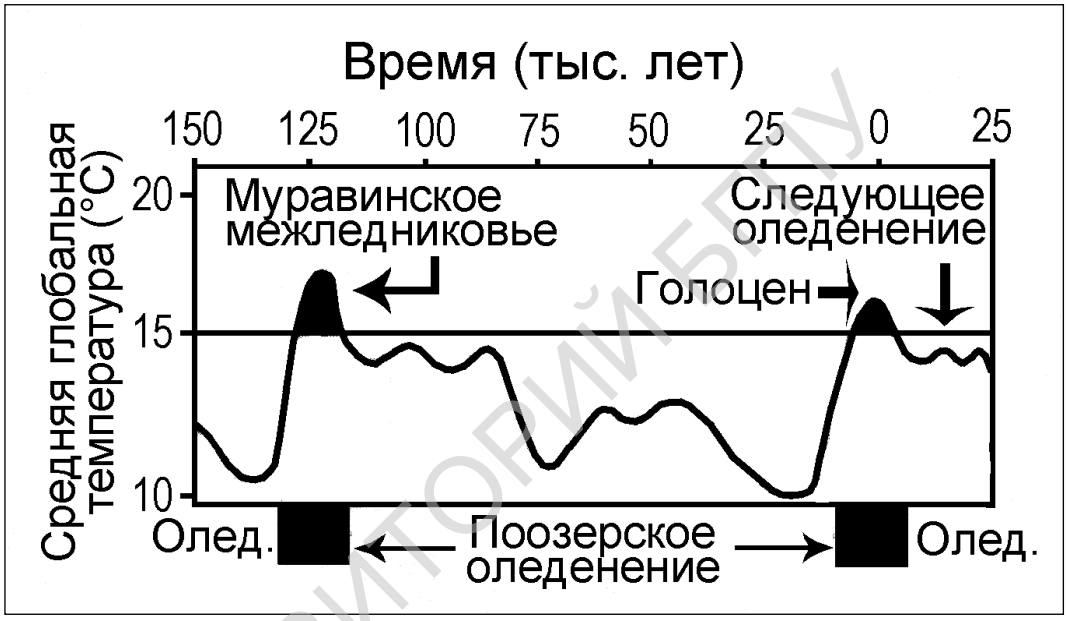


Рис. 7.10. Климатическая кривая для последних 150 тысяч лет и ее возможное продолжение в будущем

понижениях рельефа накапливались болотные и озёрные отложения, в долинах рек — аллювий. В настоящее время существует различные схемы расчленения отложений четвертичной системы.

7.9. Ледниковые отложения на территории Беларуси

Территория Беларуси в четвертичное время была ареной распространения нескольких ледниковых покровов, оставивших после себя многочисленные следы в виде ледниковых отложений и форм рельефа. Средняя мощность ледниковых отложений достигает здесь 70-80 м, максимальная – более 300 м. Эта толща является вместилищем многих видов минерального сырья, служит основанием для всех сооружений и построек. На ледниковых и перигляциальных отложениях сформирован почвенный покров. Помимо большой мощности, территория

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Беларуси выделяется уникальной полнотой четвертичного разреза, что позволяет восстанавливать динамику и историю отдельных ледниковых эпох. Четвертичные отложения являются здесь элементом окружающей среды и находятся в сфере интересов более широкого круга специалистов, чем образования любого другого возраста. Помимо геологов ими интересуются географы, биологи, почвоведы, археологи, строители, мелиораторы, работники службы охраны природы и многие другие.

Формирование четвертичной ледниковой толщи происходило в условиях сложного сочетания эндогенных и экзогенных факторов. Важную роль играли особенности рельефа дочетвертичного ложа, представляющего собой сложную полигенетическую поверхность. Размах рельефа поверхности коренных пород примерно на 70 м больше амплитуды современного рельефа. Самые значительные углубления (до минус 130 м) обнаружены в районе Гродно, а максимальные высоты (около 180-190 м) — на востоке и юго-востоке республики. При этом наиболее обширные поднятия ложа обнаруживают определенную приуроченность к основным положительным тектоническим элементам территории. В ложе четвертичной толщи установлена серия региональных отрицательных линейных форм (ледниковых ложбин), обязанных своим происхождением чаще ледниковому выпахиванию и размыву, реже эрозионной работе рек.

Четвертичная толща Беларуси сложена образованиями различного происхождения (рис. 7.11). В ней довольно отчетливо выделяются горизонты, сформировавшиеся в двух геолого-географических обстановках — с одной стороны, ледниковых и, с другой, межледниковых (сходных с современной обстановкой). Ледниковые условия при этом накапливались либо в области распространения ледника и у его края, либо во внеледниковой (перигляциальной) зоне.

Моренные отложения являются наиболее распространенным генетическим типом четвертичных образований Беларуси. Они встречаются примерно на 90% территории республики. В скважинах, прошедших через четвертичную толщу, отмечается до 8—10 моренных интервалов, часть из которых имеет локальное распространение. Мощность отдельных моренных горизонтов обычно измеряется величинами в 5—30 м, но иногда достигает 50 м и даже более. Максимальные мощности приурочены к зонам распространения краевых образований и ледниковых ложбин. Перекрывающими и подстилающими породами морен служат водно-ледниковые и межледниковые толщи, а наиболее древние моренные горизонты нередко ложатся непосредственно на коренные породы. Ледниковые отложения последнего (позерского) и предпоследнего (припятского, состоящего из днепровской и сожской стадий) оледенений выходят непосредственно на поверхность. Моренные отложения занимают почти 50% объема четвертичной толщи.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Рис. 7.11. Распределение четвертичных отложений на территории Беларуси

Морены послужили исходным материалом для формирования других генетических типов четвертичных отложений и в значительной мере предопределили особенности их состава. Водно-ледниковые (флювиогляциальные) отложения являются здесь одним из важнейших генетических типов. На них приходится почти треть объема четвертичной толщи Беларуси. Они представлены многочисленной группой образований, сформировавшихся в разнообразных фациальных обстановках. В рассматриваемый тип входят отложения камов, озов, зандров, флювиогляциальных дельт, камовых террас и др. Сравнительно точная диагностика этих форм возможна лишь в тех случаях, когда они залегают неглубоко и отчетливо выделяются в рельефе. Камы широко распространены на севере, в центральной полосе отмечаются реже. Встречаются они в виде одиночных холмов или сгруппированы в холмистые возвышения. Озы играют более скромную роль. Почти все они сосредоточены в пределах Белорусского Поозерья. Зандровые отложения, располагаясь к югу от краевых гряд, занимают

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

огромные пространства в разных частях республики и доминируют среди других водно-ледниковых образований. Ширина зандровых поясов нередко достигает многих десятков километров.

Озерно-ледниковые (лимногляциальные) образования представляют собой характерный генетический тип гляциогенной формации. Эти породы накапливались в пресноводных бассейнах озерного типа, располагавшихся в краевой зоне ледника и питавшихся за счет талых ледниковых вод. Отличительной особенностью озерно-ледниковых отложений является широкое развитие в них так называемых ленточных текстур. Такие текстуры характеризуются закономерным ритмичным чередованием прослоев глинистого и алеврито-песчанистого состава и возникли в результате неравномерного поступления в водоемы минерального материала. При этом более глинистый прослой (лента) накапливался в зимний сезон, а алеврито-песчанистый — в летний. Озерно-ледниковые аккумуляции отмечаются в четвертичной толще на разных уровнях и связаны с деятельностью разновозрастных ледниковых покровов. Наиболее обширные приповерхностные площади озерно-ледниковых отложений сосредоточены у Полоцка, Суража, по рекам Западная Двина, Дисна, Лучоса, Неман.

Среди четвертичных образований встречаются аллювиальные отложения, которые накапливались как в ледниковое, так и межледниковое время. Аллювиальные отложения зарегистрированы на разных стратиграфических уровнях четвертичной толщи. Погребенный аллювий чаще приурочен к современным долинам, где наследуют русла древних прадолин белорусских рек Днепр, Сож, Березина, Неман, Припять и др.

Четвертичные озерные и озерно-болотные отложения играют сравнительно скромную роль в строении ледниковой толщи Беларуси. Максимальная мощность погребенных озерных толщ достигает 50 м.

Лессовидные отложения покрывают около 15% поверхности Беларуси. Мощность лессовидных образований составляет 0,5—3 м, максимум 15 м. Основная масса лессовидных пород сформировалась в результате захвата ветром тонкозернистого материала на площади развития оледенений и на смежных внеледниковых участках и последующем накоплении этих частиц в перигляциальной области в виде лесса. Впоследствии такие отложения преобразовывались при делювиальных, элювиальных, почвенных и других процессах. В связи со склоновым переотложением лессов и включением в них иного материала их принято называть лессовидными отложениями (лессовидными супесями и суглинками).

Эоловые песчаные отложения, сформированные в результате переработки ветром подстилающих пород, довольно часто отмечаются в тех районах Беларуси, где непосредственно на поверхность выходят пески. Особенно широко они развиты в Полесье на надпойменных террасах Припяти, Днепра и их

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

притоков. Значительные площади заняты эоловыми песками и на террасах Немана, Березины и других рек. Подобные образования распространены также на озерно-ледниковых отложениях Полоцкой, Средненеманской и Суражской низин.

Источниковые отложения занимают скромное место и в настоящее время достаточно надежно диагностируются лишь в голоценовых накоплениях, в единичных случаях в муравинских. Эти образования приурочены к возвышенностям, редко локализуются на склонах холмов, долин и оврагов. Мощность источниковых отложений сравнительно небольшая — обычно 0,5—2 м и лишь в единичных пунктах 3,5—4 м. Породы либо выходят непосредственно на поверхность, либо перекрыты маломощным слоем (0,2—1,5 м) болотных, делювиальных и других образований.

Болотные отложения, в основном представленные торфом (с прослоями песчано-глинистых и других пород), довольно постоянны среди многих межледниковых разрезов, где их мощность составляет от нескольких сантиметров до 8—15 м (чаще 1—3 м). Тонкие прослои торфа (обычно толщиной в несколько сантиметров или дециметров) иногда также отмечаются и среди ледниковых образований озерного генезиса. Погребенные торфяники утратили часть первоначальной мощности под влиянием процессов углефикации, воздействием нагрузок вышележащих пород и давления льда в ледниковые эпохи. Современные торфяники занимают примерно 12,5% территории Беларуси. Их образование тесно связано с избыточным увлажнением, которое отмечается в местах выходов или неглубокого залегания грунтовых вод или на участках скопления на поверхности атмосферных осадков. Кроме того, часть торфяных залежей возникает при зарастании озерных водоемов.

Почвы всегда завершают геологический разрез. Ископаемые почвы изредко отмечаются в составе аллювиальных и эоловых отложений. Современные почвенные разности могут быть практически сведены к двум типам: зональным — дерново-подзолистым и интразональным — болотным и пойменным. Первые из них занимают почти 70% территории страны.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

7.10. Причины возникновения оледенений

Хотя ледниковые периоды или оледенения часто случались в истории Земли, однако до сих пор не найден какой-то единственный планетарный или космический фактор, вызывающий оледенение. Оледенения – результат сочетания нескольких событий, одни из которых играют основную, а другие – второстепенную роль.

Замечено, что все великие оледенения нашей планеты совпадали с крупнейшими горообразовательными эпохами, когда рельеф земной поверхности был наиболее контрастным. Площадь морей уменьшилась. В этих условиях колебания климата становились более резкими. Следует подчеркнуть, что для

возникновения крупного оледенения планеты в настоящее время не требуется сколько-нибудь значительного понижения температуры. Расчеты показывают, что общее среднегодовое понижение температуры на Земле на 2–4˚С вызовет спонтанное развитие ледников, которые в свою очередь понизят температуру на Земле. В результате ледниковый панцирь покроет значительную часть площади Земли.

Огромную роль в регуляции температуры приповерхностных слоев воздуха играет углекислый газ. Углекислота свободно пропускает солнечные лучи к земной поверхности, но поглощает большую часть теплового излучения планеты. Она является колоссальным экраном, препятствующим охлаждению нашей планеты. Сейчас содержание в атмосфере углекислого газа не превышает 0,03%. Если эта цифра уменьшится вдвое, то среднегодовые температуры в средних широтах снизятся на 4–5˚С, что может привести к началу ледникового периода. По некоторым данным концентрация CO_2 в атмосфере была в ледниковые периоды примерно на треть меньше чем в межледниковья и морская вода содержала диоксида углерода в 60 раз больше чем атмосфера.

Уменьшение содержания CO_2 в атмосфере, вызывающее оледенение, может объясняться увеличением интенсивности вулканизма. Ведь известно, что вулканизм заметно влияет на земную атмосферу, изменяя ее газовый состав, температуру, а также загрязняя ее мелкораздробленным материалом вулканического пепла. Загрязнение атмосферы вулканическим пеплом вызывает значительное уменьшение ее прозрачности и, следовательно, ослабление солнечной радиации на 10— 20% против нормы. Кроме того, частицы пепла служат ядрами конденсации, способствуя большому развитию облачности. Повышение облачности в свою очередь заметно уменьшает" количество солнечной радиации. По расчетам Брукса, увеличение облачности с 50 (характерно для настоящего времени) до 60% привело бы к понижению среднегодовой температуры на земном шаре на 2° С.

Из космических факторов, влияющих на климат Земли, значение имеет наклон оси вращения Земли. Сейчас он около 23,5˚, но с периодом в 41000 меняется от 21,5˚ до 24,5˚. Более слабое влияние оказывает форма земной орбиты. За 100 000 лет орбита вытягивается, а затем снова “округляется”. Кроме того, что изменяется наклон земной оси, она еще и вращается как у волчка с периодом 23 тыс. лет. Складываясь, все эти факторы могут уменьшить поступление солнечного тепла в Северном полушарии на 20 %.

На климатические изменения влияет и океан, огромные массы воды которого, циркулируя, переносят как холод, так и тепло. Особенно важно термическое состояние глубоких уровней океанских вод, когда тяжелые придонные воды охлаждаются до температуры ниже 5-8°С, что совпадает с периодами похолоданий климата, тогда как образование очень соленых и теплых придонных вод отвечает теплым климатическим периодам. Это состояние резко отличается от современной океанской циркуляции.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

В заключение подчеркнем, что проблема возникновения покровных оледенений находится в ряду многих проблем глобального изменения климата и природной среды. Наиболее весомыми причинами возникновения оледенений признаются астрономические. Их усиление или ослабление сказывается на всех перечисленные выше факторах, в том числе эпохах энергичного горообразования, когда большие районы поверхности земного шара поднимались выше снеговой линии и формировались горно-долинные ледники.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Глава 8. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ОКЕАНОВ И МОРЕЙ

Совокупность водных пространств океанов и морей, занимающих 361 млн. км, или 70,8 % поверхности Земли, называется *Мировым океаном.* Мировой океан включает четыре океана: Тихий, Индийский, Атлантический, Северный Ледовитый, все окраинные (Берингово, Охотское, Японское и др.) и внутриконтинентальные моря (Средиземное, Черное, Балтийское и др.).

8.1. Основные особенности подводного рельефа океанов и морей

В рельефе дна океанов и морей проявляется взаимодействие эндогенных и экзогенных процессов в различных структурных зонах. Выделяются следующие планетарные формы рельефа (рис. 8.1): подводная окраина материков, ложе океана, глубоководные желоба и срединно-океанические хребты. В состав подводной окраины материков входят: шельф, материковый, или континентальный, склон и материковое подножье. *Шельф* (материковая отмель) представляет собой подводную слегка наклонную равнину. Со стороны океана шельф ограничивается четко выраженной бровкой, расположенной до глубин 100-200 м.

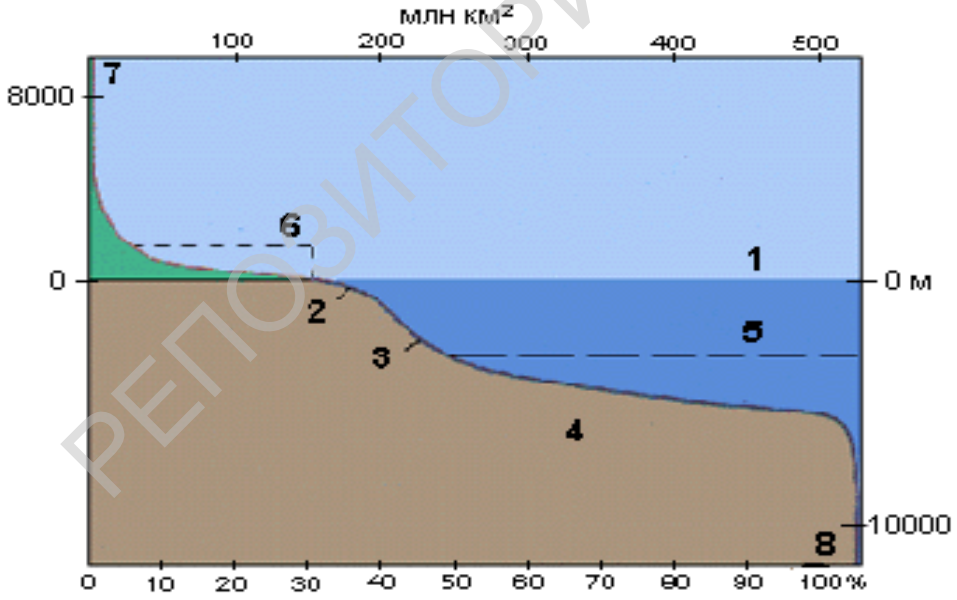


Рис. 8.1. Гипсометрический профиль:
1 – уровень моря, 2 – континентальный шельф, 3 – континентальный склон, 4 - ложе океана, 5 – средняя глубина мирового океана 3711 м, 6 – средняя высота поверхности суши 840 м, 7 – гора Джамолунгма, 8 – Марианская впадина 11022 м

Материковый, или континентальный, склон протягивается от бровки шельфа до глубин 2,0-2,5 км, а местами до 3 км. Уклон его поверхности

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

составляет в среднем 3-5°. Характер рельефа материкового склона отличается значительной сложностью. В нем наблюдается ступенчатость профиля – чередование уступов с субгоризонтальными ступенями, что, по-видимому, связано с разрывными тектоническими нарушениями. Второй особенностью материкового склона является система рассекающих его поперечных подводных каньонов, заложение которых также связано с тектоническими движениями или с эрозионной деятельностью мутьевых потоков, некоторые же представляют подводное продолжение речных долин.

Материковое подножье выделяется в качестве промежуточного элемента рельефа между материковым склоном и ложем океана и протягивается до глубин 3,5 км и более. Оно представляет собой наклонную холмистую равнину, окаймляющую основание материкового склона и местами характеризующуюся осадками большой мощности за счет выноса материала мутьевыми потоками и периодически возникающими крупными оползнями.

Ложе Мирового океана представлено обычно плоскими или холмистыми равнинами, расположенными на глубине 3500-6000 м. Они осложнены мелкими и крупными отдельными возвышенностями и подводными горами до больших вулканических построек типа Гавайских островов. В Тихом океане особенно много подводных вулканических гор и, в частности, плосковершинных гор, называемых *гайотами.* Вершины некоторых гайотов достигают в ширину свыше 60 км и в длину 280 км. Большинство исследователей считают, что гайоты представляют собой вулканические горы, которые в прошлом подвергались интенсивной *волновой абразии* (лат. «абрадо» – брею, соскабливаю), о чем свидетельствует наличие на их срезанных вершинах скатанной волнами крупной гальки и остатков мелководной фауны. Вершины гайотов располагаются сейчас на глубинах 1000-2000 м, что, по-видимому, связано с тектоническим опусканием океанического дна. Аналогичная картина опускания подтверждается и данными бурения на атоллах, где породы коралловых рифов встречены на глубинах 1200-1400 м при нормальном жизненном развитии кораллов до 50-60 м.

Глубоководные желоба широко развиты в Тихом океане. В его западной части они образуют почти непрерывную цепь вдоль островных дуг. Глубина желобов от 7000 до 11 000 м. Наибольшая глубина у Марианского желоба – 11034 м.

Срединно-океанские хребты образуют единую глобальную систему общей протяженностью свыше 60 000 км. Вдоль осевой части Срединно-Атлантического и Индийского хребтов протягивается крупная депрессия – долинообразное понижение, ограниченное глубинными разломами и названное *рифтовой долиной* или *рифтом* (англ. «рифт» – расселина, ущелье). Дно рифтов опущено до глубин 3,5-4,0 км. Срединно-океанские хребты пересечены многочисленными разломами. Они отличаются интенсивной сейсмичностью, высоким тепловым потоком и вулканизмом.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Среди окраинных и внутриконтинентальных морей выделяют плоские моря, глубины которых близки к глубинам шельфа. Их называют *эпиконтинентальными.* К ним относятся Баренцево, Карское, Северное, Балтийское и другие моря, представляющие собой опущенные под воду участки суши. Другим типом являются *котловинные окраинные* и *внутриконтинентальные моря* (Охотское, Японское, Черное, Средиземное и др.), приуроченные к тектонически активным зонам. В них развиты шельф, континентальный склон и глубокие котловины-впадины (от 2000 до 4000-4500 м).

8.2. Разрушительная деятельность моря

Разрушительная деятельность моря называется *абразией.* Она связана главным образом с волновыми движениями и в значительно меньшей степени с приливно-отливными. Штормовые волны ударяют с большой силой (местами до 30 т/м и более) о крутой берег. Под их воздействием в основании крутого берегового уступа, где сосредоточена наибольшая сила гидравлического удара, возникает так называемая *волноприбойная ниша*), над которой остается карниз нависающих пород. Разрушительная деятельность волн усиливается захватываемыми ими различными обломками горных пород. При дальнейшем разрастании волноприбойной ниши наступает момент, когда устойчивость карниза нарушается и происходит обрушение пород.

Таким образом, берег отступает в сторону суши, оставляя за собой слабо наклонную подводную *абразионную террасу,* или *бенч.* Часть обрушившегося обломочного материала выносится на крутой подводный склон за пределы абразионной террасы и откладывается. Так образуются подводные *аккумулятивные террасы,* сопряженные с абразионными.

Скорость и величина отступания берегов зависят от состава слагающих их пород. Если берег слагается сильно трещиноватыми или рыхлыми породами, то скорость его отступания может достигать нескольких метров в год. Абразионному воздействию подвержены высокие берега в районах Черного моря – Сочи, Сухуми и др. В пределах плоских берегов процессы развиваются иначе. Энергия волн на широких мелководьях гасится, и происходит не абразия, а перенос и аккумуляция осадков - образование широкой полосы надводной террасы. Такие берега называются аккумулятивными в отличие от абразионных.

При поперечном подходе волн к берегу в зоне прибоя в пределах пляжа часто формируются валы из песчано-гравийно-галечного материала, а в мелководной части моря происходит образование подводных валов, представляющих невысокие преимущественно песчаные гряды, параллельные берегу.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

К особой категории относятся крупные аккумулятивные формы, называемые *барами.* Они представляют длинные полосы, поднятые над уровнем моря, протягивающиеся параллельно берегу на десятки и сотни километров и сложенные песчано-гравийно-галечными, местами песчано-ракушечными или ракушечными наносами. Ширина бар порядка 20-30 км, а высота до первых десятков метров. Бары нередко частично или полностью отделяют от моря заливы или лагуны. Крупные бары известны в Мексиканском заливе, Беринговом и Охотском морях.

8.3. Образование осадков в океанах и морях и их генетические типы

Наиболее важным процессом в пределах Мирового океана является аккумуляция донных осадков. Этот сложный процесс называют *седиментацией* или *седиментогенезом.* Изучение современных осадков, закономерностей их распространения в различных зонах Мирового океана позволяет восстанавливать палеогеографическую обстановку геологического прошлого. Известно, что в ходе геологической истории поверхность континентов неоднократно покрывалась водами морей и океанов. В них протекали интенсивные процессы аккумуляции осадков, затем преобразованных в осадочные горные породы, покрывающие около 75% поверхностной части материков.

Процесс осадкообразования в океанах начинается с образования обломков пород на материках, являющихся областями преимущественной *денудации* (сноса). Такая подготовка осуществляется в результате выветривания, деятельности рек, ледников, ветра. Вторым этапом является перенос материала, частичное отложение на путях переноса и поставка основной массы в океаны и моря.

Наибольшая поставка осадочного материала осуществляется речным стоком. При этом около 7 млрд. т/год поставляется реками преимущественно тропических областей: Ганг, Брахмапутра, Хуанхэ, Янцзы, Миссисипи и др. Приблизительно в равных количествах поступает в океаны и моря ледниковый и эоловый материал.

Кроме указанных экзогенных факторов большое значение в осадкообразовании имеет поступление вулканогенного пирокластического материала, особенно пеплового, разносимого на обширные пространства. Расположение действующих вулканов тесно связано с тектонически-активными зонами земной коры. Наибольшее количество их сосредоточено в обрамлении океанов и в срединно-океанских хребтах. Для многих вулканов островных дуг характерны высокая эксплозивность и выброс пирокластического материала до десятков километров в высоту, что сопровождается тропосферным и

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

стратосферным переносом вулканического пепла. Поступление вулканогенного осадочного материала разными авторами оценивалось в 1,8-2 млрд. т/год. Важную роль в осадконакоплении играют биогенные процессы, развитие различных организмов, которые строят свои панцири и скелетные части из растворенных солей, поступающих с суши, главным образом из $CaCO_3$ и $Si0_2$. Биогенный вклад в баланс осадочного материала в океанах в первом приближении оценивается в 1,7-1,80 млрд. т/год. В Мировой океан поступает и космогенный материал, величина которого ориентировочно оценивается в 0,01-0,08 млрд. т/год. Таким образом, *суммарный баланс осадочного материала* в Мировом океане составляет около 29-30 млрд. т/год.

Генетические типы донных осадков. Вещественный состав донных осадков и закономерности их распределения в различных зонах океана связаны с: глубиной океанов и рельефом дна; гидродинамической обстановкой (волнения, приливы и отливы, поверхностные и глубинные течения); характером поставляемого осадочного материала; биологической продуктивностью; эксплозивной деятельностью вулканов. По генезису выделяются следующие основные группы осадков: терригенные (от лат. «тера» – земля); органогенные (биогенные); полигенные («красная глубоководная глина»); вулканогенные; хемогенные.

Терригенные осадки образуются из обломочного или пелитового материала, приносимого с континентов различными экзогенными факторами, указанными при характеристике баланса осадочного материала, и особенно широко развиты в гумидных зонах (умеренные и экваториальные пояса). Наибольшая часть терригенных осадков, приносимых с суши, откладывается в пределах подводной окраины материков – в области шельфа, континентального склона и его подножья.

При поступлении осадочного терригенного материала в Мировой океан в ряде случаев происходит его *механическая дифференциация,* заключающаяся в приспособлении приносимых взвешенных и влекомых частиц к существующим динамическим условиям, глубинам и расстояниям от суши, рассортировке их по размерам зерен. Часто она выражена в постепенной смене осадков – от грубых песчано-гравийно-галечных в прибрежной (литоральной) мелководной части через песчаные и песчано-алевритовые в более глубоких частях шельфа (в сублиторальной или неритовой зоне), затем алевритопелитовые в батиальной зоне – до самых тонких пелитовых в абиссальной (в ложе океана).

Айсберговые (ледовые) осадки особенно широко развиты в приантарктической части Мирового океана. Ледники Антарктиды при своем движении производят интенсивную экзарацию и захват в придонной части различного обломочного материала, который выносится шельфовыми льдами и айсбергами на далекое расстояние от континента. При постепенном перемещении и таянии айсбергов обломочный материал, заключенный в них, выпадает на дно. Характерной особенностью этих осадков является широкое распространение в

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

них валунно-щебнистого материала и дресвы, местами песчано-алевритового и даже алевритопелитового. Айсберговые (ледовые) осадки окаймляют берега Антарктиды почти сплошным поясом шириной от 300 до 1200 км при средней ширине 500-700 км. Современные айсберговые осадки развиты также близ Гренландии.

Осадки экваториальной гумидной зоны. Для этой зоны характерно развитие в пределах континентов мощных кор выветривания с преобладанием глинистых минералов - монтмориллонита, каолинита и др. Поэтому реки здесь выносят преимущественно тончайший пелитовый материал. Примером тому является вынос материала реками Амазонка, Ориноко, Ганг и Брахмапутра. В этих условиях непосредственно близ берегов от устьев рек протягиваются пелитовые осадки, почти не встречаемые на шельфах умеренных зон.

Органогенные (биогенные) осадки широко распространены в Мировом океана и тесно связаны с природной зональностью, определяющей развитие той или иной биогенной продукции. Среди органогенных планктогенных осадков выделяются два основных типа: 1) карбонатные, состоящие более чем на 30 % из CaCOз; 2) кремнистые – более чем на 30% из аморфного кремнезема.

Карбонатные планктогенные осадки имеют наибольшее площадное распространение. В Тихом океане они составляют около 36%, в Индийском – около 54 и в Атлантическом – около 68%. По преобладанию захороненных остатков организмов карбонатные осадки подразделяются на фораминиферовые, кокколитофоридовые и птероподовые.

Фораминиферовые осадки состоят из раковин простейших одноклеточных организмов – фораминифер с известковым скелетом или их обломками. Размеры раковин фораминифер от 50 до 1000 мкм.

Кокколитофоридовые осадки образуются за счет скопления пластинок известковых водорослей кокколитофорид микроскопических размеров – от 5 до 50 мкм. В большинстве случаев образуются смешанные кокколитофоридово-фораминиферовые или фораминиферово-кокколитофоридовые осадки с различным соотношением кокколитофорид и фораминифер.

Птероподовые и птероподово-фораминиферовые осадки состоят из остатков пелагических планктонных моллюсков – птеропод, обитающих в теплых тропических и экваториальных водах океанов, Средиземного и Красного морей до глубин первых сотен метров. Раковины птеропод состоят из арагонита (легко растворимой формы $CaCO_3$), вследствие чего при отмирании они не проникают глубже 200-2200 м.

Кремнистые планктогенные осадки - диатомовые и радиоляриевые.

Диатомовые осадки образуются в результате накопления кремнистых панцирей диатомовых водорослей (диатомей), имеющих наибольшее развитие в холодных, приполярных областях. Диатомовые осадки образуют огромный непрерывный пояс вокруг Антарктиды шириной до 300 и 1200 км. Малые размеры диатомей и их разрушение определяют гранулометрический состав. Это

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

обычно алевритоглинистые и глинистые илы. В Северном полушарии диатомовые осадки не образуют сплошного пояса, а выражены лишь в виде отдельных ареалов в северной части Тихого океана, обычно с меньшим содержанием SiO_2, которое только в пределах Охотского моря достигает 50 %.

Радиоляриевые осадки состоят из простейших планктонных организмов - радиолярий, скелетные части которых построены из кремнезема. Местами совместно с радиоляриями наблюдаются остатки теплолюбивых диатомей. Такие кремнистые осадки называются *радиоляриево-диатомовыми* или *диатомово-радиоляриевыми* (в зависимости от соотношения). В большинстве случаев это слабо кремнистые осадки, в которых содержание аморфного кремнезема редко превышает 30 %. Они образуют отдельные ареалы в зоне экваториальной дивергенции в Индийском и Тихом океанах, отличающейся высокими биомассами фито- и зоопланктона. По гранулометрическому составу (в зависимости от степени сохранности скелетов радиолярий и панцирей диатомей) - это алевритопелитовые или пелитовые илы.

К *бентогенным осадкам* относятся органогенные рифы, обобщенно называемые, образующимися за счет кораллов и водорослей, извлекающих из морской воды $CaCO_3$ для построения своих скелетных частей. Фактически это кораллово-водорослевые рифы, в биоценоз которых входят также различные моллюски, бентосные фораминиферы, иглокожие. На первом месте стоят известковые водоросли (30-50%), на втором - рифовые кораллы (10-30%), далее - различные моллюски (10-20%) и на четвертом-фораминиферы (1-10%). Современные коралловые рифы распространены исключительно в тропических и субтропических водах Тихого и Индийского океанов, в Карибском море. Критическими температурами, при которых кораллы не развиваются, являются, с одной стороны, 18-19°, с другой - 34-35°С. Наилучшие условия для развития биоценоза коралловых рифов наблюдаются при среднегодовой температуре воды 23-25°С. Нижний предел глубины для рифообразующих организмов от 50-60 до 70-80 м. Максимальная биомасса сосредоточена в поверхностных слоях воды на глубине от 10 до 15 м, особенно это касается водорослей, для фотосинтеза которых требуется много света. Для развития коралловых рифов важны также прозрачность морской воды, насыщенной кислородом и известью, и нормальная или близкая к нормальной соленость (30-38).

Типы рифов. Выделяется несколько типов коралловых рифов.

Окаймляющие, или *береговые рифы,* которые формируются у берега и часто бывают соединены с сушей материков или островов.

Барьерные рифы отделенные от коренного берега материка или острова коралловыми лагунами. Мощность такого рифа может существенно превышать мощность окаймляющих рифов. Это связано главным образом с тектоническим прогибанием территории при условии успевающего за ним процесса роста коралловых построек. Ярким примером является так называемый Большой Барьерный риф, протягивающийся вдоль северо-восточного берега Австралии

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

почти на 2 тыс. км при средней ширине 150 км и мощности (по данным бурения) до 150 м. Он отделяется от материка лагуной относительно небольшой глубины, в пределах которой формируются *внутрилагунные береговые барьерные рифы*. В тропическом поясе юго-западной части Тихого океана многие вулканические острова полностью или частично окаймлены барьерными рифами, отделенными от островов лагунами.

Атоллы, к которым относятся кольцеобразные коралловые рифы, имеющие наибольшее распространение в Тихом и Индийском океанах. По данным Ч.Дарвина, подтвержденным последующими исследованиями, большинство атоллов можно считать разновидностью кольцевых барьерных рифов, в которых острова в результате медленных тектонических движений опустились и на их месте образовались лагуны, соединяющиеся с открытым морем узким каналом (рис. 8.2).

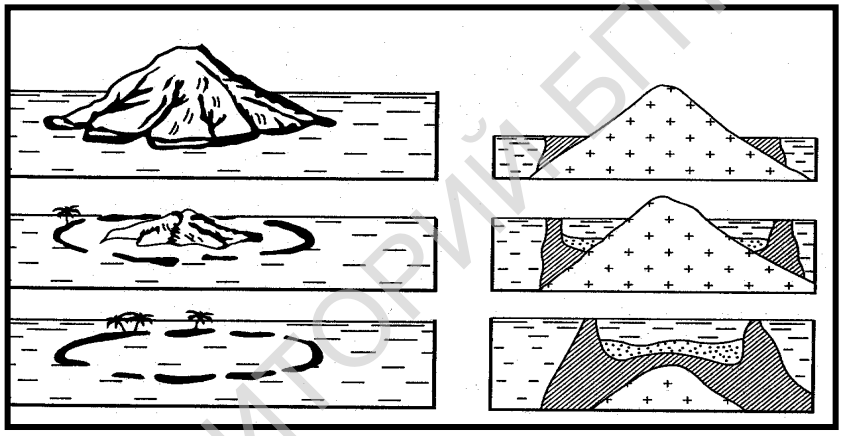


Рис. 8.2. Образование атолла по мере погружения острова (по Ч. Дарвину)

В океанах и морях местами развиты осадки с раковинами моллюсков – *ракушечники (ракушняки),* представляющие собой скопления целых или раздробленных раковин моллюсков и других организмов с карбонатным скелетом. Их гранулометрический состав зависит от размеров раковин и степени их сохранности. Наибольшее развитие карбонатные ракушечные осадки имеют в пределах шельфовых зон аридных областей.

Полигенные осадки. К ним относится «красная» глубоководная глина коричневого цвета различных оттенков, занимающая свыше 35-50 % площади дна Тихого океана и приблизительно около 25-30% – Атлантического и Индийского. Она состоит из наиболее тонких частиц. Распространение типичных красных глин приурочено к наиболее глубоким частям океана ниже критической глубины карбонатного осадконакопления и к удаленным от континента частям океана. Содержание в них $CaCO_3$ обычно меньше 1%. Также невелико в них количество биогенного кремнистого материала.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Вулканогенные осадки состоят из вулканогенного материала, встречаются в виде широких ареалов вокруг островных и подводных вулканов, расположение которых определяется тектонической активностью территорий. Наибольшее значение в вулканогенном осадкообразовании имеет пирокластический материал (пепел и другие). Местами глубоководные илы состоят из тончайшего пеплового материала.

Хемогенные осадки образуются в различных зонах. Оолитовые хемогенные карбонатные осадки образуются только в аридных зонах при температуре вод от 25 до 30°С при значительном пересыщении $CaCO_3$ и в условиях мелководья до глубин не более 20 м. В этой среде обильная растительность поглощает большое количество углекислого газа, что нарушает карбонатное равновесие, вызывает пересыщенность воды CaCOз и его выпадение. Карбонат кальция выпадает в виде мелких концентрического строения шариков размером до 2 мм, называемых *оолитами* (греч. «оо» – яйцо, «литос» – камень). Оолитовые осадки встречаются на Большой Багамской банке, у берегов Флориды, у берегов Каспия, в Аральском и Красном морях, в Персидском заливе и в других мелководных частях морей аридных зон, где невелико поступление терригенного материала.

Фосфориты образуются в виде конкреций на глубинах в зоне шельфа и прилежащей части континентального склона. У берегов Калифорнии они встречаются близ Сан-Диего на глубинах от 100 до 400 м, а близ южной оконечности Африки - на глубинах более 1000 м. Наиболее благоприятны условия для образования фосфоритов в зонах дивергенции и подъема глубинных вод, обогащенных фосфором. Не исключается возможность образования их и в стадию диагенеза, путем сложного замещения (метасоматоза) $CaCO_3$ фосфорными соединениями.

К *глауконитовым осадкам* относятся зеленые мелко-, тонкопесчаные, местами песчано-алевритовые осадки со значительным содержанием минерала глауконита (водного алюмосиликата) оливково-зеленого цвета. Наибольшее количество глауконитовых песков и илов встречается на шельфах и в верхней части континентального склона, на глубинах от 100 до 500-1000 м (местами до 2000 м). В более глубоководных осадках глауконит встречается в виде незначительной примеси. Глауконит образуется в результате подводного выветривания и разложения на дне моря алюмосиликатных частиц, вулканического стекла или выпадает в морской воде в виде геля из коллоидных растворов, приносимых с суши. К глауконитовым пескам в большинстве случаев приурочены фосфоритовые конкреции, как в современных осадках, так и в более древних отложениях.

Железомарганцевые конкреции распространены главным образом в глубоководных частях океанов, но встречаются местами и в пределах котловин окраинных и внутриконтинентальных морей. Наибольшее их скопление наблюдается в Тихом океане, где встречаются участки дна, на 30-50% покрытые

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

конкрециями. Чаще всего они находятся в областях распространения «красных» глубоководных глин, но встречаются также и в пределах фораминиферовых осадков и др.

Отложения лагун и заливов отличаются специфическими особенностями. Хемогенные осадки засоленных лагун и заливов образуются в аридных областях, где наблюдается интенсивное испарение, приводящее к полному насыщению солями. Типичным примером современной лагуны с соленакоплением служит залив Кара-Богаз-Гол, соленость вод которого почти в 20 раз превышает минерализацию вод Каспийского моря вследствие отсутствия поступления пресной воды.

8.4. Диагенез и последиагенетические изменения осадочных пород

Под *диагенезом* (греч. «диагенезис» – перерождение) понимается изменение осадков, их перерождение и превращение в осадочные горные породы. Осадки Мирового океана образуются в различных климатических и гидродинамических условиях. Первичный рыхлый морской осадок в большинстве случаев представляет многокомпонентную систему, в состав которой могут входить: иловые частицы; химически осажденные соединения; органические вещества; реликтовые (остаточные) воды, заполняющие поры. Кроме того, в определенных условиях возможны примеси пирокластического материала. В целом морской осадок является разнородной смесью реакционноспособных соединений. При этом равновесие отсутствует как между разнородными частицами осадка, так и у частиц осадка с придонными водами океана. Уже в самой начальной стадии существования осадка начинается взаимодействие отдельных его частей друг с другом, с остаточными иловыми водами и средой их накопления.

По данным Н.М. Страхова, в преобразовании осадков в горные породы участвуют следующие факторы:

- высокая влажность осадков, имеющая огромное значение в перераспределении отдельных элементов в осадке и обусловливающая диффузное перемещение вещества в вертикальном и горизонтальном направлениях, что способствует взаимодействию различных составляющих и образованию новых диагенетических минералов;
- наличие многочисленных бактерий, главная масса которых сосредоточена в верхних первых сантиметрах осадков. Бактерии играют различную роль в преобразовании вещества. В одних случаях они разлагают углеводороды и органические соединения, создают новые реактивы и изменяют химизм среды. В результате деятельности различных бактерий происходят сложные процессы – окисление закисных соединений и чаще, наоборот, перевод

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

окисных соединений в закисные. В других случаях бактерии служат главным источником накопления органического вещества в верхней части слоя;

- иловые растворы воды, пропитывающие осадок, существенно отличаются от состава воды океана более высокой минерализацией, уменьшенным содержанием сульфатного иона, присутствием железа, марганца и других элементов. Различие состава иловых растворов и океанской воды вызывает обмен веществ между ними. При большой концентрации ряда веществ в иловых растворах в осадке образуются новые диагенетические минералы;
- органическое вещество, большое скопление которого в осадке вызывает дефицит кислорода, появление углекислого газа и сероводорода, т. е. создает восстановительные условия;
- окислительно-восстановительный потенциал зависит от содержания органического вещества и от гранулометрического состава осадка. В мелководных зонах, где преобладают хорошо водопроницаемые пески с ничтожным содержанием органического вещества, создаются окислительные условия среды, наблюдающиеся и в глубине осадка. В более глубоководных тонких илах, богатых органическим веществом и бактериями, окислительные или нейтральные условия создаются лишь в самой верхней части осадка мощностью около 10-20 см, с которой связано образование гидроксидов железа и марганца, ниже располагается восстановительная зона, где возможно образование серного колчедана (пирита). В результате сложные и длительные процессы диагенеза приводят, в конце концов, к превращению осадков в горные породы.

К главным изменениям осадков при диагенезе могут быть отнесены:

- *обезвоживание и уплотнение,* возникающие под давлением накопившихся новых слоев осадка;
- *цементация,* происходящая из-за наличия различных химических соединений, заполняющих поры и пустоты и цементирующих частицы осадка. Цементирующими веществами чаще всего являются кремнезем, оксиды железа, карбонаты и другие;
- *кристаллизация и перекристаллизация,* особенно проявляющиеся в мелкозернистых и иловых хемогенных и органогенных осадках, состоящих из легко растворимых минералов. Это может приводить к переходу опала в халцедон, а затем кварц. Из аморфных гелей образуются кристаллические формы глинистых и других минералов. Быстрая кристаллизация характерна для органической основы коралловых рифов, преобразующейся в кристаллические известняки;
- *образование конкреций.* В процессе диагенеза формируются различные новообразования, отличающиеся друг от друга по составу и форме нахождения. Некоторые из них бывают рассеяны по всей толще осадка,

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

например глауконит, пирит, сидерит и другие минералы. Но часто новообразования концентрируются вокруг каких-либо центров и образуют конкреции шаровидной, почковидной, вытянутой формы. Размеры их от нескольких миллиметров до больших конкреционных линз, протягивающихся на несколько метров. При значительной концентрации фосфорных, железистых и других конкреций они становятся объектом промышленных разработок.

Всю совокупность сложных процессов образования осадков (седиментогенез) и осадочных горных пород (диагенез) Н.М. Страхов предложил называть *литогенезом* (греч. «литос» – камень), являющимся объектом изучения науки «литология».

К последиагенетическим (постдиагенетическим) изменениям осадочных горных пород относятся: *катагенез* (греч. «ката» – вниз); *метагенез* (греч. «мета» – после); *гипергенез* (выветривание). Одним из важнейших факторов, определяющим последиагенетические изменения горных пород, является различная направленность и характер тектонических движений земной коры.

Под катагенезом понимаются процессы, протекающие при прогибании территории, когда горные породы оказываются погруженными на значительные глубины, где испытывают влияние повышенных давлений и температур, а также минерализованных подземных вод. Чем больше температура и давление вышележащих слоев, тем больше происходят уплотнение и изменение осадочных горных пород. Особенно большое уплотнение наблюдается в глинах. При прогибании до 4,5-5,0 км пористость глин изменяется от 49-50 % (изначальная) до 5% и менее и они превращаются в аргиллиты. Высокие температура и давление, и наличие минерализованных вод способствуют процессам растворения, образованию новых вторичных минералов, частичной перекристаллизации вещества. Существенные преобразования претерпевает органическое вещество.

В условиях катагенеза образуется каменный уголь высокой степени преобразования (углефикации), содержащий до 82-90% углерода и антрацит – свыше 95%. Со средними и поздними стадиями катагенеза Н.Б. Вассоевич и другие исследователи связывают образование нефти и газа за счет планктонных животных и растительных организмов. Некоторые углеводороды в рассеянном виде образуются из органического вещества еще в осадках на дне водоемов при их захоронении и последующем диагенезе. Подтверждаются слова В.И. Вернадского о том, что «нефть зарождается в самом живом веществе».

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Рис. 8.3. Схема преобразования осадочных горных пород (по А.А. Махначу)

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Установлено, что больше всего микронефти находится в горных породах, формировавшихся в восстановительной обстановке и содержащих сапропелевое вещество. Такие породы, обогащенные сапропелевым веществом, называются *нефтематеринскими.* Это преимущественно глинистые и алевритоглинистые породы, местами мергелистые и др. Образование собственно нефти и ее крупных скоплений возможно при значительном тектоническом прогибании земной коры, сопровождающемся накоплением новых мощных осадков, захороняющих прежние. В позднем катагенезе, когда нефтематеринские породы оказываются на глубинах 3-4 км, в условиях повышенных давлений и температур (80-150°) происходят *выжимание и миграция углеводородов* в хорошо проницаемые песчаные или трещиноватые горные породы, называемые *коллекторами* (лат. «коллектор» – собирающий). Такая миграция происходит до встречи с водонепроницаемыми породами, под которыми при благоприятных условиях

накапливается нефть, формируются залежи. Места скопления нефти называются *ловушками.* Они могут возникать при различных условиях залегания горных пород: в свободной части антиклинальных складок, при моноклинальном залегании и др. Углеводородные газы возникают из того же органического вещества, сопутствуя и завершая образование нефти. Они также мигрируют в коллекторе и накапливаются в ловушках.

Под метагенезом понимаются дальнейшие преобразования горных пород, близкие к начальным стадиям метаморфизма. Они протекают, когда горные породы оказываются на большей глубине и при более высоких температурах. В геосинклинальных областях происходит при мощности осадочной толщи свыше 7-8 км, вызывающей высокое давление при температуре 200-300° и наличии минерализованных растворов. В этих условиях протекают процессы растворения, перекристаллизации, взаимодействия циркулирующих растворов и минералов, в результате происходит метасоматоз – процесс замещения одних минералов и горных пород другими. В стадии метагенеза образуются глинистые сланцы, кремнистые сланцы, кварцитовидные песчаники и др.

Здесь рассмотрены диагенез, катагенез и метагенез применительно к морским осадкам, но такие же явления имеют место и в других осадках, оказывающихся в соответствующих условиях.

В заключение следует отметить, что преобразования на стадиях катагенеза и метагенеза не завершаются. Горная порода впоследствии может подвергнуться метаморфизму и магматизму. В свою очередь магма посредством вулканических процессов может оказаться на дневной поверхности и в виде магматической горной породы вновь подвергнуться процессам гипергенеза (рис. 8.3).

8.5. Понятие о фациях

Исходя из рассмотрения генетических типов осадков в океанах, морях, реках и озерах устанавливается определенная закономерность их распределения в зависимости от физико-географических условий – рельефа дна водоемов, подвижности и температуры воды, степени удаленности от континента, характера распределения различных организмов и других факторов. В одно и то же время в разных условиях формируются различные по генезису и составу типы осадков. Так, например, в пределах области шельфа гумидных областей, при значительном поступлении осадочного материала с континента будут откладываться преимущественно терригенные осадки. В то же время в тропических зонах при незначительном поступлении терригенного материала в мелководной области шельфа развиваются коралловые рифы. Одновременно в абиссальной части океана, удаленной от берега, могут накапливаться органогенные (планктогенные) и полигенные осадки.

Изучая осадок, его состав, закономерности площадного развития и включенную в него фауну, можно восстановить условия и время его образования.

РЕПОЗИТОРИЙ ГГТУ

Впервые на это было обращено внимание в первой половине XIX в. швейцарским геологом А.Гресли при изучении Юрских гор Швейцарии, установившим закономерную смену состава отложений одновозрастных горизонтов. Им было введено понятие *фация* (лат. «фациес» – лицо, облик). Под фациями А.Гресли понимал отложения разного состава, имеющие одинаковый возраст и замещающие друг друга по площади (по горизонтали). В настоящее время понятие о фациях пользуется всеобщим признанием. Значительная часть исследователей считают, что фация – это горные породы (осадки), возникшие в определенной физико-географической обстановке и отличающиеся от состава и условий образования смежных одновозрастных пород. В понятии фация учтена взаимосвязь нескольких сторон: литологический состав породы (осадка) и соответствующие ей органические остатки; физико-географическая обстановка седиментации; геологический возраст – принадлежность фации определенному стратиграфическому горизонту.

Фациальный анализ имеет большое значение для изучения ископаемых фаций горных пород, образовавшихся в той или иной физико-географической обстановке в различные этапы геологической истории. За геологическое время обстановка осадконакопления неоднократно менялась, что было связано или с колебаниями уровня Мирового океана или с вертикальными тектоническими движениями земной коры. В этих случаях особенно важно выявление и изучение фациальной изменчивости и зональности одновозрастных отложений для *корреляции* (лат. «корреляцио» – соотношение, взаимосвязь) геологических разрезов, определения бывших палеогеографических условий и обстановок осадконакопления. Корреляция разрезов является основным материалом для составления фациальных профилей и обобщающих карт фаций.

При изучении ископаемых фаций используется *метод актуализма* (лат. «актуалис» – современное, настоящее) как метод познания прошлого путем изучения современных процессов. Указанный принцип был сформулирован английским ученым Ч. Лайелем как «настоящее - ключ к познанию прошлого» и в ряде случаев применяется при геологических исследованиях. Однако по мере накопления новых геологических данных по различным континентам становилось ясным, что не все физико-географические или палеогеографические обстановки могут быть интерпретированы на основании сопоставления с современными процессами. При этом чем древнее изучаемые горные породы, тем больше отклонений и меньше возможность интерпретации их только с точки зрения наших дней. Н. М. Страхов, исходя из представлений «о необратимом и направленном процессе развития Земли», значительно уточнил и углубил метод актуализма применительно к осадочным горным породам, разработав сравнительно-исторический метод, широко используемый в геологических исследованиях.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Глава 9. МАГМАТИЗМ

Магматизм – процесс возникновения расплава, его движения и формирования горных пород из магмы (греч. «магма» – пластичная, тестообразная, вязкая масса). Магматические процессы, происходящие ниже поверхности Земли, связывают с *интрузивным* (лат. «интрузио» – проникаю, внедрять) магматизмом. Крупные интрузивы, застывая на различной глубине, оказывали сильное воздействие на вмещающие породы высокой температурой и горячими газами. Если магматические расплавы вырываются на поверхность, то происходит извержение вулканов, носящие в зависимости от состава магмы спокойный либо катастрофический характер. Такой тип магматизма называют *эффузивным* (лат. «эффузио» – излияние). Магматические горные породы играют огромную роль в строении земной коры. Интрузивные и эффузивные (вулканические) горные породы содержат залежи полезных ископаемых.

9.1. Понятие о магме

Магма представляет собой флюидно-силикатный расплав вещества в верхней мантии или земной коре. Магма возникает при определенных высоких значениях давления и температуры. Магматический расплав состоит из жидкости, газа и твердых кристаллов. При изменении температуры и давления магматический расплав изменяется. Понижение температуры приводит к образованию новых кристаллов минералов. Различают первичные и вторичные магмы. Первичные магмы, возникающие на разных глубинах земной коры и верхней мантии, имеют более или менее однородный состав. По мере движения в верхние этажи земной коры первичные магмы охлаждаются, изменяют свой состав за счет ассимиляции компонентов окружающих пород и превращаются во вторичные. Этот процесс преобразований, сопровождаемый образованием кристаллов минералов, называется *магматической дифференциацией* (рис. 9.1).

Кристаллизация происходит не мгновенно, а в определенной последовательности, обусловленной уменьшением температур. Кристаллы, образующиеся в магме, тяжелее расплава. Поэтому они осаждаются на дно магматического интрузива (плутона). Кристаллы оливина и пироксена в основных силикатных базальтовых магмах образуются и скапливаться в нижних горизонтах магматической камеры раньше всего. Постепенно магматический расплав из однородного базальтового становится расслоенным. Нижняя часть расплава постепенно приобретает ультраосновной состав, более высокая - базальтовый, а самые верхние части, обогащаясь кремнеземом и щелочными металлами, - кислый состав. Так образуются расслоенные интрузивные тела.

Первичная магма состоит из следующих окислов: SiO_2, TiO_2, $A1_2O_3$, Fe_2O_3, FeO, CaO и др. Флюиды представлены CO_2, H_2, H_2O, F_2 и др. Оксид углерода, водород, вода раньше всего отделяются от расплава, способствуя образованию

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

«сухих» магм. «Сухие» расплавы кристаллизуются при высокой температуре – около 1500-1600°С. В то же время природные базальтовые расплавы имеют температуру кристаллизации 1200-1300°С, а более кислые и еще ниже.

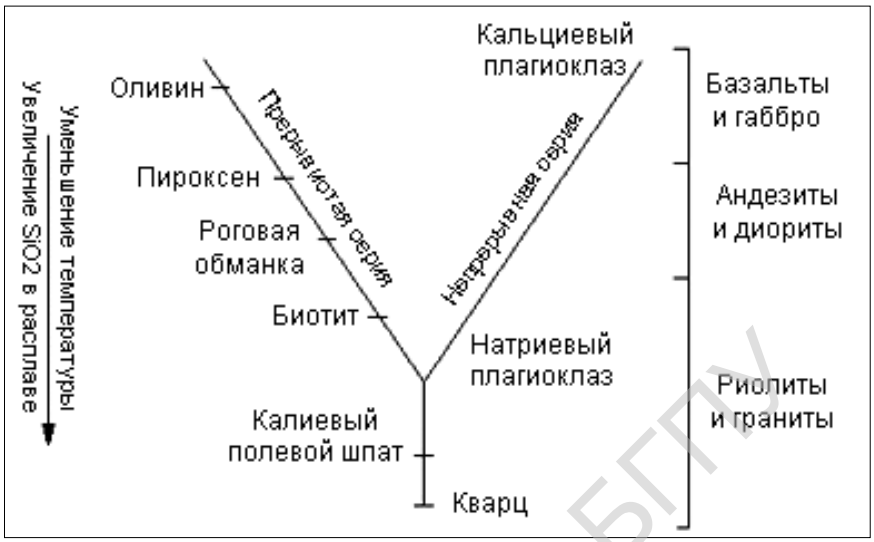


Рис. 9.1. Магматическая дифференциация с образованием новых минералов и горных пород (по Н. Боуэну)

Главный фактор, вызывающий понижение температуры кристаллизации магмы, – это *флюидное давление*. Чем оно выше, тем температура кристаллизации ниже. Повышенное содержание летучих (флюидов) компонентов способствует сохранению расплавов в жидком состоянии до сравнительно низких температур.

Для плавления пород на глубине требуется определенное пространство, так как при этом их объем увеличивается примерно на 10 % по сравнению с объемом в твердом состоянии. Увеличенная в объеме и, следовательно, более легкая магма за счет веса твердых пород вокруг нее и сверху, выжимается вверх по трещинам и ослабленным зонам. Она может, затвердеть при медленном остывании ниже земной поверхности или прорваться наружу в виде вулканических извержений и застыть быстрее.

Если в магме содержится много летучих компонентов, которые могут легко от нее отделиться, то она при подъеме приобретает способность взрываться. Отделение летучих компонентов от магмы, подобно газированным напиткам, разлитым в бутылки при высоком давлении, происходит обычно в верхних горизонтах земной коры или при выходе на поверхность, где давление резко изменяется. Этот процесс можно наблюдать во время извержений вулканов.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

9.2. Интрузивный магматизм

Наблюдения показывают, что большая часть магмы (более 90%) затвердевает под землей и не изливается на поверхность в виде вулканического материала. Процесс внедрения магмы в горные породы называют *интрузиями.* Горные породы, образовавшиеся на глубине в результате охлаждения и кристаллизации магмы, носят название *интрузивных горных пород*.

В зависимости от глубины формирования интрузивные массивы подразделяются на *глубинные,* или *абиссальные* (1,5-100 и более км), *среднеглубинные,* или *гипабиссальные* (до 1,5 км) и *приповерхностные,* или *субвулканические* (глубина до нескольких сотен метров). Глубинные породы, застывающие медленно, обладают *полнокристаллической структурой,* а приповерхностные, в которых падение температуры было быстрым, – *порфировой,* очень похожей на структуру вулканических пород.

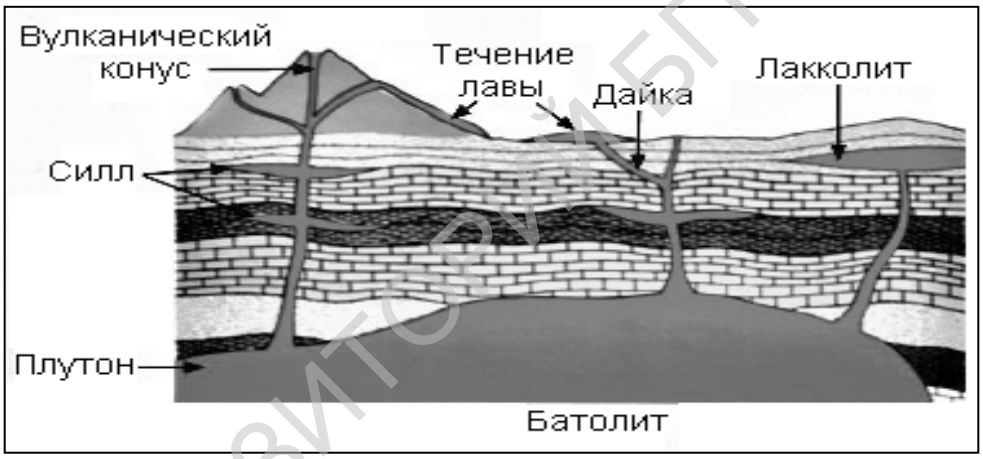


Рис. 9.2. Формы некоторых интрузивных тел

Самые крупные абиссальные интрузивы площадью во многие сотни и даже тысячи км^2 называются *батолитами* (рис. 9.2.). Батолиты приурочены к ядрам современных гор или уцелевших от размыва остатков древних горных систем. Раньше думали, что гигантские интрузивы «уходят» далеко в глубину и не имеют «дна». Однако впоследствии было доказано, что батолиты обладают вертикальной мощностью в первые километры и отнюдь не "бездонны". Занимая огромные площади и объемы, гранитные батолиты образуются в результате магматического замещения вмещающих пород, поэтому внутренняя структура батолитов нередко определяется структурой тех толщ, которые подвергались такому замещению. От батолитов, обладающих неправильной формой, часто отходят более мелкие ветвящиеся интрузивы, использующие ослабленные зоны в раме батолита. Крупнейшие батолиты известны в Андах Южной Америки, где они непрерывно прослеживаются более чем на 1000 км, имея ширину около 100 км; в Северо-Американских Кордильерах длина батолита превышает 2000 км.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Более мелкие интрузивы по отношению к вмещающим породам подразделяются на *несогласные* и *согласные.* Несогласные интрузивные тела пересекают, прорывают пласты вмещающих пород или заполняют трещины и разломы. К ним относятся дайки, магматические жилы, штоки. Согласные интрузивы представлены силами, лополитами, лакколитами, факолитами, хонолитами.

Дайки обладают длиной от десятков метров до сотен километров и шириной от первых десятков сантиметров до 5-10 км. Они внедряются по ослабленным зонам земной коры – трещинам и разломам. Часто они возникают также в процесс гидравлического разрыва, связанного с давлением поднимающегося магматического расплава. Дайки могут быть одиночными либо группироваться в кольцевые или радиальные рои параллельных даек.

Магматические жилы имеют неправильную ветвистую форму и гораздо меньшие размеры, чем дайки.

Штоки представлют собой столбообразные интрузивы, переходящие книзу в батолиты. Штоки занимают площадь 100-150 км^2.

Силлы – пластовые интрузивы, залегающие среди слоев параллельно их напластованию. Они широко распространены в платформенных областях. Часто силы образуют многоэтажные системы плоских линзовидных интрузивов, соединенных узкими и тонкими подводящими каналами. Мощность силлов колеблется от первых десятков сантиметров до сотен метров. Их минеральный состав часто дифференцирован – в подошве скапливаются более тяжелые минералы ранней кристаллизации. Силлы образуются в условиях тектонического растяжения. Общее увеличение мощности слоистых толщ за счет внедрения в них пластовых интрузивов может достигать сотен метров и даже несколько километров. При этом слои вмещающих пород не деформируются, а лишь перемещаются по вертикали.

Лополит – чашеобразный согласный интрузив, залегающий в синклиналях и мульдах. Размеры лополитов в диаметре могут достигать десятков километров, а мощность – многих сотен метров.

Лакколиты имеют вид грибообразных тел, что свидетельствует о сильном гидростатическом давлении магмы, превышающем литостатическое в момент ее внедрения. Обычно лакколиты относятся к неглубоким интрузивам. Многие интрузивные массивы, описываемые как лакколиты, обладают согласными контактами только в верхней, антиклинальной части.

Факолит – линзовидное тело, располагающееся в сводах антиклинальных складок, согласно с вмещающими породами.

Хонолит – интрузив неправильной формы, образовавшийся в наиболее ослабленной зоне вмещающих пород, как бы заполняющий «пустоты» в толще.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

9.3. Вулканизм

Вулканизм – грозное и впечетляющее явление природы. Извержение вулкана происходит, когда жидкий магматический расплав достигает земной поверхности. Характер извержения определяется составом расплава, его температурой, давлением, концентрацией летучих компонентов и другими параметрами. Главной причиной извержения магмы является ее *дегазация.* Газы, заключенные в расплаве, служат тем «движителем», который вызывает извержение. В зависимости от количества газов, их состава и температуры они могут выделяться из магмы относительно спокойно, тогда происходит излияние - *эффузия* лавовых потоков. Когда газы отделяются быстро, происходит мгновенное вскипание расплава и магма разрывается расширяющимися газовыми пузырьками, вызывающими мощное взрывное извержение – *эксплозию.* Если магма вязкая и температура ее невысока, то расплав медленно выжимается, выдавливается на поверхность, происходит *экструзия* магмы. Вулканические продукты при извержениях бывают жидкими, твердыми и газообразными.

Продукты извержения вулканов. **Жидкие** вулканические продукты представлены *лавой,* т.е. магмой, вышедшей на поверхность. Главные свойства лавы – химический состав, вязкость, температура, содержание летучих – определяют характер эффузивных извержений, форму и протяженность лавовых потоков. Шире всего распространены основные - базальтовые лавы. Базальтовые лавы при выходе на поверхность имеют высокую (до 1100-1200°C) температуру и малую вязкость. Такие жидкие, подвижные лавы текут со скоростью до 60 км/ч при небольших уклонах, образуя лавовые "реки". Если рельеф слабо расчлененный, то жидкие базальты образуют обширные покровы. Остывающие базальтовые лавы прекращают течь при температуре около +700°C. На них образуется корка, под которой еще долгое время лава остается раскаленной. Поверхность базальтовых лавовых потоков нередко имеет вид толстых канатов, причудливо изгибающихся. Такие лавы называются *канатными* или *пахоэхоэ.* Для более вязких лав характерна глыбовая поверхность, называемая «*аа-лавой»,* которая состоит из остроугольных, часто с шипами и отростками обломков, являющихся раздробленной остывшей коркой. Базальты, изливающиеся на дне морей и океанов, образуют *подушечные,* или *пиллоу-лавы,* размер «подушек» которых достигает первых метров. В разрезе "подушек" отчетливо видны внешняя быстро застывшая стекловатая корка и более раскристаллизованное внутреннее ядро, нередко имеющее радиальную отдельность. Промежутки между лавовыми «подушками» заполнены либо осадочным материалом, либо продуктами разрушения лав - мелкими стекловатыми обломками. Ископаемые пиллоу-лавы являются индикаторами морских обстановок.

Нередко поверхность лавового потока, изливающегося в океане, море, озере или во льдах, очень быстро охлаждается, превращаясь в вулканическое стекло,

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

которое, растрескиваясь в воде, образует массу пластинчатых осколков стекла. Подобные потоки называются *гиалокластитами.*

Кислые, вязкие и низкотемпературные лавы образуют сравнительно короткие и мощные потоки. Лавовый поток, быстро остывая с поверхности, покрывается коркой с глыбами. Эта корка, достигая фронтальной части потока, обрушивается вниз, формируя раскаленную осыпь, на которую лавовый поток накатывается, как гусеница трактора. Так образуется *лавобрекчия* в подошве и в кровле потока. Средняя часть лавового потока остывает гораздо медленнее, и в ней, благодаря сокращению объема, возникают трещины растяжения, растущие как от подошвы вверх, так и от кровли вниз. Образуется столбчатая отдельность, всегда располагающаяся перпендикулярно поверхности охлаждения, т.е. рельефу подошвы потока. Расположение столбов позволяет реконструировать древний рельеф, на который изливались лавы.

Твердые и частично жидкие вулканические продукты, имеющие различную форму и размеры, образуются во время эксплозивных – взрывных извержений. В зависимости от силы газовых взрывов и состояния вулканического материала – жидкого или твердого – происходит либо разбрызгивание расплава, либо его разрыв и распыление на значительном пространстве от вулкана.

При слабых взрывах расплескиваемая лава образует по краям кратера скопления спекшихся «лепешек» и «капель» лавы и такие конусы называются *капельными,* а породы – *агглютинатами.*

При сильных взрывах раскаленные, еще жидкие лавы выбрасываются в воздух на десятки и сотни метров. Закручиваясь в воздухе и остывая, они падают на склоны вулкана, обладая грушевидной или крученой формой, и при размерах более 5 сантиметров называются *вулканическими бомбами.* Скопление вулканических бомб обычно называют *агломератом.*

Если выброшенный вулканический материал имеет размерность 5,0-1,0 см, то он называется *лапиллями* (от итал. «лапилли» – шарик). Более мелкий материал – *вулканический песок,* самый мелкий – *вулканический пепел* или *вулканическая пыль.* Вулканический пепел разносится на тысячи километров. Известно, что при грандиозном взрыве вулкана Кракатау в 1883 г. тончайшая пыль обошла в верхних слоях атмосферы весь земной шар, вызвав образование серебристых облаков.

Мелкообломочные вулканические породы, размер обломков которых колеблется от 1-2 до долей мм, носят название *вулканические туфы.* А для всех рыхлых продуктов вулканических извержений используется термин *тефра.*

Газообразные продукты или летучие играют решающую роль при вулканических извержениях. В составе вулканических газов преобладают водяной пар и углекислый газ (CO_2). Вместе с ними встречаются оксид углерода (CO), азот (N_2) и другие. Состав газов и их концентрация очень сильно меняются от места к месту и во времени, зависят они и от температуры и в самом общем виде от степени дегазации мантии, т.е. от типа земной коры.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

9.4. Типы вулканических построек

Вулканы по типу вулканических построек подразделяются на *линейные* и *центральные.*

Линейные вулканы, т.е. вулканы, приуроченные к линейным тектоническим нарушениям (тектоническим разломам) в земной коре, обладают многочисленными подводящими каналами из глубоких разломов земной коры. Из них изливается жидкая базальтовая магма, которая, растекаясь в стороны, образует крупные *лавовые покровы.* Когда изливается кислая магма, то образуются линейные *экструзивные валы* и массивы, сложенные выжатой лавой. При взрывных извержениях, возникают эксплозивные рвы и борозды протяженностью в десятки километров.

Вулканы центрального типа имеют центральный подводящий трубообразный канал, или *жерло,* ведущее к поверхности от магматического очага. Жерло оканчивается расширением, называемым *кратером*, который по мере роста вулканической постройки перемещается вверх. У вулкана центрального типа кроме главного кратера могут быть и побочные, или паразитические, кратеры, расположенные на его склонах и приуроченные к кольцевым или радиальным трещинам. В кратерах могут скапливаться озера жидкой лавы. Когда лава обладает высокой вязкостью, в кратерах растут купола выжимания, закупоривающие жерла, подобно «пробке». Впоследствии, под давлением газов эту «пробку» вышибает из жерла.

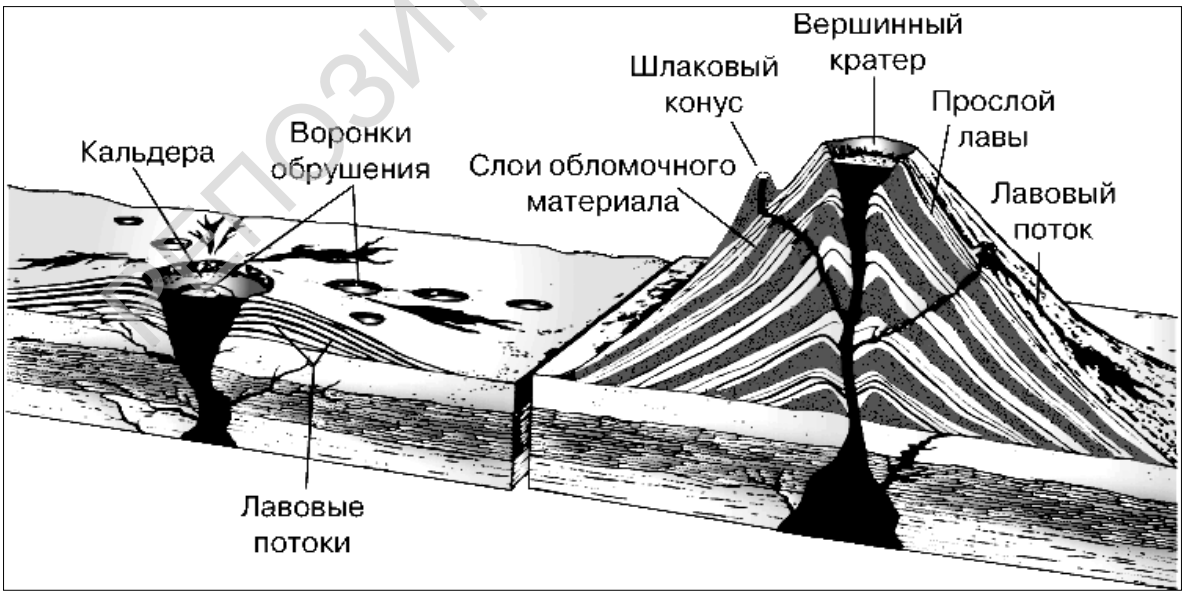


Рис. 9.3. Щитовой вулкан (*слева*) и конус стратовулкана (*справа*)

Форма вулканов центрального типа зависит от состава и вязкости магмы. Горячие и легкоподвижные базальтовые магмы создают обширные и плоские

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

щитовые вулканы, как, например, Мауна-Лоа на Гавайских островах. Если вулкан периодически извергает то лаву, то пирокластические продукты, возникает конусовидная слоистая постройка, называемая *стратовулканом* (рис. 9.3.). У такого стратовулкана крутые склоны, покрытые глубокими радиальными оврагами – *барранкосами.*

Различают *моногенные* и *полигенные* вулканы. Моногенные вулканы возникли в результате одноактного извержения, полигенные - многократных извержений.

В случае чисто газовых взрывов, формируются глубокие воронки - *маары*, впоследствии заполняющиеся водой. В жерлах взрывных вулканов может вообще не содержаться вулканического материала.

Отрицательные формы рельефа, связанные с вулканами центрального типа, представлены *кальдерами* – крупными провалами округлой формы, диаметром в несколько километров. Различают кальдеры, обусловленные мощными эксплозивными извержениями и кальдеры, возникновение которых связано с просадками под действием веса извергнувшегося вулканического материала и дефицита давления в магматическом очаге. Такие структуры называются *вулканотектоническими впадинами, депрессиями, грабенами*. Они могут иметь различную форму, диаметр в десятки километров и глубину до 1-3 км.

9.5. Типы вулканических извержений

Вулканические извержения делятся на типы в зависимости от химического состава магмы, ее газонасыщенностьи, температуры, вязкости, характера вулканических продуктов и формы вулканических построек.

Гавайский тип извержений характеризуется выбросами жидкой, высокоподвижной базальтовой лавы, формирующей огромные плоские *щитовые вулканы.* Пирокластический материал практически отсутствует, часто образуются лавовые озера, которые, фонтанируя на высоту в сотни метров, выбрасывают жидкие куски лавы типа «лепешек», создающие валы и конусы разбрызгивания. Лавовые потоки небольшой мощности растекаются на десятки километров.

Стромболианский тип (от вулкана Стромболи на Липарских островах к северу от Сицилии) извержений связан с более вязкой основной лавой, которая выбрасывается разными по силе взрывами из жерла, образуя сравнительно короткие и более мощные потоки. При взрывах формируются *шлаковые конусы* и шлейфы из вулканических бомб.

Плинианский тип (вулканический, везувианский) извержений получил свое название по имени римского ученого Плиния Старшего, погибшего при извержении Везувия в 79 г.н.э., уничтожившего три больших города – Геркуланум, Стабию и Помпею. Особенностью извержений этого типа являются мощные, внезапные взрывы, сопровождающиеся выбросами огромного количества тефры, образующей пепловые и пемзовые потоки. Именно под

РЕПОЗИТОРИЙ ВГТУ

высокотемпературной тефрой были погребены города Помпея и Стабия, а Геркуланум завален грязекаменными потоками – *лахарами.* В результате мощных взрывов магматическая камера опустела, вершинная часть Везувия обрушилась и образовалась кальдера, в которой через сто лет вырос новый вулканический конус – современный Везувий. Плинианские извержения весьма опасны и происходят внезапно, часто без предварительной подготовки. К этому же типу относится грандиозный взрыв в 1883 г. вулкана Кракатау в Зондском проливе между о-вами Суматра и Ява, звук, от которого был слышен на расстоянии до 5000 км, а вулканический пепел достиг почти стокилометровой высоты. Извержение сопровождалось возникновением огромных (25-40 м) волн в океане - *цунами,* в которых в прибрежных районах погибло около 40 000 человек. На месте группы островов Кракатау образовалась гигантская кальдера.

Пелейский тип извержений характеризуется образованием грандиозных раскаленных лавин или палящих туч, а также ростом экструзивных куполов чрезвычайно вязкой лавы. Свое название этот тип получил от вулкана Мон-Пеле на острове Мартиника в группе Малых Антильских островов, где 8 мая 1902 г. взрывом была уничтожена вершина дремавшего до этого вулкана и вырвавшаяся из жерла тяжелая раскаленная туча гигантских размеров в мгновение ока уничтожила город Сен-Пьер с 40 000 жителей. Палящая туча состояла из взвеси в горячем воздухе раскаленных обломков пепла, пемзы, кристаллов, вулканических пород. Обладая высокой плотностью, эта масса, как лавина, с огромной скоростью устремилась вниз по склону вулкана. После извержения из жерла начала выдвигаться экструзивная «игла» вязкой магмы, которая, достигнув высоты в 300 м, скоро разрушилась.

Газовый тип извержений, при котором выбрасываются в воздух лишь обломки уже твердых, более древних пород, обусловлен либо магматическими газами, либо связан с перегретыми грунтовыми водами.

При *извержениях пепловых потоков* на поверхность поступает магматический расплав, который, вскипая, подобно молоку, разрывается и раскаленные лапилли пемзы, обломочки стекла, минералов, окруженные раскаленной газовой оболочкой, с огромной скоростью движутся по минимальным уклонам.

Извержения в мелководных океанах и морях отличает образование огромного количества пара, возникающего от соприкосновения горячей магмы с водой. Такие извержения называются *гидроэксплозивными.*

9.6. Поствулканические явления

При затухании вулканической деятельности длительное время наблюдается ряд характерных *поствулканических* явлений, указывающих на активные процессы, продолжающиеся в глубине. К их числу относятся выделение газов (фумаролы), термы, гейзеры.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Фумаролами (от лат. «фумо» – дым) называют выходы вулканических газов на поверхность. Фумарольные газы связаны как с первичными эманациями из магматического расплава, так и с нагреванием грунтовых вод и превращением их в пар. Фумаролы подразделяются на сухие высокотемпературные, кислые, щелочно-нашатырные, сернистые, или сероводородные *(сольфатары,* итал. «сульфур» – сера), углекислые *(мофеты,* от итал. «мофетта» – место зловонных испарений). Очень часто фумаролы приурочены к радиальным и кольцевым трещинам на вулканах. Знаменитые фумаролы вулкана Сольфатара около Неаполя действуют уже тысячи лет без изменения. Мофеты, располагающиеся в котловинах, опасны для жизни, так как, углекислый газ, будучи тяжелее воздуха, скапливается в их придонной части, что служит причиной гибели людей и животных.

Горячие источники, или *термы,* широко распространены в областях современного вулканизма. Но не все термы связаны с вулканами. Часть из них относится к выходам горячих атмосферных вод в районах с повышенным геотермическим градиентом. Горячие источники подобного типа обладают изменчивым составом воды и разной температурой, поскольку грунтовые воды смешиваются в разной пропорции с вулканическими газами и по-разному реагируют с вмещающими породами, через которые они просачиваются на глубину.

Рис. 9.4. Гейзеры Исландии

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Гейзеры – это периодически действующие пароводяные фонтаны (рис. 9.4). Свою известность и название они получили от Великого Гейзера в Исландии, струя которого 200 лет назад била вверх на 60 м каждые полчаса. Помимо Исландии гейзеры известны в Иеллоустонском парке США, в Новой Зеландии, на Камчатке. Высота фонтана у гейзеров, так же как и температура воды (от +75 до +100°C) на выходе сильно различается. Гейзеры обычно имеют короткую жизнь. Фонтан перестает функционировать за счет обвалов стенок канала, понижения уровня грунтовых вод и т. д. Большое количество растворенных веществ в горячей воде гейзеров откладывается вокруг их устья, образуя скопления *гейзеритов. У* гейзера имеется округлое отверстие, или грифон. На глубине это отверстие заполнено перегретой водой. Температура воды в верхней части не достигает точки кипения, в то время как на глубине она значительно выше. В определенный момент на глубине начинается интенсивное парообразование, в результате колонна воды в грифоне приподнимается и гейзер начинает функционировать. После извержения канал постепенно заполняется водой. На некоторое время устанавливается равновесие, нарушение которого приводит к новому пароводяному извержению.

Геотермальная энергия, сосредоточенная главным образом в вулканических зонах, – это важная сторона использования вулканического тепла. Электростанции, работающие на естественном перегретом паре, действуют в Исландии, России, Италии и Новой Зеландии и других странах. Сочетание благоприятных для выработки электроэнергии условий – высокое давление пара, температура выше точки кипения воды, большой ее приток – встречается не так уж редко. Проблемы возникают и из-за очень быстрой коррозии металлических труб агрессивными горячими водами, которые к тому же откладывают на стенках труб карбонат кальция и кремнезем, закупоривая их. Горячие воды используются для обогрева жилищ, парников и теплиц.

9.7. Географическое распространение современных вулканов

За исторический период (3000 лет) на земном шаре зафиксировано около тысячи действующих вулканов. На поверхности Земли вулканы распределены неравномерно. Большинство их приурочено к побережьям океанов, островным дугам, окаймляющим океаны, и океаническим островам. Внутри материков действующие вулканы встречаются редко.

Самое большое количество вулканов находится по периферии Тихого океана, образуя так называемое «огненное кольцо», или Круго-Тихоокеанский пояс (рис. 9.5). Это, прежде всего, островные дуги и Севере- и Южно-Американские Кордильеры, структуры, отделенные от океана глубоководными желобами. Во всех этих местах от желобов в сторону континентов прослеживаются наклонные зоны, в пределах которых расположены очаги многочисленных землетрясений, достигающие глубин в 600-700 км. Такие зоны

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

называются *сейсмофокальными* и носят имя *Беньофа,* внесшего большой вклад в их выделение, хотя открыты они были еще в 20-х годах нашего века японским ученым Вадати. Несомненна причинная связь активных сейсмофокальных зон и действующих вулканов. Согласно теории литосферных плит, активные континентальные окраины, включающие островные дуги, – это место столкновения океанской и континентальной литосферных плит или *зона субдукции.* Взаимодействие литосферных плит в этой зоне приводит к землетрясениям и вулканизму.

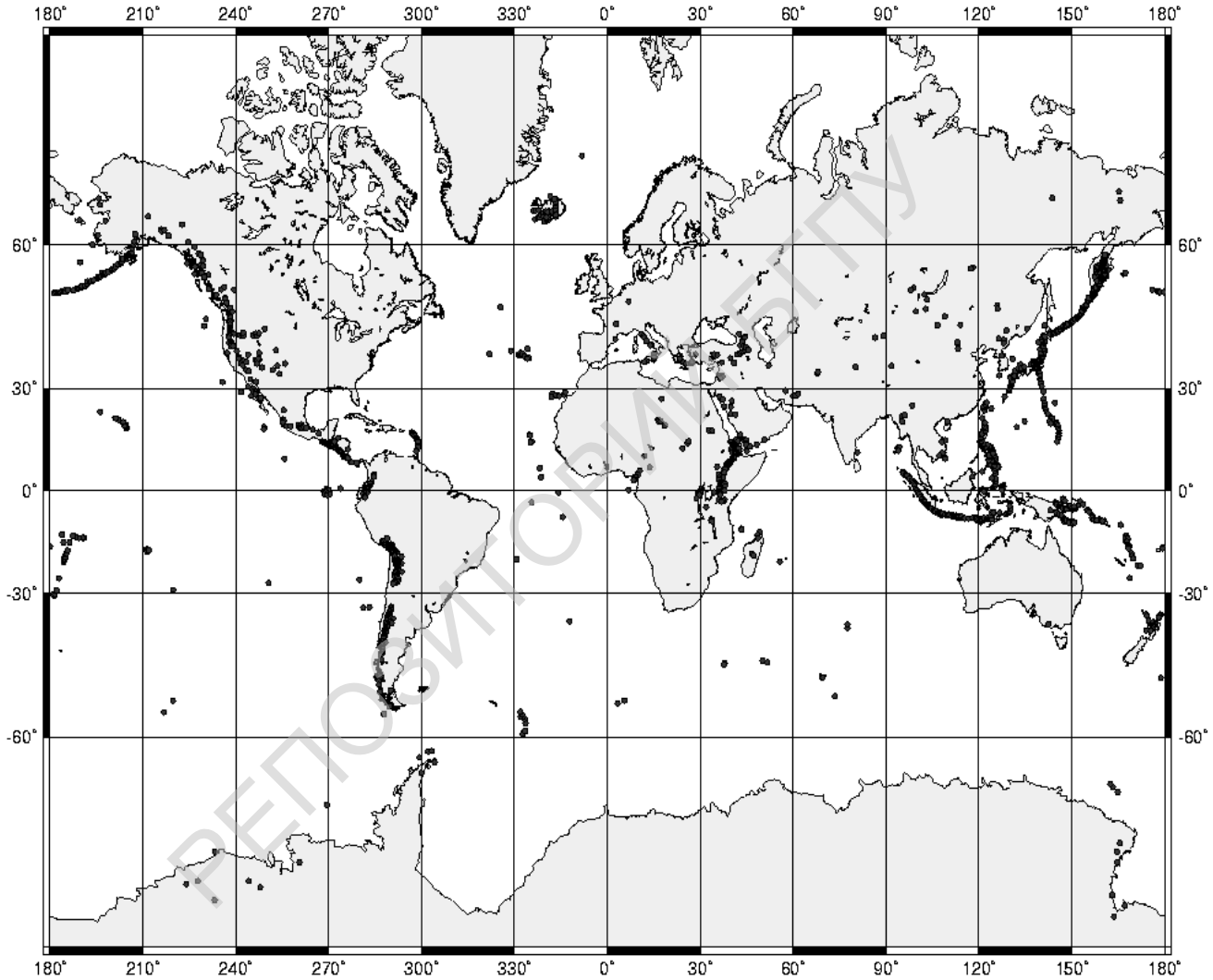


Рис. 9.5. Действующие вулканы Земли

Второй тип областей, в которых известны активные вулканы, – это Средиземноморско-Индонезийский пояс. Он тянется почти параллельно экватору. Большинство вулканов этого пояса сосредоточено в районе островов Индонезии и на островах Средиземного моря. Средиземноморско-Индонезийский пояс вулканов совпадает с одним из самых активных в кайнозойскую эру поясов Земли. Этот пояс в настоящее время находится преимущественно на

РЕПОЗИТОРИЙ БГТУ

заключительной стадии развития, когда образуются крупные горные хребты. Но на отдельных его участках — в западном и восточном Средиземноморье, в Малайском (Индонезийском) архипелаге и некоторых других — сохранились активные сейсмофокальные зоны, с которыми и связаны вулканы, главным образом пирокластовой категории в западной части (Везувий, Этна и др.) и эксплозивной — в восточной части (Кракатау, Тамбора и др.).

Третий тип областей современного активного вулканизма – Атлантический пояс – это океанические рифтовые зоны, располагающиеся в осевой части срединно-океанских хребтов Атлантического океана это вулканы Исландии, Азорских островов, Тристан-да-Кунья, Ян-Майен. В пределах срединного хребта Тихого океана действующих вулканов мало.

Четвертый тип связан с континентальными рифтами Африки – Восточно-Африканский пояс. Среди них такие известные вулканы, как Килиманджаро, извергающий высокощелочную магму.

9.8. Практическое значение изучения вулканизма

Процессы вулканизма играют двоякую роль в жизни людей: с одной стороны, они причина бедствий, а с другой — поставляют человечеству полезные ископаемые и тепловую энергию.

Жертвы при катастрофических извержениях бывают большими. Считается, что за последние 500 лет от вулканических извержений погибло около 240 тыс. человек. В настоящее время изыскиваются средства защиты людей от вулканических извержений. Например, разрабатываются проекты ослабления силы извержения путем постепенного вывода части газов из вулканического канала через буровые скважины.

Полезная деятельность вулканов разнообразна. Суммируем ее:

- Вулканический пепел способствует созданию высокоплодородных почв.
- Вулканические районы обладают огромными запасами тепловой энергии, которые можно использовать.
- Из вулканов вместе с газами, фумарольными струями, гидротермами выносится большое количество полезных ископаемых. Хотя, эти богатства распылены, но, выпадая на поверхность земли и океана, они обогащают осадочные породы и воду.
- Вулканические горные породы часто являются полезными ископаемыми и используются как строительный материал.

Вулканогенные горные породы широко распространены в земной коре. На территории Беларуси вулканогенные породы залегают на юго-западе в вендском комплексе верхнего протерозоя и на юго-востоке в верхнедевонских отложениях палеозоя.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Глава 10. МЕТАМОРФИЗМ

Метаморфизм (греч. «метаморфо» – преобразуюсь, превращаюсь) – это изменение и преобразование горных пород под влиянием различных эндогенных геологических процессов, главным образом температуры, давления и глубинных флюидов. Метаморфические преобразования в горных породах происходят при их перекристаллизации в твердом состоянии. Метаморфизму могут подвергаться горные породы любого происхождения: осадочные, магматические и ранее существовавшие метаморфические. Степень изменения первичных горных пород (степень метаморфизма) может быть различной – от незначительных преобразований до полного изменения химического состава и облика пород. Усиление степени метаморфизма, т.е. увеличение температуры, давления и концентрации флюидов, приводит к изменению или распаду неустойчивых минералов на более устойчивые ассоциации. При изучении метаморфических пород необходимо восстановить их первичную природу и условия образования, а также дать реконструкцию обстановки метаморфизма – давление, температуру и роль летучих компонентов. Метаморфизму подвергнуты наиболее глубоко залегающие горные породы архейского и протерозойского возраста, слагающие главным образом фундамент древних платформ. В результате тектонического поднятия и размыва эти породы могут оказаться вблизи или на земной поверхности. При перекристаллизации (бластезе) горных пород возникают структуры, называемые кристаллобластическими или порфиробластическими, когда выделяются крупные минералы на мелкозернистом фоне. Текстуры метаморфических пород чаще становятся ориентированными, связанными с действием давления, при котором плоские и вытянутые минералы ориентируются в пределах какой-либо плоскости. Реже минералы в породах распределены неравномерно и тогда преобладают пятнистые, массивные и другие текстуры.

С метаморфическими горными породами связаны важные в практическом отношении месторождения, содержащие железные руды, графит, золото, уран, медь, кварциты, мраморы.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

10.1. Факторы метаморфизма

Главными причинами, или факторами метаморфизма горных пород, являются температура, давление и химически активные вещества – растворы и летучие соединения.

Температура. Метаморфические преобразования начинаются при температуре выше 300°C, а прекращаются, когда температура достигает точки плавления развитых в данном месте горных пород. Источниками тепла в земной коре являются: распад радиоактивных элементов, магматические расплавы, которые, остывая, отдают тепло окружающим горным породам, горячие глубинные флюиды, тектонические процессы и ряд других факторов. При

погружении горных пород на большие глубины возрастание температуры горных пород обеспечивается благодаря геотермическому градиенту, т.е. количеству градусов на 1 км глубины. Геотермический градиент меняется от места к месту на земном шаре. В пределах устойчивых, жестких структур земной коры, например на щитах древних платформ, геотермический градиент не превышает 6-10° С на 1 км глубины, в то время как в молодых растущих горных сооружениях может достигать почти 100° С на 1 км глубины. Температура резко ускоряет протекание химических реакций, способствует перекристаллизации вещества, сильно влияет на процессы минералообразования. Возрастание температуры приводит к обезвоживанию (дегидратации) минералов, формированию более высокотемпературных минеральных ассоциаций, лишенных воды, декарбонатизации известняков.

Давление подразделяется на всестороннее (литостатическое) и стрессовое или одностороннее. Всестороннее литостатическое давление является функцией глубины. Его возрастание связано с погружением горных пород в глубь литосферы. Одновременно оно связано не только с глубиной, но также и с плотностью пород. При геотермическом градиенте в 25 град/км плавление горных пород может начаться на глубине около 20 км. При высоких давлениях горные породы переходят в пластичное состояние. Стрессовое или одностороннее давление связано с тектоническими направленными движениями. Оно лучше всего проявляется в верхней части земной коры складчатых зон и выражается в образовании определенных структурно-текстурных особенностей породы и специфических стресс-минералов, таких, как глаукофан, дистен и др. Стрессовое давление вызывает механические деформации горных пород, их дробление, увеличение растворимости минералов в направлении давления. Пластинчатые минералы располагаются плоскостями спайности перпендикулярно к направлению давления, в результате чего формируются так называемые сланцевые текстуры горных пород.

Флюиды – это сильно нагретые, химически активные вещества: вода, углекислота, водород, соединения хлора, серы и др. В условиях значительных температур и давления флюиды играют роль катализаторов, облегчающих реакции между кристаллами. Флюиды участвуют в образовании новых минералов, входя в их структуру и производя замещение старых минеральных ассоциаций новыми. Если метаморфические преобразования сопровождаются значительным приносом и выносом элементов химических элементов, происходит замещение одних минеральных ассоциаций другими, изменяется химический состав горных пород. Такой метаморфизм называется метасоматическим. Значение флюидов иллюстрируется тем, что в горных породах, лишенных флюидов, даже при наличии высоких давлений и температур метаморфические изменения почти не происходят.

Существенная роль принадлежит *фактору времени*, ибо все это очень длительные процессы, осуществляющиеся в масштабах геологического времени.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

10.2. Основные типы метаморфизма

По преобладающей роли в процессе тех или иных факторов, а также в зависимости от масштабов явлений метаморфизма в пространстве выделяют типы и виды метаморфизма. Основными типами являются региональный и локальный метаморфизм. Региональный метаморфизм может быть низко-, средне- и высокотемпературным. Последний вид обычно называют ультраметаморфизмом. Распространенные виды локального метаморфизма – контактовый, динамометаморфизм, ударный метаморфизм.

Региональный метаморфизм является наиболее распространенным и важным типом метаморфизма, поскольку охватывает огромные площади или целые регионы. Он проявляется в условиях, когда отдельные участки земной коры испытывают длительное прогрессивное погружение, в результате чего горные породы перемещаются из верхних горизонтов земной коры в более глубокие. Обычно прогибание компенсируется осадконаполнением и в качестве главных факторов регионального метаморфизма, таким образом, выступает литостатическое давление и температура, постепенное повышение которой обусловлено геотермическим градиентом; существенную роль также может играть односторонне боковое давление и химически активные вещества.

В зависимости от температурных условий региональный метаморфизм и метаморфические породы подразделяются на три группы, каждая из которых характеризуется вполне определенным набором минералов: низкотемпературная (300-500°C), среднетемпературная (500-650°C) и высокотемпературная (более 650°C). В глубинных зонах нередко создаются экстремальные условия по давлению, температуре и концентрации летучих веществ, при которых важную и активную роль начинают приобретать расплавы. Такие процессы называются *ультраметаморфическими*. Расплавы, возникающие при ультраметаморфизме и имеющие обычно гранитный состав, проникают во вмещающие породы, пронизывают их, образуя своеобразные породы смешанного состава – мигматиты. В строении Балтийского и Украинского щитов мигматиты имеют широкое распространение. Метаморфизм, идущий с возрастанием температуры и приводящий к появлению все более высокотемпературных минеральных ассоциаций, называется прогрессивным, а с понижением - регрессивным.

Контактовый метаморфизм проявляется на контактах магматических расплавов, внедряющихся в земную кору, с вмещающими породами. Вблизи контакта образуется ореол метаморфических пород, который обычно захватывает как окружающее магматическое тело породы, так и краевые части самого магматического тела. Ширина зоны контактового изменения (контактового ореола) может изменяться от сантиметров до первых километров. Основными причинами изменения горных пород в зонах контактов являются температура, возрастающая благодаря тепловому воздействию магматических масс на

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

вмещающие породы, и химически активные газовые и жидкие растворы, выделяемые магматическими расплавами.

Процесс замещения одних минералов другими, протекающий при участии газовых и жидких растворов и сопровождающийся изменением химического состава минеральных образований называется метасоматозом, а разновидность метаморфизма – контактово-метасоматическим. В зависимости от агрегатного состояния растворов различают пневматолитовый и гидротермальный контактово-метасоматический метаморфизм.

Наиболее типичные горные породы, сформировавшиеся в условиях контактового метаморфизма, называются *роговиками.* В процессе метасоматоза образуется характерный силикатный минерал турмалин. Контактово-метасоматические горные породы или скарны представлены силикатами кальция ($CaSiO_3$), а также гранатами. Скарны нередко заключают промышленно важные месторождения магнетитовых железных руд (например, гора Магнитная на Урале), сульфидов меди, свинца, цинка. При высокотемпературном, но кислотном (воздействие кислотных растворов) метасоматозе кварцполевошпатовые породы преобразуются вследствие разложения полевых шпатов на кварц и светлую слюду в *грейзены,* с которыми связаны месторождения, нередко крупные, олова и вольфрама.

Динамометаморфизм (катакластический, дислокационный метаморфизм) проявляется, главным образом, в верхних частях земной коры, в зонах развития тектонических движений дислокационного характера. Часто локализуется вдоль разрывных тектонических нарушений. Таким образом, основной причиной, вызывающей его, является одностороннее давление. При динамометаморфизме изменяются, в основном, структурно-текстурные особенности горных пород. Происходит их дробление (катаклаз), а в более глубоких зонах в связи с повышением температуры механическое разрушение сменяется пластическими деформациями. В породах появляется полосчатость, заключающаяся в чередовании слоев различных по форме зерен и окраске минералов, возникает кристаллизационная сланцеватость. Разная степень раздробленности пород приводит к образованию тектонических брекчий, катаклазитов, милонитов.

Ударный метаморфизм возникает при воздействии на горные породы мощной ударной волны, вызванной падением на Землю крупных метеоритов. При падении метеорита образуется кратер или *астроблема* (греч. «астра» – звезда, «блема» – рана), которая всегда больше, чем упавший метеорит. Большинство кратеров соответствует скорости сближения с поверхностью Земли в 3-4 км/с. При такой скорости удара образуется ударная волна, со скоростью 3-5 км/с, сжимающая горные породы с огромной силой, причем возрастание давления происходит в доли секунды. Естественно, что это мгновенное сжатие вызывает быстрый нагрев пород до +10000°С. Горные породы при этом дробятся, плавятся и испаряются. Вновь образованные при таком мгновенном ударном событии горные породы называются *импактитами* (англ. «импэкт» – удар). Некоторые

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

минералы и горные породы мгновенно плавятся и испаряются или становятся аморфными. Кварц переходит в более плотную модификацию, но состав при этом не меняет. Углерод может переходить в алмаз, оливин и пироксен. Ударный метаморфизм имеет локальное распространение и не выходит за пределы метеоритного кратера. Сейчас на поверхности Земли известно около 200 крупных астроблем, и среди них Логойская астроблема на территории Беларуси.

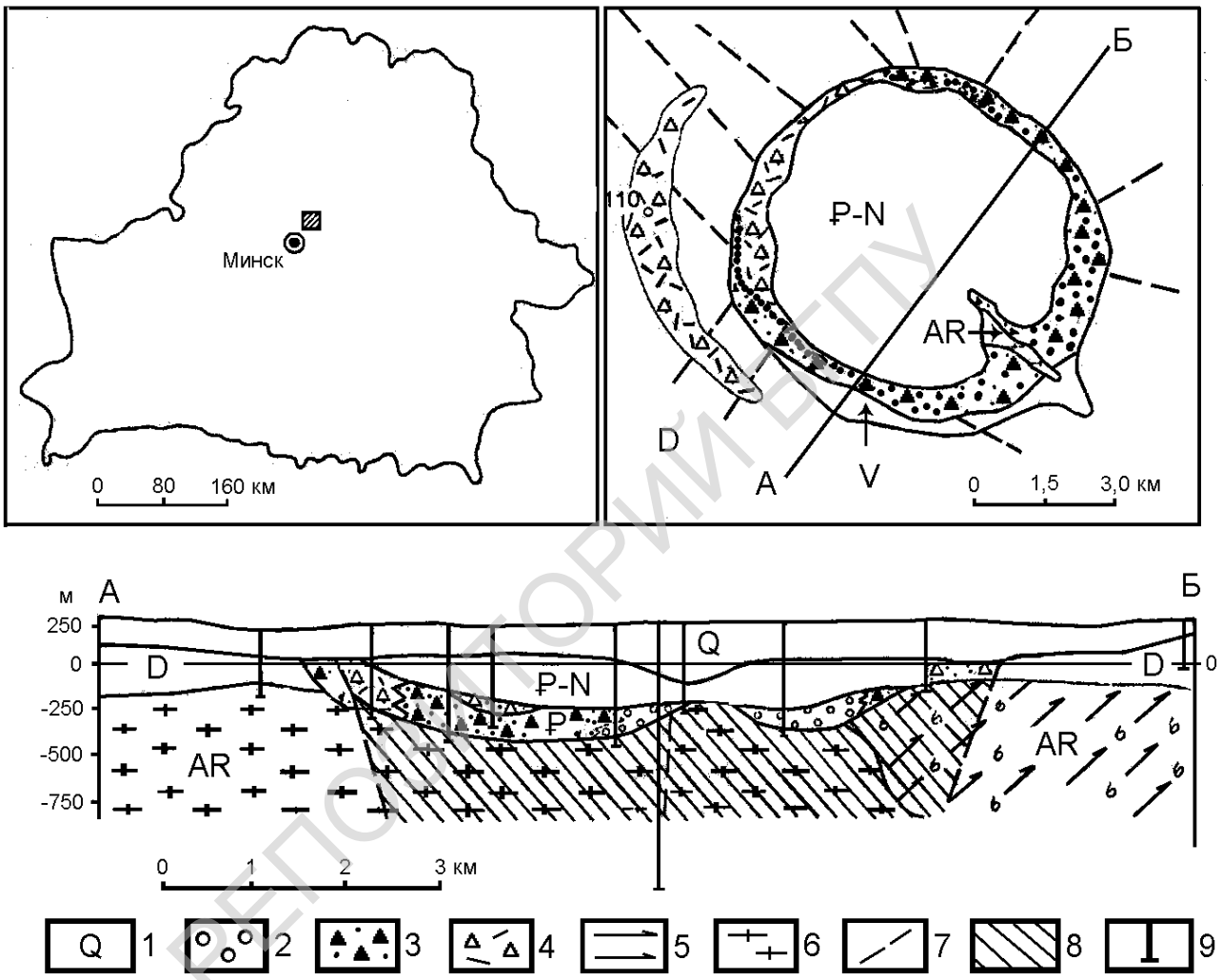


Рис.10.1. Логойский метеоритный кратер (астроблема) в Беларуси (Геология Беларуси, 2001):

1 – индексы, обозначающие возраст горных пород: Q – четвертичных, P – палеоген-неогеновых, N – неогеновых, D – девонских, V – вендских, AR – архейских, 2 – зювиты, 3 – верхнепротерозойские брекчии, 4 – девонские брекчии, 5 – гнейсы, 6 – гранитогнейсы, 7 – разрывные нарушения, 8 – зона вторичной трещиноватости пород, 9 – буровые скважины

10.3. Стадии и фации метаморфизма

Изменения горных пород при региональном метаморфизме находится в прямой зависимости от степени изменения термодинамических условий среды.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Один из главных критериев изменения условий – глубина протекания процесса, поскольку именно она, в основном, определяет давление и температуру. При региональном метаморфизме различают три стадии изменения горных пород.

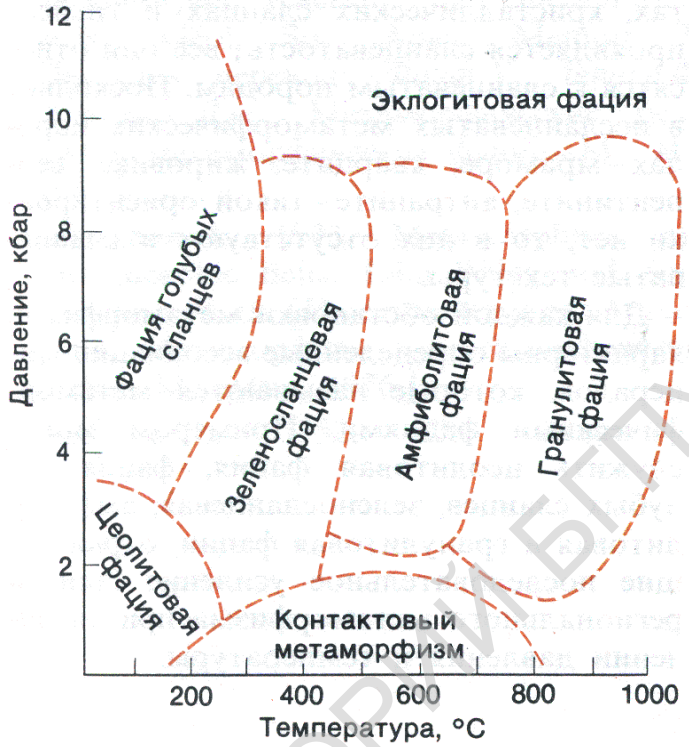


Рис. 10.2. Метоморвические фацмии (Аллисон, Палмер, 1984).
1 кбар = 1000 атм

Стадии низкой степени метаморфизма соответствуют слабые изменения пород, которые проходят при температуре от 300 до 500°С и давлении менее 5000 атм. При этом механические процессы преобладают над химическими и в породах сохраняются водные минералы. На этой стадии глины преобразуются в глинистые сланцы, песчаники – в кварциты, известняки – в мраморы.

Стадия средней степени метаморфизма проявляется при температуре от 500 до 1000°С и давлении от 5000 до 10000 атм. На этой стадии происходит потеря водными минералами химически связанной воды. В результате глинистые и кварцевые породы преобразуются в слюдяные сланцы, кислые породы – в гнейсы, основные – в амфиболиты (роговообманковые сланцы).

Стадия высокой степени метаморфизма происходят при температуре более 1000°С и давлении более 10000 атм. Горные породы в этих условиях приобретают гнейсовую и массивную текстуру: слюдяной сланец преобразуется в гнейс, среднезернистый мрамор – в крупнозернистый, слюдистый кварцит – в кварцитовидный гнейс.

Для характеристики процессов метаморфизма и классификации метаморфических пород используются понятие метаморфические фации. Под

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

метаморфической фацией понимается группа пород разного состава, образовавшихся в сходных термодинамических условиях. В качестве показателей этих условий используют так называемые индекс-минералы, устойчивые в строго определенных условиях температуры и давления.

По наличию минералов-индексов выделены фации в порядке повышение температуры:

- фация зеленых сланцев,
- эпидот-амфиболитовая фация,
- амфиболитовая фация,
- пироксен-роговообманковая фация,
- гранулитовая фация,
- глаукофановая фация,
- эклогитовая фация.

Каждая зона метаморфизма характеризуется наличием определенных минеральных ассоциаций.

10.4. Структуры и текстуры метаморфических горных пород

Когда в породе сохраняется структура и текстура исходной материнской породы, то их называют реликтовыми. В метаморфизованных осадочных породах часто сохраняется реликтовая слоистость. В условиях одностороннего (стрессового) давления создаются благоприятные условия для развития минералов, вытянутых в одном или двух направлениях (призматических, игольчатых и др.), а также для их упорядоченной переориентации в горных породах. В результате образуются следующие основные виды текстур:

- сланцеватая – при однообразной ориентировке пластинчатых или удлиненных зерен;
- полосчатая – при линейном обособлении отдельных минералов или их скоплений;
- плойчатая – минеральные обособления смяты в мелкие складки;
- очковая или линзовидная, образованная линзовидными, параллельно ориентированными скоплениями минералов.

В некоторых контактово-метаморфических породах наблюдаются массивные структуры. Формы залегания метаморфических пород в абсолютном большинстве случаев наследуются от пород исходных. Исключения составляют формы залегания контактово- метаморфических пород, представленных контактовыми ореолами.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Глава 11. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ И ДЕФОРМАЦИИ ГОРНЫХ ПОРОД

Земная кора стремится достичь гидростатического или изостатического (от греч. «isos» – равный и «status» – состояние) равновесия. Однако такое состояние почти никогда не наступает. Земная кора и земная поверхность находится в постоянном, но очень медленном тектоническом движении. Одни ее участки испытывают поднятия, другие медленно опускаются, третьи перемещаются горизонтально. Человек эти движения не ощущает, поскольку они происходят за геологическое время. Исключения составляют подвижки земной коры, связанные с землетрясениями.

Тектонические движения – это механические движения земной коры, вызываемые силами, действующими в земной коре и в мантии Земли. Они приводят к деформации горных пород. Тектонические движения связаны, как правило, с изменением минерального, химического состава горных пород и их внутренней структуры. Они весьма разнообразны по форме проявления, глубине зарождения, по механизму и причинам возникновения. Тектонические движения принято делить на эпейрогенические и орогенические, на вертикальные и горизонтальные. По времени проявления тектонические движения делятся на современные, неотектонические и древние или собственно тектонические. Результатом тектонических движений является изменение рельефа земной поверхности.

11.1. Понятие изостазии

Земной шар как вращающееся тело, состоящее из нескольких слоев, является фигурой почти равновесной. Именно так предполагают законы гидродинамики несмотря на то, что Земля является твердым телом, а не жидким. Тоненькая оболочка земной коры, составляющая по мощности всего лишь 1/160 радиуса Земли представляет собой оболочку, отличающуюся на континентах и в океанах как по своей плотности, так и по мощности. Земная кора почти повсеместно находится в состоянии, близком к полной изостазии, то есть к равновесному состоянию земной коры. Изостазия означает форму реакции литосферы и мантии на изменения поверхностной нагрузки. Когда нагрузка на литосферу меняется в результате изменения массы наземного льда, массы океана, отложения осадков, эрозии или рельефообразования, происходит изостазическое выравнивание по вертикали для уравновешивания новой нагрузки.

В качестве примера изостазии рассмотрим гляцоизостазические вертикальные движения земной коры в областях плейстоценового оледенения (рис 11.1). Движения подобного рода вызываются создаваемой ледниковыми покровами дополнительной нагрузкой (опускания) и её исчезновением при

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

стаивании ледников (поднятия). Гляциоизостатические поднятия особенно интенсивны в недавно освободившихся от материковых льдов областях, например, в Канаде и Скандинавии, где их суммарная амплитуда за послеледниковое время (около 10 тыс. лет) превышает 300 м, а современные скорости местами (шведское побережье Ботнического залива) доходят до 1 м в столетие. Еще в 50-х годах XX века В.К. Гуделис доказал, что вслед за фазами отступания ледника в Прибалтике периферические участки суши, ранее обрамлявшие ледник, поднимались на 7–12 м и эта «волна» воздымания точно соответствовала фазам отступания последнего ледника. Такая картина повсеместно наблюдается на Европейской и Западно-Сибирской равнинах, которые в четвертичное время неоднократно перекрывались мощными ледниками. Гляциоизостатическое опускание резче всего выражено под внутренними частями современных ледниковых щитов Гренландии и Антарктиды, где ложе ледника на значительных площадях прогнуто ниже уровня моря.

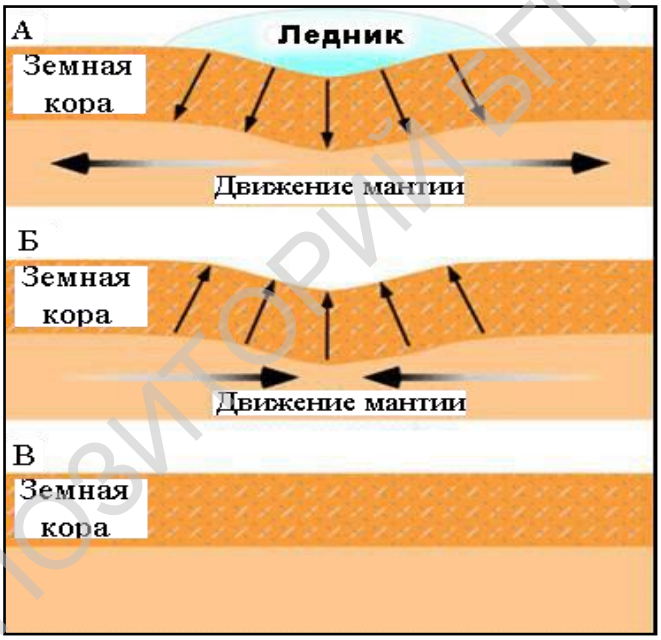


Рис. 11.1. Схема изостазического движения земной коры в областях плейстоценового оледенения

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

11.2. Вертикальные и горизонтальные движения

Изостазические и гляциоизостазические движения являются частным случаем эпейрогенических движений, которые относятся к весьма медленным и продолжительным вертикальным движениям земной коры, связанным как с ее поднятием, так и опусканием. Этот вид тектонического движения относительно равномерно охватывает обширные регионы и оставляет тектонические структуры

без изменения и деформаций. Благодаря эпейрогеническим движениям происходят трансгрессии и регрессии, меняются очертания суши и моря, изменяется состав морских осадков по вертикали, образуется их слоистость, возникают морские и речные террасы и так далее.

Орогенические движения земной коры или орогенез соответствует понятию «горообразование», то есть совокупности тектонических движений и денудационных процессов, приводящих к образованию горных сооружений.

Геофизические и геодезические методы позволяют фиксировать не только вертикальные, но и горизонтальные смещения земной коры. На западе Северной Америки, в Калифорнии расположен сейсмоактивный разлом Сан-Андреас, прослеживающийся более чем на 1000 км при ширине до 20 км. Ввиду частых и сильных землетрясений в этом густо населенном районе США за поведением разломов ведется пристальное наблюдение. Разлом Сан-Андреас представляет собой сложную тектоническую зону, состоящую из многочисленных кулисообразных разрывов, по которым в целом устанавливается горизонтальное смещение со скоростью 30-80 мм/год и даже более.

Примеров современных вертикальных и горизонтальных движений можно привести много (табл.11.1.)

Таблица 11.1

Современные вертикальные и горизонтальные движения, мм/год

Участки земной поверхности	Вертикальные движения		Горизонтальные движения
	Поднятие	Опускание	
Малый Кавказ	8-13,5	-	-
Балтийский щит в Скандинавии	8-10	-	-
Байкальская рифтовая зона	10-20	-	-
Черноморское побережье Кавказа	-	до 12	-
Берег западнее Одессы	-	до 4,3	-
Разлом Сан-Андреас (Калифорния)	-	-	30-80
Сближение Южной Америки с Австралией	-	-	28

Для выявления вертикальных движений используют повторное высокоточное нивелирование вдоль определенных профилей, например, через Большой Кавказ. Такие профили, измерения на которых проводились несколько раз с интервалом в 10-15 лет, дают весьма любопытные материалы о скорости и направленности современных тектонических движений. Измерение горизонтальных движений на небольших площадях производится геодезическим способом повторной триангуляции, а перемещение литосферных плит сейчас надежно установлено с помощью методов космической геодезии, точность которых весьма велика и составляет первые миллиметры на тысячу километров.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

11.3. Неотектонические движения

Неотектонические движения, начавшись около 40 млн. лет назад и продолжающиеся до настоящего времени, привели к созданию современного облика Земли. Для изучения характера неотектонических движений применяют разные методы, фиксирующие в основном геоморфологические особенности и эволюцию рельефа. Неотектонические движения выявляются по изучению речных террас в их продольном и поперечном сечении. Составление продольных профилей по речным долинам – один из главных методов изучения неоген-четвертичных тектонических движений. При поднятии реки врезаются, так как возрастает живая сила потока, при опускании накапливаются аллювиальные отложения, слагающие аккумулятивные террасы.

Форма рельефа морских берегов также указывает на характер движений. Затопление устьев рек и образование эстуариев свидетельствуют о происходящем опускании побережья. Важные сведения о неотектонических движениях дают поверхности выравнивания различного происхождения, абразионные, денудационные, аккумулятивные. Горно-складчатые сооружения чаще всего образуются в виде растущего гигантского свода, осложненного разломами. По мере роста этого свода в спокойные периоды формируются поверхности выравнивания, изучая деформации которых можно выявить историю геоморфологического развития орогена. Возраст поверхностей выравнивания определяется по возрасту слагающих их отложений.

Морфологические методы, базирующиеся на анализе топографических карт, аэро- и космоснимков, дают возможность, выделяя речные долины разного порядка и учитывая глубину их врезания, наклоны поверхностей и т. д., выявить и оконтурить положительные и отрицательные структуры. Морфологические методы дают хорошую «отдачу» при использовании в платформенных областях, где позволяют выявлять пологие погребенные поднятия, слабо отражающиеся в рельефе и являющиеся перспективными для поисков залежей нефти и газа. Разновидностей морфологических методов более полусотни, но все они, в конце концов, сводятся к анализу топографических карт разного масштаба, результаты, обработки которых требуют проверки геологическими и геофизическими методами.

В последнее время все шире в геологии используются дистанционные методы, в том числе и космофотоснимки, дешифрирование которых позволяет выявить многие особенности структур, ранее ускользавшие от внимания исследователя.

11.4. Тектонические нарушения

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Отложения, формирующиеся в озерах, морях и океанах, как правило, обладают первично горизонтальной слоистостью. Первичное горизонтальное залегание горных пород со временем может быть нарушено тектоническими движениями. Напряжения, возникающие в горных породах, вызывают изгибание пластов, приводят к их разрушению, разрыву. В одних случаях слои горных пород испытывают лишь наклон и приобретают моноклинальное залегание. В других случаях слои горных пород смяты, изогнуты, причем изгиб слоев произошел без разрыва их сплошности. Такие нарушения называются *складчатыми,* а их отдельные формы – *складками.* Когда слои разрываются, их сплошность (непрерывность) теряется. Такие нарушения называются *разрывными,* а их формы – *разрывами.* Причины деформаций: механическая сила, сила тяжести вышележащих горных пород, влияние температуры, увеличение объема за счет пропитывания породы водой и др. Любая деформация в горных породах зависит от времени, а в геологических процессах оно может быть очень велико.

Деформации подразделяются на *упругие* и *пластические.* Упругая деформация характеризуется тем, что после снятия нагрузки тело вновь принимает исходную форму. Упругое тело всегда оказывает противодействие внешней приложенной силе, которая, будучи отнесенной, к какой-либо единице площади, называется *напряжением.* Пластической деформацией называют некоторую ее остаточную величину, которая сохраняется после снятия приложенной нагрузки. Важным понятием является *вязкость* – свойство, которое определяется тем, что частицы породы могут сопротивляться смещению и это сопротивление прямо пропорционально скорости смещения. Вязкость сильно зависит от температуры и давления. Вязкость горных пород литосферы на нескольно порядков выше, чем вязкость пород астеносферы.

Горные породы земной коры принадлежат, в основном, к хрупким телам. Представления о вязком и хрупком разрушении горных пород базируются на механизме разрыва сплошности. Вязкому разрушению предшествует длительное пластическое течение пород, а хрупкое обусловлено лавинообразным нарастанием трещиноватости. Горные породы могут разрушаться путем отрыва или путем скалывания, и благодаря тому, что они состоят из разнообразных по величине и форме зерен, в них развивается внутреннее трение, которое приводит к сосредоточению деформаций в локальных зонах, где и происходит разрушение горных пород, т.е. образование тектонического разрыва. Растяжение горных пород чаще всего ведет к образованию хрупкого отрыва, в то время как сжатие - к вязкому скалыванию. В геологии важную роль играет время действия напряжений. При очень длительных напряжениях горные породы могут разрушаться раньше их предельных значений.

11.5. Складчатые нарушения

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Складчатые нарушения и складкообразование – широко распространенный процесс, проявляющийся в земной коре под влиянием тектонических и отчасти экзогенных (в основном, гляциальных) процессов. Складкообразование приводит к возникновению в пластах горных пород изгибов разного масштаба и формы. Выделяют тектонические складки первого порядка — самые крупные, протяженностью в сотни километров и второго порядка (мелкие складки, осложняющие более крупные). Основными типами складок преимущественно первого порядка являются *антиклинальная* и *синклинальная* складки. Антиклинальная складка характеризуется тем, что в ее центральной части, или в ядре, залегают более древние породы. В синклинальной складке, наоборот, в ядре находятся более молодые породы. Указанные взаимоотношения залегания горных пород не изменяются, даже если складки наклонить, положить на бок или перевернуть.

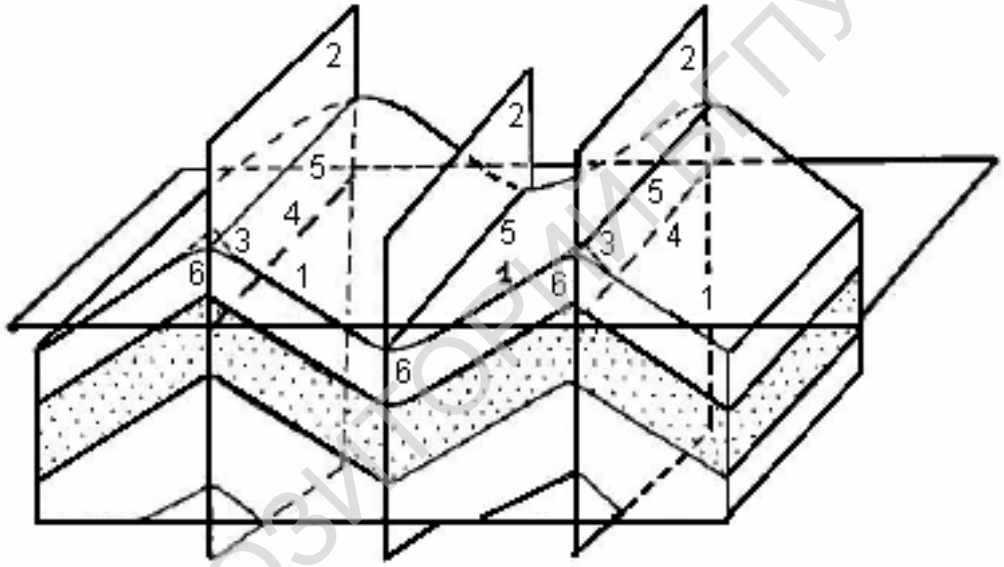


Рис. 11.2. Основные элементы складки:
1 – крыло складки, *2* – осевая поверхность складки, *3* - угол при вершине складки, *4* – ось складки (линия пересечения осевой поверхности с горизонтальной плоскостью), *5* - шарнирная линия складки, *6* – замок складки

У каждой складки существуют определенные элементы: крыло складки, угол при вершине складки, ядро, свод, осевая поверхность, ось и шарнир складки (рис.11.2).

С помощью этих понятий, обозначающих разные части (элементы) складок, их легко классифицировать. Например, характер наклона осевой поверхности складки позволяет выделять следующие виды складок: прямые, наклонные, опрокинутые, 4) лежачие, 5) ныряющие (рис. 11.3).

Особенно интересны складки с разными по форме сводами. Нередко можно наблюдать складки «острые», напоминающие зубья пилы, или, наоборот, с очень плавными, округлыми сводами. В ряде горных сооружений распространены

РЕПОЗИТОРИЙ ГГПУ

крупные складки, называемые «сундучными» и «корытообразными». Они сложены толщами плотных известняков, изогнутых вверх наподобие сундуков и вниз – корыт.

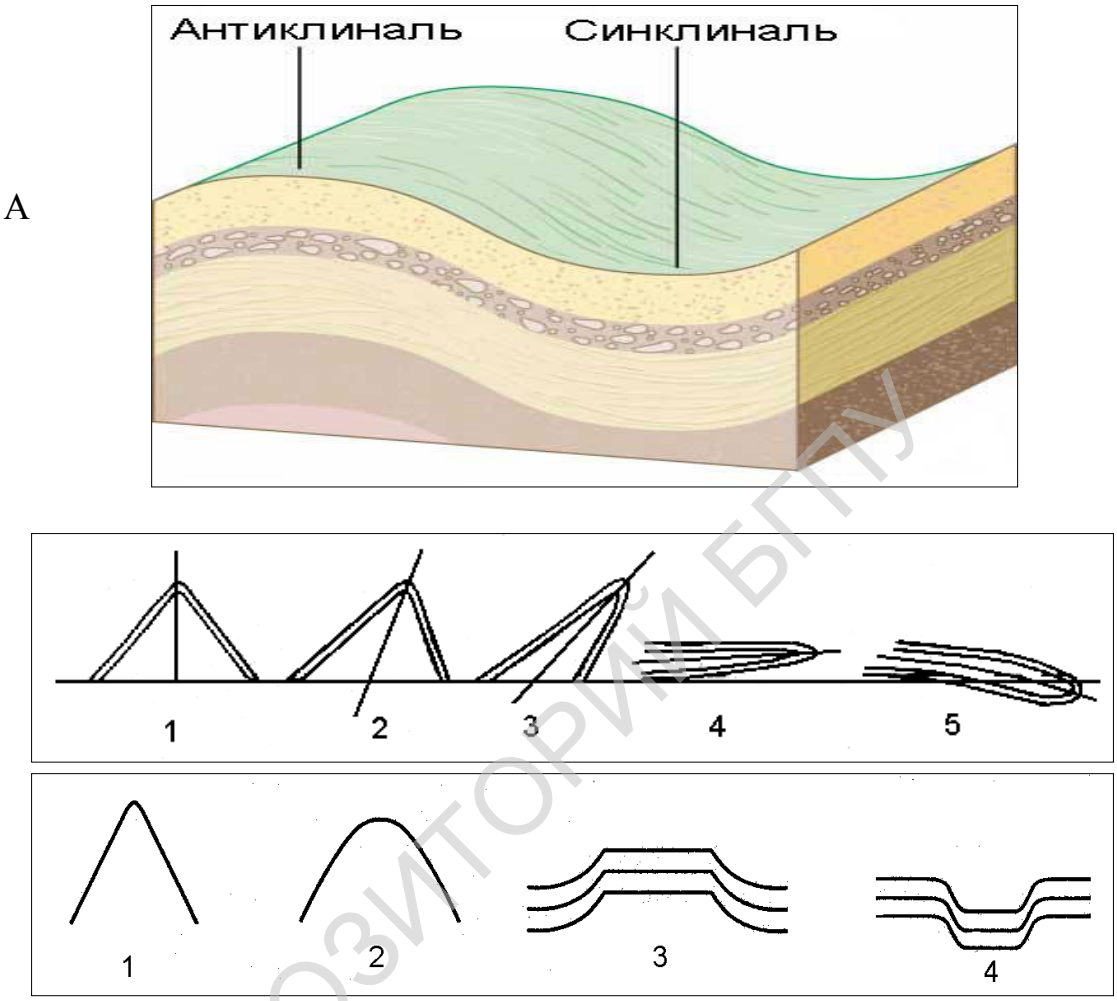


Рис. 11.3. Классификация складок:
А – антиклинальная и синклинальная; Б – по наклону осевой поверхности и крыльев (складки изображены в поперечном разрезе): 1 – прямая, 2 – наклонная, 3 – опрокинутая, 4 – лежачая, 5 – ныряющая; В – по форме замка: 1 – острые, 2 – округлые, 3 – сундучные, 4 – корытообразные

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Отдельно рассмотрим *диапировый* тип складок. Диапировые складки образуется в том случае, если в толщах горных пород присутствуют пластичные и относительно легкие породы, такие как соль, гипс, ангидрит и даже глины. Плотность этих пород может быть меньше, чем плотность перекрывающих осадочных пород. Диапировый тип складок особенно характерен для солесодержащих отложений. Деформации (соляные купола, валы и антиклинали), обусловленные перемещениями залегающих на глубине соленосных толщ, получили название соляной тектоники. Так как соль легче перекрывающих ее

пород возникает инверсия плотности. В условиях проявления тектонической активности соль начинает перетекать, двигаться и при этом вести себя как вязкая жидкость. Благодаря своей относительной легкости соль начинает медленно всплывать в виде гигантской капли или гриба. При этом приподнимаются слои, залегающие выше; они деформируются и в конце концов прорываются. Образуется структура с ядром из соли, которая получила название соляной купол (рис. 11.4). Диапировые складки и соляные палеозойские купола широко распространены в Прикаспийской впадине (Россия), в Припятском прогибе (Беларусь), в Северной Германии, в Мексиканском заливе (США). Соляные купола растут очень медленно, примерно 1-3 см в год. Но за многие миллионы лет они «проходят» путь в несколько километров. Купола имеют различную форму – от диапировидной до формы луковицы или перевернутой капли, причем нередко они оторваны от основного слоя соли и уже «всплывают» сами по себе. Иногда верхняя часть такой гигантской капли расплывается в стороны и тогда соляной купол приобретает форму гриба. Изучение районов с соляными пластами и куполами важно потому, что соль является хорошим экраном или покрышкой для нефти и газа, не пропуская их вверх. Поэтому под солью могут находиться нефтегазовые месторождения.

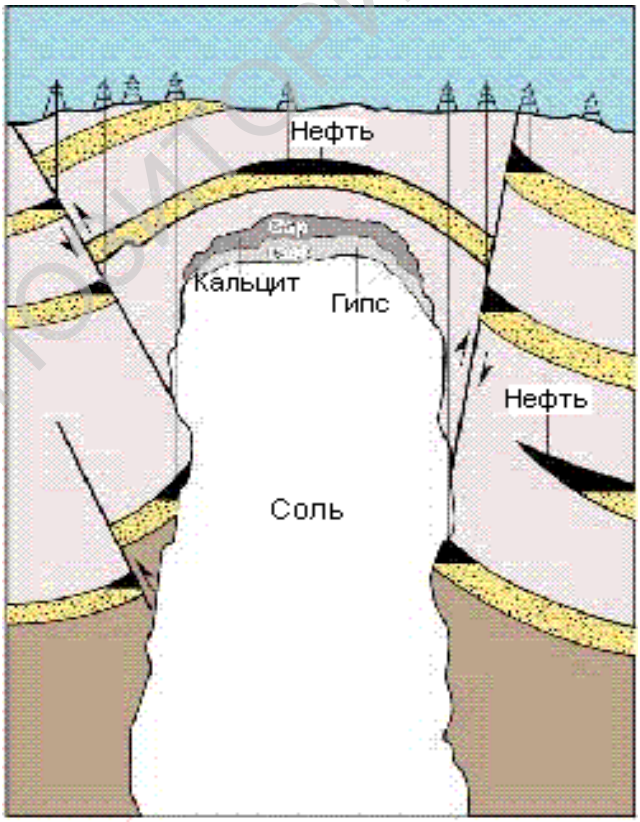


Рис. 11.4. Строение соляного купола

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

В плане выделяются следующие основные типы складок: *линейные* – длина складки намного превышает ее ширину; *брахиморфные* – овальные складки, длина которых в 2-3 раза больше ширины; *куполовидные* – антиклинальные складки – ширина и длина примерно равны; *мульды* – синклинальные складки, ширина и длина которых примерно одинаковы (рис. 11.5). Замыкание антиклинальной складки в плане называется *периклиналью,* а синклинальной – *центриклиналью.* По ним можно судить о форме складки в замке или своде, что важно при построении геологических разрезов. Довольно часто периклинальные и центриклинальные замыкания складок осложняются более мелкими складками, при этом основная складка как бы расщепляется на несколько. На периклинальных окончаниях антиклинальной складки шарнирная линия погружается ниже, а в центриклиналях, наоборот, воздымается над ней. В этом случае говорят об ундуляции шарнирной линии. Если все высшие точки складок – гребни – соединить плоскостью или в поперечном разрезе линией, то она будет называться *зеркалом складчатости.*

Сочетание антиклинальных и синклинальных складок создает сложные складчатые формы. Если наблюдается преобладание антиклинальных складок и зеркало складчатости образует выпуклую кривую, такая структура называются *антиклинорием* и, наоборот, преобладание синклинальных складок и вогнутая кривая зеркала складчатости характерна для *синклинория*.

В природных условиях складки нередко заполняют собой огромные территории, и крыло антиклинальной складки переходит в крыло соседней синклинальной складки. Процесс образования складчатых областей и складчатых систем называется *складчатостью.* Выделяются три основных типа складчатости: *полная складчатость* – сплошное заполнение сопряженными складками какой-либо территории; *прерывистая складчатость* – складчатые области, расположенные на значительном расстоянии друг от друга, и *промежуточная* (смешанная) *складчатость.* Эти типы складок и складчатости обычно выражены в рельефе. Механизмы формирования практически всех известных типов складок можно свести к трем главным типам. Первый тип – это *складки поперечного изгиба.* Они образуются в том случае, когда сила, сминающая горизонтально залегающий пласт, направлена перпендикулярно к нему. Второй тип складок – это *складки продольного изгиба*. В данном случае силы направлены вдоль пластов по горизонтали. Такой тип складок можно получить, сжимая на столе толстую пачку листов бумаги. Третий тип складок – это *складки течения* или *нагнетания.* Они свойственны таким пластичным породам, как глины, гипс, каменная соль, ангидрит, каменный уголь. Складки из таких пород отличаются очень сложной формой. Надо отметить, что при высоких температурах, которые существуют на глубинах в несколько километров, пластичными становятся даже такие прочные породы как кварциты, мраморы, известняки и песчаники.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Таким образом, формирование складок – это сложный и длительный процесс, происходящий за геологическое время (сотни тысяч и миллионы лет). Складчатые пояса Земли – это, прежде всего, участки столкновения – субдукции – крупных континентальных литосферных плит, например, между Евразиатской и Африканской, между Азией и Индостанской плитой, где возник грандиозный складчатый пояс Гималаев и др. В этих зонах, хотя и медленно, в течение сотен миллионов лет со скоростью 2-8 см в год, происходит сближение и взаимодействие колоссальных масс земной коры, которое и вызывает смятие, коробление и перемещение осадочных и вулканогенных пород.

11.6. Разрывные нарушения

При росте тектонических напряжений предел прочности горных пород превышается, и тогда они разрушаются или разрываться по плоскости, образуя *разрывное нарушение, разрыв* или *разлом.* Вдоль плоскости разрыва происходит смещение одного массива относительно другого. Тектонические разрывы, как и складки, чрезвычайно разнообразны по своей форме, размерам, величине смещения и т.д. В любом разрыве всегда присутствует *поверхность разрыва,* или *сместитель*, и *крылья разрыва* или два блока горных пород, расположенных по обе стороны от поверхности разрыва, которые и подвергаются смещению. Поверхность разрыва (сместитель) почти всегда имеет наклон. Поверхность сместителя в простейших случаях представлена плоскостью, называемой *зеркалом скольжения*. В более крупных разрывах в зоне сместителя образуются брекчии трения или *милониты*, представляющие собой перетертые обломки пород крыльев. Блок пород или крыло, располагающееся выше сместителя, называют *висячим* – оно как бы «висит» над ним, а блок, располагающийся ниже – *лежачим.* Перемещение крыльев друг относительно друга по сместителю является очень важным показателем, его величина называется *амплитудой смещения.* По амплитуде смещения можно судить о размерах разрывного нарушения.

К основным типам тектонических разрывов относятся сброс, взброс, надвиг, покров (шарьяж) и сдвиг. Схема сброса взброса и сдвиг показана на рис. 11.4.

Сброс – это разрыв, поверхность которого наклонена в сторону относительно опущенного блока или крыла. Перемещение пород при сбросе происходит в условиях тектонического растяжения. Сместитель реже бывает вертикальным, чаще наклонным. У наклонного сброса висячее крыло смещается вниз, а лежачее крыло – вверх. При образования целой системы сбросов сместители выполаживаются и на глубине сливаются в единую поверхность смещения. Такие стьруктуры получили название *листрических сбросов.*

Взброс образуется в условиях тектонического сжатия, характерного для процессов складчатого горообразования. При взбросе сместитель наклонен под

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

углом до 45°. Висячее крыло взброса поднято относительно лежачего. Геометрический эффект взброса заключается в сокращении земной поверхности.

Надвиг – разрывная дислокация, возникающая при смещении толщ земной коры в горизонтальной или слабо наклонной плоскости. В результате надвига молодые отложения могут быть перекрыты более древними породами. Надвиг – тот же взброс, но угол падения сместителя обычно меньше 45°. Надвиги как и взбросы образуются в условиях тектонического сжатия, и поэтому их формирование сопровождает процессы складчатости.

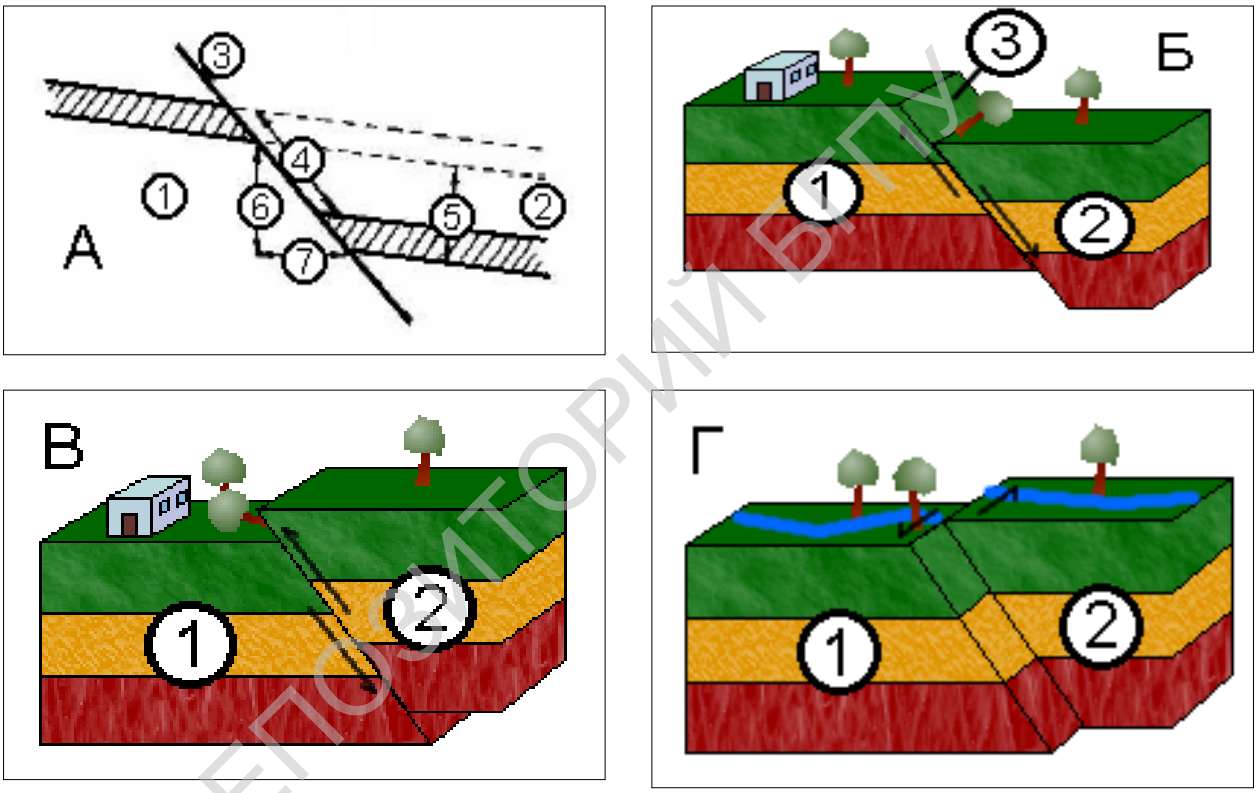


Рис. 11.4. Схема некоторых тектонических нарушений.
А: 1 – лежачее крыло, 2 – висячий крыло, 3 – сместитель,: *4* – амплитуда по сместителю, *5* – амплитуда стратиграфическая, *6* – амплитуда вертикальная, *7* – амплитуда горизонтальная; Б – сброс; В – взброс; Г – сдвиг

Сдвиг — разрыв с вертикальным или наклонным сместителем, по простиранию которого крылья смещены друг относительно друга. Различаются правые и левые сдвиги. Если смотреть на сдвиг сбоку, перпендикулярно к сместителю, то более удаленное крыло в правом сдвиге оказывается смещенным направо, в левом — налево. Иначе говоря, в первом случае перемещение соответствует вращению по часовой стрелке, во втором — против нее. Образование сдвига связано с горизонтальными перемещениями масс горных

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

пород. Классическим примером этого типа разрывов является сдвиг Сан-Андреас в Калифорнии, который прослеживается на 1000 км.

Раздвиг – это разрыв в земной коре, образованный растяжением, при котором разделённые горные породы только раздвигаются и не испытывают каких-либо иных относительных смещений. Образованная при раздвиге трещина может остаться зияющей, но может быть заполнена минеральным веществом, поднявшимся из глубины или осадочного происхождения. Наиболее крупный достоверный раздвиг шириной до 10 км и длиной свыше 500 км заполнен застывшей магмой (Великая Дайка в Юж. Африке).

Покров (тектонический), или *шарьяж,* представляет собой крупные почти горизонтальные пластины горных пород толщиной от первых сотен метров до нескольких километров. Снизу покров ограничен пологоволнистой или почти плоской поверхностью. Покров перемещён от места своего первичного залегания на расстояние от нескольких километров до нескольких десятков и сотен километров. Породы, залегающие в основании покрова и не испытавшие существенного горизонтального перемещения, называются *автохтоном,* породы самого покрова — *аллохтоном.* Причиной образования покрова считается поперечное горизонтальное сжатие и сползание пород под действием силы тяжести. Тектоническим покровом считаются горы Альпы, по которым покровы впервые описали в конце прошлого века. Покровы вместе с надвигами составляют характерную черту горно-складчатых сооружений в Пиренеях, Большом Кавказе, Канадских Скалистых горах, Урале. Классическим тектоническим покровом являются Скандинавские горы, которые, протягиваются с юга на север на 1500 км. Гигантский покров был надвинут сюда с запада, со стороны Атлантики, на расстояние более 250 км. Покровы и надвиги интересны тем, что они образуют ловушки нефти и газа, являющимися ценными месторождениями полезных ископаемых.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

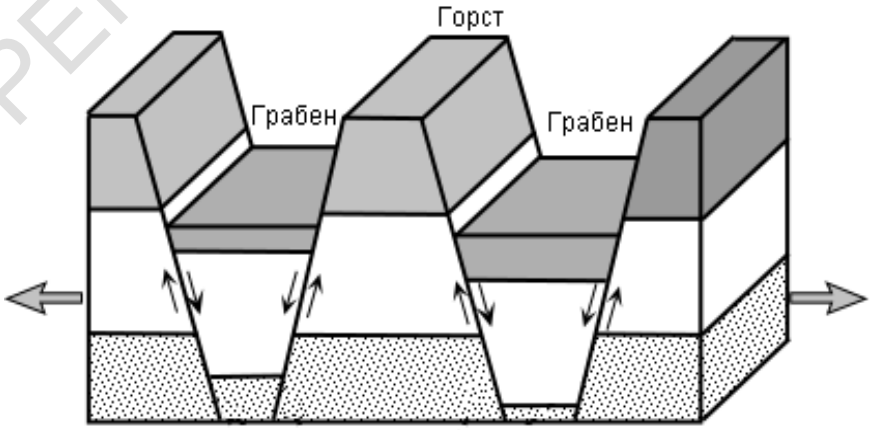


Рис. 11.5. Схема строения грабена и горста

Грабен – вытянутая относительно пониженная структура земной коры или блок, ограниченный разломами вдоль его длинных сторон. В рельефе такая структура может быть выражена в виде *рифтовой долины.* Система величайших в мире грабенов проходит от южной Турции в Красное море и далее от района Эфиопии на юг Африки до реки Замбези. Длина такой континентальной рифтовой системы составляет более 6500 км. Этот рифт интерпретируется как начальная стадия развития спредингового срединного хребта, где плиты земной коры расходятся в разные стороны со скоростью несколько сантиметров в год. Самый глубокий грабен в мире – озеро Байкал, который также, возможно, является проявлением ранней стадии разделения литосферных плит. В западной Европе крупнейший грабен занят долиной р. Рейн.

Горст – приподнятая, вытянутая структура, ограниченная круто наклоненными разрывами и обладающая формой, противоположной грабену. Размеры горстов различны – до многих десятков километров в поперечнике и сотен километров в длину. Образование горста обусловлено сжатим горных пород.

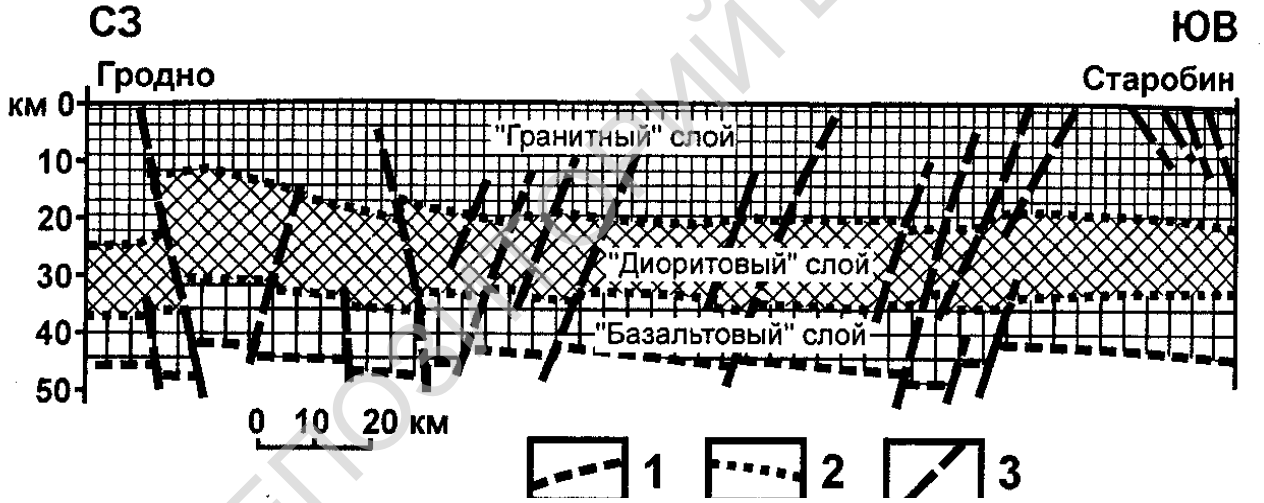


Рис. 11.6. Глубинные разломы земной коры на территории Беларуси (Геология Беларуси, 2001)

Глубинный разлом — узкая, линейно вытянутая зона нарушения сплошности геологических тел, пронизывающая земную кору и проникающая в верхнюю мантию Земли. Глубинный разлом прослеживаются на многие сотни и тысячи километров по простиранию и до 700 км в глубину при ширине от нескольких сотен метров до первых десятков километров. Характеризуются длительностью существования. По ним соприкасаются крупные блоки земной коры с различным геологическим строением и историей развития. Примеры глубинных разломов земной коры Беларуси показан на рис. 11.6.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Глава 12. ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Землетрясения – подземные удары и колебания поверхности планеты, вызванные резким высвобождением энергии, накопленной в горных породах глубоко под землей. Ежегодно на земном шаре регистрируется более 100 000 землетрясений. Большинство из них человек вообще не ощущает, некоторые отзываются лишь дребезжанием посуды в шкафах и раскачиванием люстр, зато другие, к счастью гораздо более редкие, в мгновение ока превращают города в груды дымящихся обломков. На побережьях море отступает, обнажая дно, а затем на берег обрушивается гигантская волна цунами, сметая все на своем пути, унося остатки строений в море. Крупные землетрясения сопровождаются многочисленными жертвами среди населения, которое гибнет под развалинами зданий, от пожаров, наконец, просто от возникающей паники. Землетрясение – это бедствие, катастрофа, поэтому огромные усилия затрачиваются на предсказания возможных сейсмических толчков, на выделение сейсмоопасных районов, на мероприятия, призванные сделать жизнь человека безопасной от самых грозных явлений природы.

15.1. Очаг, сейсмические волны, магнитуда и энергия землетрясений

Земная кора находится в постоянном движении. Движущиеся литосферные плиты перемещаются относительно друг друга, соприкасаясь краями, сталкиваются между собой, наползают одна на другую, заставляя край нижней плиты погружаться в мантию. В зоне контакта плит в породах, залегающих глубоко в недрах планеты, создаются колоссальные напряжения. При снятии напряжения и резком смещении толщи происходит интенсивное высвобождение накопленной в породах энергии в виде землетрясения. Энергия землетрясения проявляется в форме мощных возмущений, называемых *сейсмическими волнами,* которые, перемещаясь по горным породам, сдвигают и деформируют их. Существуют разные типы сейсмических волн. Одни сейсмические волны распространяются глубоко под землей, другие движутся в приповерхностной зоне.

Область в недрах планеты, откуда во всех направлениях распространяются сейсмические волны, называется *очагом землетрясения,* или *гипоцентром***.** Глубиной очага землетрясений – это расстояние от поверхности Земли по нормали до гипоцентра. Глубины очагов землетрясений могут быть очень разными – от первых

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

километров до 600-700 км в зонах столкновения литосферных плит. Однако подавляющее количество землетрясений (около 90%) приурочено к интервалу до 100-200 км. В глубоких очагах энергетический класс землетрясений заметно слабеет.

Точка на поверхности Земли, находящаяся непосредственно над очагом землетрясения, называется *эпицентром.* Именно здесь наиболее сильно ощущается разрушительное действие землетрясения (рис.12.2).

Рис. 12.2. Очаг и эпицентр землетртясения

Интенсивность – это внешний эффект землетрясения на поверхности Земли, который выражается в определенном смещении почвы, частиц горных пород, степени разрушения зданий, появлении трещин на поверхности и т.д. В настоящее время используется 12-бальная шкала интенсивности землетрясений.

Изосейсты – линии, соединяющие точки (пункты на местности), в которых землетрясение проявилось с одинаковой интенсивностью. *Плейстосейстовая область* – место на поверхности Земли, располагающееся непосредственно над гипоцентром, или очагом землетрясения, т.е. это как бы проекция очага на поверхность. Естественно, что интенсивность землетрясения уменьшается в сторону от плейстосейстовой области, однако это уменьшение зависит от многих факторов: формы и глубины очага, геологической структуры, состава и степени метаморфизма горных пород, уровня залегания грунтовых вод и т.д. Поэтому изосейсты на поверхности могут иметь самые причудливые очертания, а отнюдь не правильные круги.

Магнитуда – логарифм отношения максимального смещения частиц грунта при данном конкретном землетрясении к некоторому эталонному очень слабому

РЕПОЗИТОРИЙ БГТУ

смещению грунта. Магнитуда – это безразмерная величина, и она была предложена в 1935 г. американским геофизиком Ч. Рихтером. Шкала, созданная им, широко используется в сейсмологии и изменяется от 1 до 8,8 магнитуд при самых сильных катастрофических землетрясениях. Шкала Рихтера измеряет энергию землетрясения, выделяющуюся в очаге. При увеличении магнитуды всего на единицу количество высвобожденной энергии возрастает в 30 раз. Поэтому при землетрясении в Грузии (1991 г.) с магнитудой 7,1 энергии выделилось в 900 раз больше, чем при землетрясении в Ташкенте в 1966 г. с магнитудой 5,3, хотя их сила по 12-бальная шкала интенсивности землетрясений на поверхности была одинаковой – 8 баллов. Однако землетрясение в Ташкенте при меньшей магнитуде оказалось таким же разрушительным, как и в Грузии, т.к. его очаг находился всего в 5-8 км от поверхности.

Таблица 12.1

12-бальная шкала интенсивности землетрясений на земной поверхности

Балл	Краткая характеристика
I	Колебания почвы отмечаются приборами.
II	Ощущаются в отдельных случаях людьми, находящимися в спокойном состоянии.
III	Колебания ощущаются немногими людьми.
IV	Колебания ощущаются многими людьми. Возможно дребезжание стекол.
V	Качание висячих предметов. Многие спящие просыпаются.
VI	Легкие повреждения в зданиях.
VII	Трещины в штукатурке и откалывание отдельных кусков, тонкие трещины в стенах.
VIII	Большие трещины в стенах, падение карнизов, дымовых труб.
IX	В некоторых зданиях обвалы - обрушение стен, перекрытий, кровли.
X	Обвалы во многих зданиях. Трещины в грунтах шириной до 1 м.
XI	Трещины на поверхности Земли, большие обвалы в горах.
XII	Полное разрушение. Значительные изменения рельефа.

Энергия землетрясений – это величина потенциальной энергии, которая освобождается в виде кинетической после разрядки напряжения в очаге и, достигая поверхности Земли, вызывает ее колебания. Распространяется энергия в виде упругих сейсмических волн. Энергия землетрясения вычисляется в джоулях. Выделяющаяся при землетрясениях энергия изменяется в очень широких пределах. Так, для

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Аляскинского землетрясения 1964 г. с магнитудой 8,5 энергия равнялась 10^{18} Дж, т.е. была эквивалентна силе взрыва 100 ядерных бомб по 100 мегатонн каждая. Это колоссальное количество энергии, выделившееся практически мгновенно. Таким образом, образующаяся при крупных землетрясениях энергия в миллион раз превышает энергию "самой маленькой" атомной бомбы, сброшенной на Хиросиму 6 августа 1945 г. Часть выделившейся энергии, помимо формирования сейсмических волн, расходуется на преодоление сил трения в очаге, на пластические деформации, наконец, на выделение тепла, которое может быть весьма значительным. Энергия землетрясения оценивается по шкале энергетического класса землетрясения от 0 до 18. Существует логарифмическая зависимость между энергетическим классом и магнитудой землетрясений.

Причины землетрясений могут быть самыми различными. Чаще всего они связаны с процессами горообразования и тектоникой литосферных плит. Так как тектонические плиты перемещаются под воздействием конвекционных течений навстречу друг другу, расходятся в стороны или скользят друг относительно друга в противоположных направлениях, то в местах разломов - границ плит постепенно накапливаются напряжения, которые разряжаются в виде землетрясений. Землетрясения возникают также под складками – горами в результате напряжений, образующимися при выгибании пластов вверх в виде свода. Когда в этих складках выгибающие превышаются сжимающими силами, напряжение горных пород снимается за счет резкой подвижки – следует землетрясение. Вулканические землетрясения происходят, если лава и раскаленные газы, бурлящие в недрах вулканов, толкают и давят на верхние слои земной коры, как пары кипящей воды на крышку чайника. Такие землетрясения слабее тектонических, но продолжаются долго, иногда месяцами. Сотрясения земли могут быть вызваны обвалами и большими оползнями. К числу причин землетрясений может быть отнесена и деятельность человека, обусловленная подземными ядерными взрывами, закачкой в недра или извлекая оттуда большое количество воды, нефти или газа, созданием крупных водохранилищ и т.д.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

15.2. Географическое распространение землетрясений

Распространение современных землетрясений на земном шаре установлено с большой точностью (рис. 12.1). Землетрясения приурочены, прежде всего, к Тихоокеанскому кольцу, в котором эпицентры землетрясений совпадают с Алеутской, Курильской, Восточной Камчатки, Японской и другими островными дугами, побережьем Северной Америки, Мексики, Центральной и Южной Америки, а также вдоль Восточно-Тихоокеанского поднятия. В Атлантическом и Индийском океанах сейсмичность сосредоточена вдоль срединно-океанских хребтов. Восточно-Африканская рифтовая зона также отличается высокой сейсмичностью. Протяженная полоса современных землетрясений связана с Альпийско-Средиземноморским

поясом, в который входят побережье Алжира, Италия, территория Балкан и Эгейского моря, Турции, Крыма, Кавказа, Ирана, Афганистана, Памира, Тянь-Шаня. Приведенное на рис. распространение землетрясений свидетельствует о том, что все пояса приурочены к областям высокой современной тектонической активности и связаны с границами литосферных плит. В этих регионах непрерывно накапливаются тектонические напряжения, которые периодически разряжаются в виде землетрясений. В то же время существуют огромные асейсмичные пространства, совпадающие с древними платформами и внутренними частями океанских плит.

Сейсмогенные дислокации, связанные с землетрясениями, занимают площадь в десятки, и даже сотни тысяч км. Нарушения выражаются в вертикальных смещениях горных пород с амплитудой до первых десятков метров, формированием поднятий, впадин и провалов, горизонтальными смещениями, образованием ступенчатых сбросов, взбросов и т. д. Землетрясения вызывают образование крупных оползней, обвалов и оползней-обвалов. Объем таких оползней может достигать сотен тысяч м, длина – нескольких километров, а площадь – десятков км. Подобные сейсмодислокации известны на Тянь-Шане, в Прибайкалье и Забайкалье, на Кавказе, в Становом хребте и во многих других местах. Изучение древних сейсмодислокаций способствует проведению *сейсмического районирования,* так как по их форме и характеру появляется возможность оценить балльность данного региона, хотя, скажем, в наши дни землетрясения там не происходят. Степень выраженности сейсмодислокаций и их масштаб зависят от многих факторов: от глубины залегания очага его механизма, характера геологической структуры региона, типа горных пород и др. Поэтому одинаковые по силе землетрясения в разных геологических районах приводят к разным последствиям. Как правило, горные массы находятся в состоянии равновесия, они устойчивы при данной обстановке. Но чтобы вывести их из этого состояния, порой нужно изменение наклона какого-нибудь склона всего лишь на десятки угловых секунд – и произойдет оползень или обвал. Важным фактором создания неустойчивости масс горных пород могут быть очень слабые сейсмоколебания, своеобразная сейсмовибрация, которая приводит в подвижное состояние рыхлые отложения.

В настоящее время важное значение приобретает *палеосейсмология* - метод, позволяющий устанавливать следы землетрясений в геологическом прошлом. Многие современные плейстосейстовые области оказываются унаследованными от более древних. Большое значение имеет и *археосейсмология,* когда рассматриваются повреждения древних построек, имеющие сейсмогенный характер, и по их типу реконструируется балльность.

Если землетрясения происходят в морях и океанах, то на дне над очагом моментально возникают либо поднятие, либо впадина. Это сразу же изменяет объем воды и на поверхности образуется волна. В открытом океане такая волна почти незаметна из-за своей очень большой длины в первые сотни километров. Распространяясь со скоростью до 800 км/ч, при подходе к побережью на мелководье

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

волна становится круче, достигая 15-20 м, и, обрушиваясь на берег, уничтожает все на своем пути. Такие волны, вызванные землетрясениями или, вернее, моретрясениями называются *цунами.* Сильнейшие цунами причинили неисчислимые бедствия в 2004 г. во время катастрофического Индонезийского землетрясения. Цунами обрушивается на побережье не сразу после землетрясения, а через некоторое время, что позволяет оповестить население угрожаемых районов, расположенных в прибрежных низменностях и на побережье. Для своевременного оповещения о надвигающейся беде в сейсмоопасных районах необходимо помимо проведения геологического мониторинга создание специальной сейсмической службы.

15.3. Прогноз землетрясений

Прогноз землетрясений представляют чрезвычайно важную задачу, так как от этого зависит жизнь многих людей. Меры, предпринимаемые для предотвращения землетрясений, являются дорогостоящими. Повышение на 1 балл возможной сейсмической опасности сразу ведет к удорожанию всех строительных работ. Для прогноза землетрясений необходимо учесть множество факторов: связь землетрясений с глубинным строением земной коры; геофизическими полями; неотектоникой; геоморфологическими и геологическими особенностями района; типами горных пород, их составом и прочностью; разрывными нарушениями, трещиноватостью и еще многими другими параметрами, включая свойства грунта, уровень подземных вод, палеосейсмодислокации и т.д. Все это должно дать ответ на один-единственный вопрос, - какое максимальное расчетное землетрясение можно ожидать в данном конкретном районе. Работа по прогнозу землетрясений начинается обычно с составления сначала мелкомасштабных, а затем более детальных карт сейсмического районирования. Самый крупный масштаб детального сейсмического районирования (1:25 000) используется при планировании городов, поселков и т.д. В зависимости от бальности возможных землетрясений в строительстве существуют специальные нормы, строгое выполнение которых обязательно. Ограничивается этажность зданий, укрепляется их фундамент, они окружаются антисейсмическими поясами, не разрешается возведение дополнительных нависающих деталей, облегчается кровля, используется железобетон и т.д. Опыт показывает, что объекты, построенные с соблюдением всех норм для районов с повышенной сейсмичностью, при землетрясениях либо остаются целыми, либо получают незначительные повреждения.

Для прогноза землетрясений выделяются вначале сейсмогенные зоны – зоны ВОЗ (возникновения опасных землетрясений). Затем перед сейсмологами ставиться задача дать долгосрочный, краткосрочный и оперативный прогноз. Долгосрочный прогноз дается на ближайшие десятки - сотни лет, краткосрочный - на годы, месяцы, дни и даже часы. Предвестников землетрясений очень много и они совершенно разные. Когда речь идет о долгосрочном прогнозе, то в областях сильных

РЕПОЗИТОРИЙ БГТУ

землетрясений, происходящих раз в десятки лет, важным показателем является длительное отсутствие землетрясений. Чем это время больше, тем вероятность сильного землетрясения возрастает. В некоторых случаях важную роль играет периодичность землетрясений по данным многолетних наблюдений. Для краткосрочных прогнозов большое значение имеет непрерывное наблюдение за изменением уровня земной поверхности и наклонов, измеряемых с помощью наклономеров. Увеличивающееся напряженное состояние массивов горных пород, чреватое его скорой разрядкой, должно сказываться на упругих свойствах пород, их электропроводности, скорости прохождения сейсмических волн.

Предвестниками скорого землетрясения являются изменяющееся магнитное поле, резкие колебания акустических свойств среды и электрического потенциала атмосферы, внезапные гидрогеохимические изменения параметров грунтовых вод, неадекватное поведение животных и т.д.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Глава 13. ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ТЕКТОНИКА ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

Континенты и океаны – наиболее крупные структурные элементы земной коры. Строгого соответствия современных континентов и океанов с их структурными элементами в земной коре не существует. Не все пространство, занятое водами океана, представляет собой океаническую структуру, так как обширные шельфовые области, например в Северном Ледовитом океане, обладают континентальной корой. Различия между этими двумя крупнейшими структурными элементами не ограничиваются типом земной коры, а прослеживаются и глубже, в верхнюю мантию, которая под континентами построена иначе, чем под океанами, и эти различия охватывают всю литосферу, а местами и тектоносферу, т.е. прослеживаются до глубин примерно в 700 км. Определить тип строения земной коры на их окраинах можно сейсмическими методами.

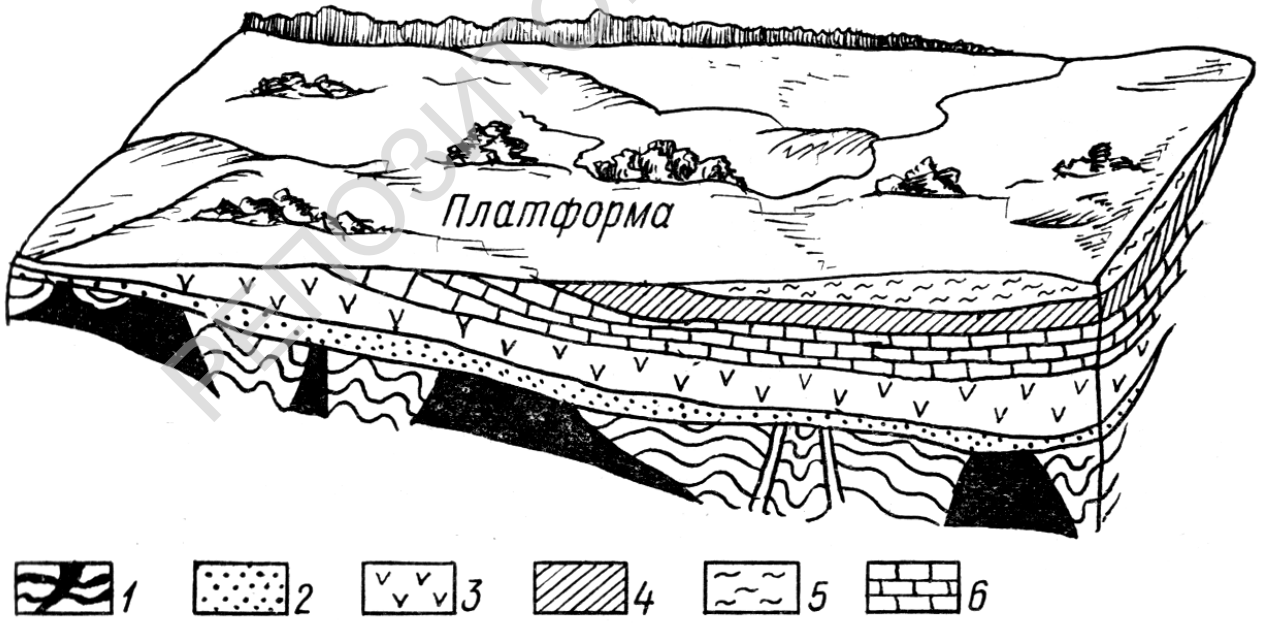


Рис. 13.1. Схематическое строение платформенной области (по Д.М. Корулину)

Складчатый фундамент (1) и платформенный чехол (2-6): 1 – метаморфические породы с интрузиями; 2 – песчаные отложения; 3 – эффузивно-осадочные образования; 4 – глинистые сланцы; 5 – глины; 6 – карбонатные отложения

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Менее крупными структурными элементами являются *платформы,* которые могут быть как в океанах, так и на континентах. Платформы характеризуются выровненным рельефом, которому соответствует такое же положение поверхности на глубине, только под континентальными платформами она находится на глубинах 30-50 км, а под океанами 5-8 км. Океаническая кора гораздо тоньше континентальной.

Срединно-океанические подвижные пояса выделяются в океанах как самостоятельные структурные элементы. Они представлены срединно-океаническими хребтами с рифтовыми зонами в их осевой части, пересеченными трансформными разломами и являющиеся в настоящее время зонами расширения океанического дна и наращивания новообразованной океанической коры. Следовательно, в океанах как структурах выделяются устойчивые платформы (плиты) и мобильные срединно-океанические пояса.

Платформы на континентах выделяются как структурные элементы высшего ранга (рис.13.1). Древние платформы являются устойчивыми блоками земной коры, сформировавшимися в позднем архее или раннем протерозое. Их отличительная черта – двухэтажность строения. *Нижний этаж,* или *фундамент* – это комплекс относительно более древних, обычно интенсивно складчатых и метаморфизованных пород, слагающих цоколь платформ. Фундамент древних платформ называется кристаллическим, фундамент молодых платформ — складчатым основанием. Фундамент платформ формировался в течение длительного времени в архее и раннем протерозое.

Верхний этаж платформ, или *осадочный чехол*, – это толща несогласно залегающих на фундаменте различных осадочных отложений, включая морские, континентальные и вулканогенные образования. Поверхность между осадочным чехлом и кристаллическим фундаментом отражает самое важное структурное несогласие в пределах платформ. Строение платформенного чехла оказывается сложным и на многих платформах на ранних стадиях его образования возникают грабены, грабенообразные прогибы – *авлакогены* (от греч. «авлос» – борозда, ров; «ген» – рожденный, т.е. рожденные рвом). Авлакогены чаще всего формировались в позднем протерозое (рифее) и образовывали в теле фундамента протяженные системы. Мощность континентальных и реже морских отложений в авлакогенах достигает 5-7 км, а глубокие разломы, ограничивавшие авлакогены, способствовали проявлению щелочного, основного и ультраосновного магматизма, а также специфического для платформ траппового магматизма с континентальными толеитовыми базальтами, силлами и дайками. Этот нижний структурный ярус платформенного чехла, соответствующий авлакогенному этапу развития, сменяется сплошным чехлом платформенных отложений, чаще всего начинающимся с вендского времени.

Щиты и плиты – наиболее крупные структурные элементов платформ. *Щит* представляет собой выступ на поверхность фундамента платформы, который на

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

протяжении всего платформенного этапа развития испытывал тенденцию к поднятию. *Плита* – часть платформы, перекрытая чехлом отложений и обладающая тенденцией к прогибанию. В пределах плит различаются более мелкие структурные элементы. В первую очередь это *синеклизы* – обширные плоские впадины, под которыми фундамент прогнут, и *антеклизы* – пологие своды с поднятым фундаментом и относительно утоненным чехлом. По краям платформ, там, где они граничат со складчатыми поясами, часто образуются глубокие впадины, называемые *перикратонными впадинами* (т.е. на краю кратона, или платформы).

Структуры на антеклизах и синеклизах называются сводами, впадинами, валами. *Свод* или *сводообразное поднятие фундамента* – достаточно крупная куполовидная структура с поперечником в несколько десятков или более сотни километров. *Впадина (тектонический прогиб)* – это прогнутые участки земной коры, выполненные осадочными или осадочно-вулканическими толщами. Примером тектонического прогиба на территории Беларуси является Припятский прогиб. *Валы* – длинные, в сотни километров, более или менее пологие антклинальные изгибы слоев осадочного чехла платформ. Многие из валов нефтегазоносны. Часто встречаются *флексуры* – изгибы слоев чехла без разрыва их сплошности и с сохранением параллельности крыльев, возникающие над зонами разломов в фундаменте при подвижке его блоков. Все платформенные структуры очень пологие и в большинстве случаев непосредственно измерить наклоны их крыльев невозможно.

Состав отложений платформенного чехла разнообразный, но чаще всего преобладают осадочные породы – морские и континентальные, образующие выдержанные пласты и толщи на большой площади. Весьма характерны карбонатные формации, например, белого писчего мела, органогенных известняков и доломитов. Широко развиты континентальные обломочные формации, приуроченные, как правило, к основанию крупных комплексов, отвечающих определенным этапам развития платформенного чехла. На смену им нередко приходят эвапоритовые, угленосные и терригенные формации. Для многих платформ типичны покровно-ледниковые отложения.

Платформенный чехол в процессе формирования неоднократно претерпевал перестройку структурного плана, приуроченную к рубежам крупных геотектонических циклов: байкальского, каледонского, герцинского, альпийского. В моменты тектономагматической активизации на платформах накапливались магматические горные породы. Наиболее типична трапповая формация. Изредко возникала щелочно-ультраосновная (кимберлитовая) формация, содержащая алмазы в продуктах трубок взрыва (Южная Африка, Сибирская платформа).

Кроме древних платформ выделяют и молодые, хотя чаще их называют *плитами*, сформировавшимися либо на байкальском, каледонском или герцинском фундаменте, отличающемся большей дислоцированностью чехла, меньшей степенью метаморфизма пород фундамента и значительной

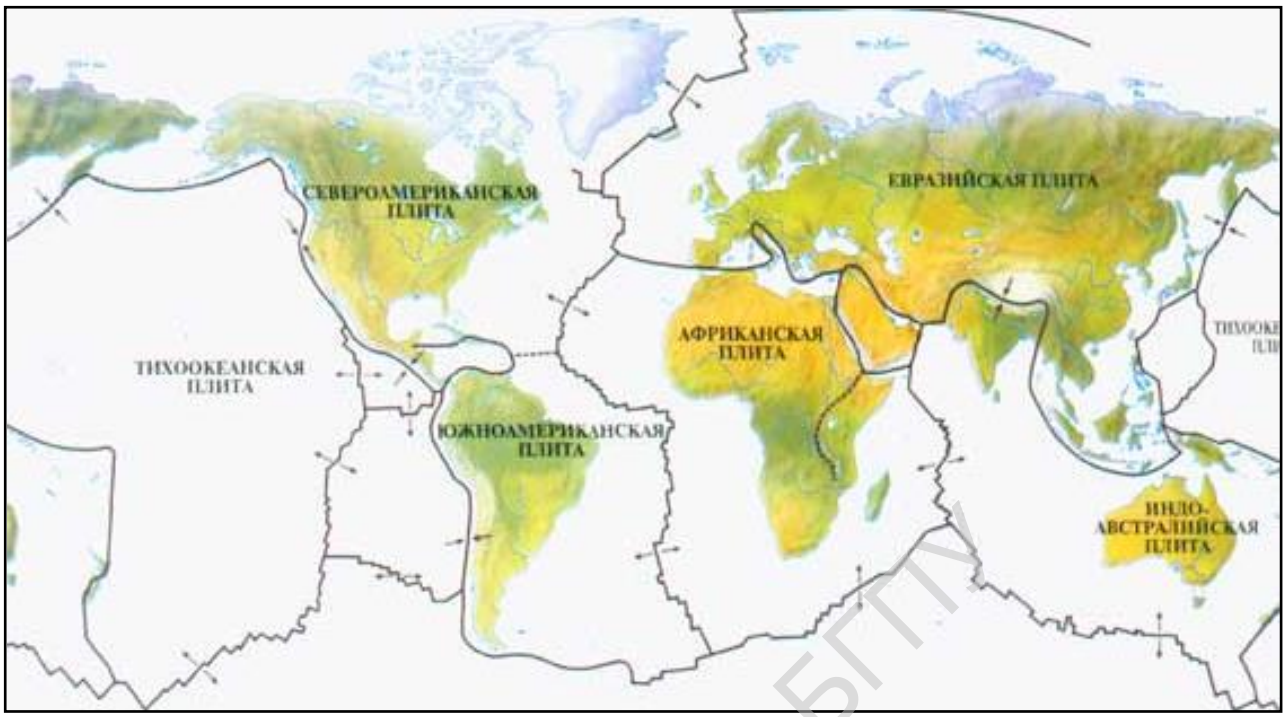
РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

унаследованностью структур чехла от структур фундамента. Примерами таких платформ (плит) являются: эпибайкальская Тимано-Печорская, эпигерцинская Скифская, эпипалеозойская Западно-Сибирская и др.

Естественно допустить, что история геологического развития земной коры сводится к взаимодействию между ее основными структурными элементами. Континенты меняли свои очертания, размеры, форму и местоположение. Океаны то возникали, то исчезали. Переходные зоны также не оставались фиксированными ни во времени, ни в пространстве.

До середины XX в. в геологии господствовало учение о геосинклиналях. Горно-складчатые структуры, согласно этому учению, возникли на месте прогибов, заполнявшиеся разнообразными морскими отложениями. В силу того, что общая форма этих прогибов была синклинальной, а масштабы прогибов огромными, их назвали *геосинклиналями*. Однако это учение страдало одним существенным недостатком — отсутствием геодинамической интерпретации развития отдельных геосинклинальных систем и не было способно указать место геосинклиналей в современном структурном плане земной коры. Устранить этот недостаток смогла новая концепция — концепция тектоники *литосферных плит*. Она возникла на рубеже 60 —70-х годов XX в. и быстро превратилась в ведущую геотектоническую теорию. С точки зрения тектоники литосферных плит, или новой глобальной тектоники, геосинклинальные пояса возникают на границах взаимодействия континентальных и океанских литосферных плит.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ



13.2. Литосферные плиты Земли
(стрелками показано направление движения плит)

Основная идея новой теории базировалась на признании разделения литосферы, т.е. верхней оболочки Земли, включающей земную кору и верхнюю мантию до астеносферы, на семь самостоятельных крупных (Евроазиатскую, Северо-Американскую, Южно-Американскую, Африканскую, Тихоокеанскую, Индийско-Австралийскую, Антарктическую) и ряд малых литосферных плит (рис 13.2). Эти плиты в своих центральных частях лишены сейсмичности, они тектонически стабильны, а вот по краям плит сейсмичность очень высокая и там постоянно происходят землетрясения разной силы. Следовательно, краевые зоны плит испытывают большие напряжения, так как перемещаются относительно друг друга.

Определив особенности напряжения в очагах землетрясений на краях плит, удалось выяснить характер движения между плитами.

В одних случаях речь может идти о растяжении, т. е. расхождении плит вдоль оси срединно-океанских хребтов. Зона расхождения отмечена в рельефе срединно-океанских хребтов глубокими ущельями — *рифтами* (от англ. «рифт» — расщелина). Подобные границы, маркирующие зоны расхождения литосферных плит, называют *дивергентными* (от англ. «дивергенс» — расхождение).

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Границы других плит в очагах землетрясений, наоборот, свидетельствуют об обстановке тектонического сжатия, т. е. в этих местах литосферные плиты движутся навстречу друг другу со скоростью приблизительно 10-12 см/год. Такие границы получили название *конвергентных* (от англ. «конвергенс» — схождение).

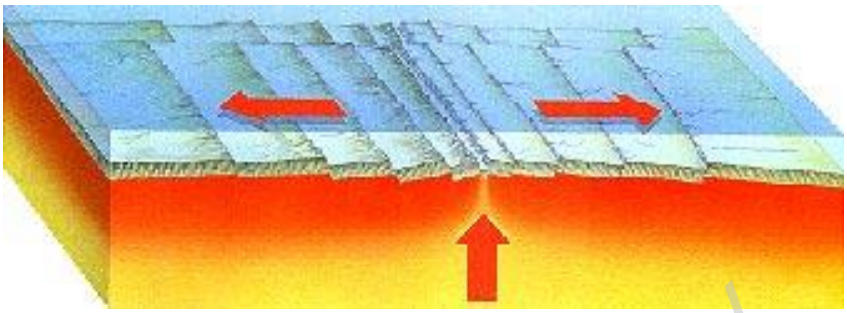


Рис. 13.3. Спрединг – процесс раздвигания литосферных плит в области рифтов срединно-океанических хребтов

В земной коре существует еще один тип границ литосферных плит, где они смещаются горизонтально относительно друг друга, как бы сдвигаются, о чем говорит и обстановка скалывания в очагах землетрясений этих зон. Они получили название *трансформных разломов* (от англ. «трансформ» — преобразовывать), поскольку передают и преобразуют движения от одной зоны к другой.

Когда речь идет о литосферных плитах, следует помнить, что Земля шарообразная и плиты перемещаются по сфере. Современными геодезическими методами, включая космическую геодезию и высокоточные лазерные измерения, установлены скорости движения литосферных плит и доказано, что океанские плиты движутся быстрее, чем более толстые континентальные плиты.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

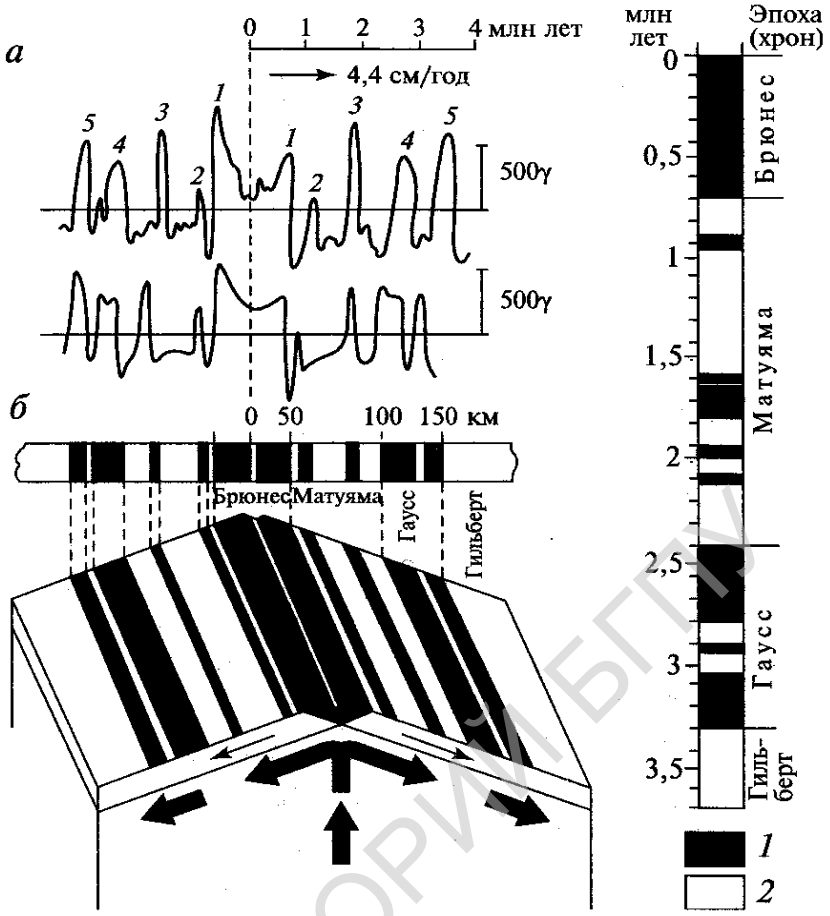


Рис. 13.4. Линейные магнитные аномалии по обе стороны срединно-океанических хребтов:
1 – прямая и 2 – обратная намагниченность горных пород

Литосферные плиты перемещаются согласно конвективному переносу вещества мантии. Процесс такого перемещения изучен в рифтовых зонах срединно-океанских хребтов, где относительно более нагретая мантия, поднимаясь к поверхности, подвергается плавлению. Она изливалась в виде базальтовых лав в рифтовой зоне и застывала. Далее в эти застывшие породы вновь внедрялась базальтовая магма и раздвигала в обе стороны более древние базальты. И так происходит много раз. При этом океаническое дно как бы наращивалось, разрасталось (рис. 13.3). Подобный процесс получил название *спрединга* (от англ. «спрединг» — развертывание, расстилание). Таким образом, спрединг имеет скорость, измеряемую по обе стороны осевого рифта срединно-океанического хребта. Скорость разрастания океанического дна колеблется от нескольких миллиметров до 18 см в год. По обе стороны срединно-океанических хребтов во всех океанах симметрично расположены линейные магнитные положительные и отрицательные аномалии. Заметна одна и та же последовательность аномалий, в каждом месте они узнаются, всем им присвоен свой

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

порядковый номер (13.4). Их происхождение связывают с последовательным внедрением базальтовой магмы в рифтовой зоне хребта. Застывая, базальты приобретают намагниченность данной эпохи. Каждая новая порция магмы, внедряясь в уже застывшие, симметрично раздвигает их в обе стороны. Поэтому и магнитные аномалии располагаются симметрично относительно оси хребта. Иными словами, по обе стороны срединно-океанического хребта имеются две одинаковые «записи» изменения магнитного поля на протяжении длительного времени. Нижний предел этой «записи» — 180 млн лет. Если спрединг происходит быстро, то полосы магнитных аномалий находятся дальше друг от друга, они как бы растянуты. А если спрединг более медленный, то аномалии располагаются ближе. Это обстоятельство позволяет вычислить скорость спрединга на любом пересечении срединно-океанического хребта, так как расстояние от полосы магнитной аномалии до осевой зоны рифта в хребте, поделенное на время, и даст скорость спрединга.

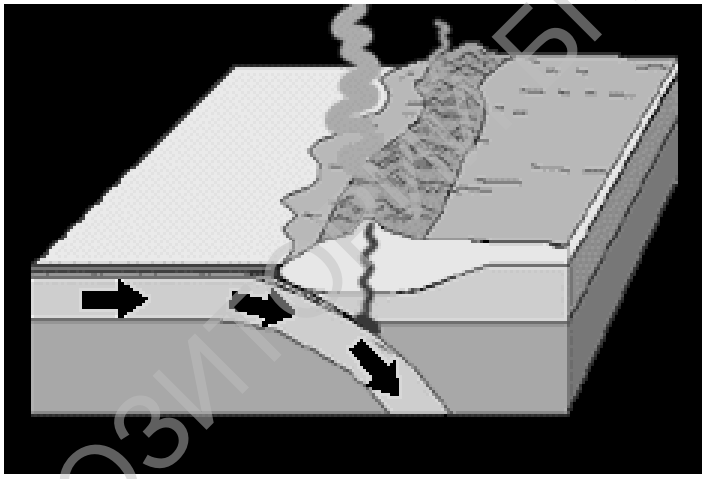


Рис. 13.5. Зона субдукции – погружение океанической плиты под континентальную с образованием на дне океана глубоководного желоба

По мере наращивания океанической литосферы по обе стороны от срединно-океанического хребта и удаления от него она становится холоднее и тяжелее и в конце концов постепенно опускается вниз до астеносферы. В местах опускания океанической литосферы глубина океана увеличивается. Следовательно, можно говорить, что самые глубокие участки океана являются районами опускания океанской литосферы. Процесс опускания океанической литосферы обусловлен также ее столкновением с континентальной литосферой. Тяжелая и холодная океаническая литосфера, подходя к более толстой и легкой континентальной, уходит под нее, как бы подныривает (рис.13.5). Зоны, в которых океаническая кора поглажается континентальной, названы зонами *субдукции* (от англ. «сабдакшн» — погружение). Располагаются они по краям

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Тихого океана и на востоке Индийского. Если в контакт входят две океанические плиты, то погружается более древняя, так как она тяжелее и холоднее, чем молодая плита. Зоны, где происходит субдукция, морфологически выражены глубоководными желобами, а сама погружающаяся океаническая холодная и упругая литосфера хорошо устанавливается по данным сейсмической томографии — объемного «просвечивания» глубоких недр планеты. Угол погружения океанских плит различный, вплоть до вертикального, и плиты прослеживаются до границы верхней и нижней мантий в 670 км. Некоторые плиты останавливаются на этом уровне, иногда выполаживаясь и как бы скользя по границе. Другие — пересекают ее и погружаются в нижнюю мантию, местами достигая практически поверхности внешнего ядра на глубине 2900 км.

Резкий изгиб океанической плиты в зоне субдукции вызывает напряжения в толщах горных пород, которые, разряжаясь, вызывают землетрясения. Гипоцентры или очаги землетрясений довольно четко маркируют границу трения между двумя плитами и образуют наклонную *сейсмофокальную зону,* погружающуюся под континентальную литосферу до глубин 700 км. Впервые эту зону обнаружил японский геофизик К. Вадати в 1935 г., а американский сейсмолог Х. Беньоф в 1955 г. подробно описал эти зоны, которые с тех пор стали называться *зонами Бенъофа*.

Погружение океанической литосферы приводит не только к землетрясениям, но и к вулканизму. При опускании литосферы до глубины 100-200 км в область высоких температур и давлений из горных пород начинают выделяться флюиды — перегретые минеральные растворы. Газообразные флюиды, внедряясь в горные породы континентальной литосферы вызывают их плавление и образование магматических очагов, питающих цепи вулканов. Чем круче наклонена опускающаяся океаническая литосфера к глубоководному желобу, тем ближе к ним расположены цепи вулканических построек.

Следовательно, зона субдукции – это зона сильно расчлененного рельефа (океанских впадин), высокой сейсмичности и энергичной вулканической деятельности. Проявления процесса субдукции зависят от различных обстоятельств. Часть осадков, перекрывающих океаническую литосферу, подрезается краем континентальной плиты, и эти отложения не попадают на глубину, а приращиваются к континентальной плите в виде *аккреционного клина* (от англ. «аккрешион» — приращение). Какая-то часть осадочных отложений погружается вместе с океанической плитой в глубины мантии. В различных местах этот процесс идет разными путями. В ряде других мест погружающаяся океаническая литосферная плита разрушает, эродирует край континентальной литосферы и увлекает за собой вглубь ее фрагменты. Кроме явления субдукции существует так называемая обдукция, т. е. надвигание океанской литосферы на континентальную, примером которой является огромный тектонический покров (500 х 100 км) на восточной окраине Аравийского полуострова, сложенный типичной океанической корой, перекрывающей древние докембрийские толщи

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Аравийского щита. Следует также упомянуть о столкновении, или коллизии, двух континентальных плит, которые в силу относительной легкости слагающего их материала не могут погрузиться друг под друга, а сталкиваются, образуя горно-складчатый пояс с очень сложным внутренним строением. Так, например, возникли Гималайские горы, когда 50 млн лет назад Индостанская плита столкнулась с Азиатской. Подобным образом сформировался Альпийский горно-складчатый пояс при коллизии Африкано-Аравийской и Евразийской континентальных плит.

Тектоника литосферных плит позволила восстановить картину распада последнего суперматерика Пангеи-2, воссоздать картину раскрытия Атлантического и Индийского океанов, которое продолжается и в наши дни со скоростью около 2,0 см в год. Теория тектоники литосферных плит впервые в истории геологии носит глобальный характер, так как касается всех районов земного шара и позволяет объяснить их историю развития, геологическое и тектоническое строение. На сегодняшний день эта теория наилучшим образом объясняет историю земной коры. Она вполне закономерно сменила господствовавшую до этого геосинклинальную концепцию.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Глава 14. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ТЕРРИТОРИИ БЕЛАРУСИ

Территория Беларуси расположена на западе Восточно-Европейской платформы. Кристаллический фундамент этой платформы сложен метаморфическими и магматическими горными породами архейско-раннепротерозойского возраста. Глубина залегания кристаллического фундамента на территории Беларуси изменяется от нескольких десятков метров до 5-6 км, а на юге страны в пределах Украинского кристаллического щита породы фундамента выходят на поверхность. По вещественному составу белорусскими геологами в фундаменте выделяются три гранулитовые, две гранитогнейсовые и одна вулканоплутоническая геоструктурные области. Это Белорусско-Прибалтийский гранулитовый пояс, Брагинский и Витебский гранулитовые массивы, Центрально-Белорусская (Смолевичско-Дрогичинская) и Восточно-Литовская (Инчукалнская) гранитогнейсовые зоны, Осницко-Микашевичский вулканоплутонический пояс (рис. 14.1).

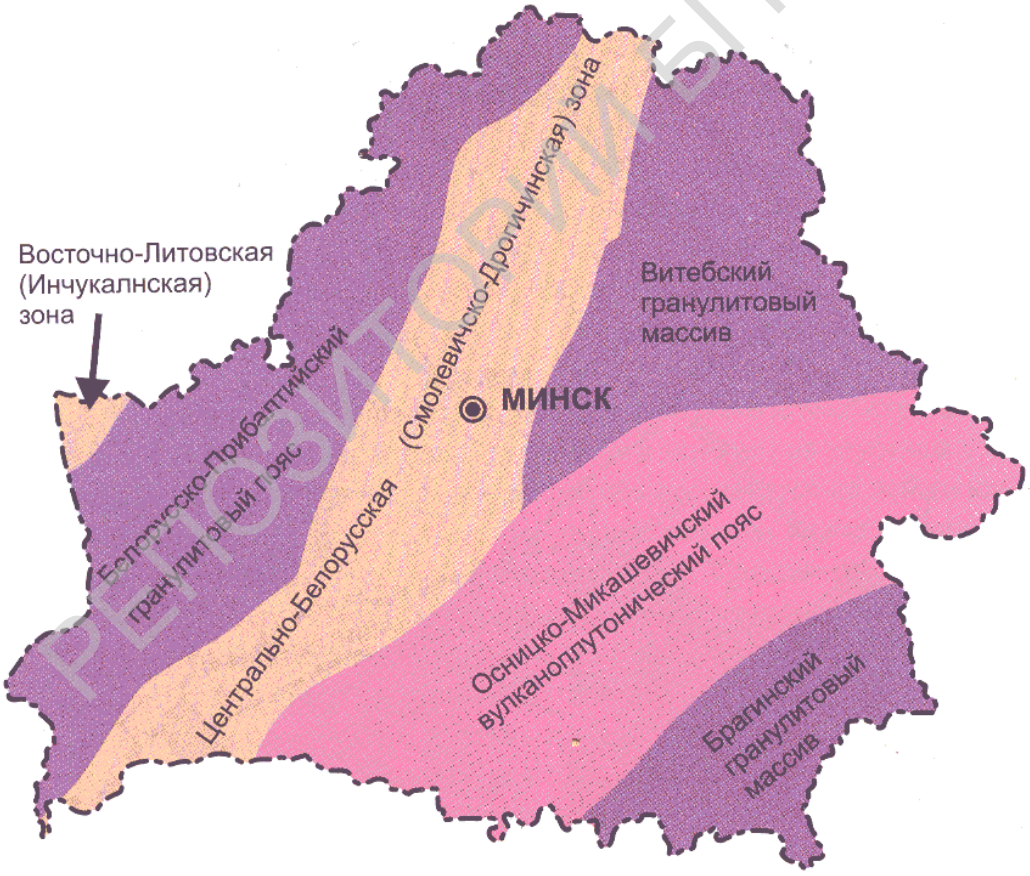


Рис. 14.1. Геоструктурные области кристаллического фундамента Беларуси (Геология Беларуси, 2001)

По поверхности залегания кристаллического фундамента на территории Беларуси выделяются обширная положительная структура (Белорусская антеклиза), три крупные отрицательные структуры (Припятский прогиб,

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Подлясско-Брестская и Оршанская впадины) и четыре структуры с глубиной залегания фундамента, промежуточной между отрицательными и положительными структурами (Латвийская, Полесская, Жлобинская и Брагинско-Лоевская седловины) (рис.14.2). Кроме того, на территорию Беларуси небольшими участками заходят Украинский кристаллический щит, Балтийская синеклиза, Воронежская антеклиза, Волынская моноклиналь Волыно-Подольской впадины и Луковско-Ратновский горст.

Платформенный или осадочный чехол почти целиком состоит из осадочных пород. Изредко в этой толще встречаются магматические образования. Главные черты геологического строения территории Беларуси заключаются в следующем.

В осадочном чехле присутствуют образования рифея, венда и всех геологических периодов фанерозоя: кембрия, ордовика, силура, девона, карбона, перми, триаса, юры, мела, палеогена, неогена и квартера. Последовательность напластования горных пород венда и четвертичного периода на территории Беларуси служат эталонами образований этого возраста.

Недра Беларуси содержат разнообразные горные породы. Кристаллические горные породы представлены гранитами, гранодиоритами, габбро, базальтами, диабазами, долеритами, гнейсами, амфиболитами, кристаллическими сланцами, нефелиновыми сиенитами и др. Встречаются также туфы и туффиты, относящиеся к вулканогенно-осадочным горным породам.

Осадочные горные породы более разнообразны. Среди них преобладают глины, известняки, доломиты, мергели, писчий мел, гипс, ангидрит, каменная соль, сильвинит, гравий, пески и песчаники, алевриты и алевролиты, горючие сланцы, уголь, торф и др.

С поверхности на территории Беларуси залегают четвертичные отложения. Они перекрывают более древние горные породы. Выходы дочетвертичных горных пород можно наблюдать в нескольких местах – на крайнем юге страны (кристаллический фундамент в районе д. Глушкевичи Лельчицкого района Гомельской области), у д. Рованичи Червенского района Минской области (ледниковый отторженец карбонатных пород ордовикского возраста), на берегу рек Днепр у г. Орши, Западной Двины у г.п. Руба и Сарьянки у Верхнедвинска (девонские доломиты и известняки). В долинах рек южной Беларуси изредка встречаются выходы палеогеновых и неогеновых отложений. В пределах Белорусской гряды довольно часто попадаются отторженцы меловых пород, заключенных в составе четвертичных отложений.

Основную часть четвертичного покрова слагают ледниковые (моренные) и водно-ледниковые отложения, которые являются продуктом деятельности материковых ледников. Последний ледник оставил территорию республики 15 тыс. лет назад. В результате работы ледников образовались многочисленные месторождения строительных материалов (пески, глины, песчано-гравийные смеси), сформировались озерные котловины и живописный рельеф средних и северных районов Беларуси. Памятником ледникового периода являются валуны,

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

большое количество которых рассеяно по территории страны. С их разнообразием можно познакомиться в Музее валунов, расположенном при Институте геохимии и геофизики НАН Беларуси в микрорайоне Уручье в Минске.

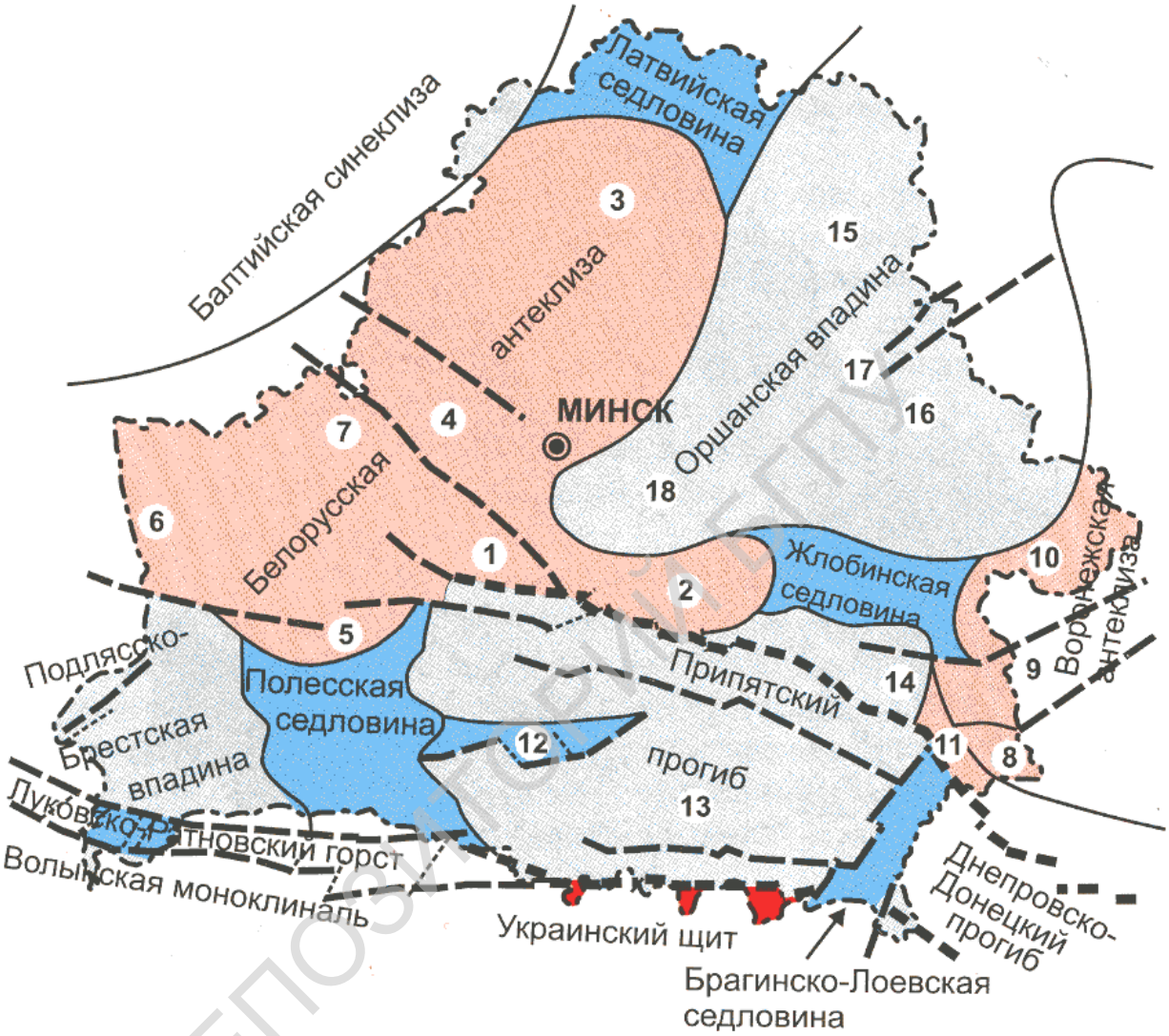


Рис. 14.2. Тектоническая карта Беларуси (Геология Беларуси, 2001)

Цифры на карте: 1 – Бобовнянский погребенный выступ, 2 – Бобруйский погребенный выступ 3 – Вилейский погребенный выступ, 4 – Воложинский грабен, 5 – Ивацевичский погребенный выступ, 6 – Мазурский погребенный выступ, 7 – Центрально-Белорусский массив, 8 – Гремячский погребенный выступ, 9 – Клинцовский грабен, 10 – Суражский погребенный выступ, 11 – Гомельская структурная перемычка, 12 – Микашевичско-Житковичский выступ, 13 – Припятский грабен, 14 – Северо-Припятское плечо, 15 – Витебская мульда, 16 – Могилевская мульда, 17 – Центрально-Оршанский горст, 18 – Червенский структурный залив.

Максимальные мощности осадочного чехла приходятся на девонские отложения (известняки, доломиты, мергели, глины), накопившиеся в морских условиях.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

На территории Беларуси находится уникальная геологическая структура – Припятский прогиб, в котором сосредоточены основные запасы полезных ископаемых страны. Здесь в позднедевонское время накопилась мощная толща (до 3 км) каменной и калийных солей. По производству калийных удобрений на базе сильвинитов Старобинского месторождения Беларусь находится на одном из первых мест в мире.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Литература

Аллисон А., Палмер Д. Геология. М., 1984. 450 с.

Апродов В.А. Вулканы. М., 1982. 368 с.

Белоусов В.В. Структурная геология. М., 1986. 244 с.

Богословский Б.Б. Основы гидрогеологии суши. Реки, озера, водохранилища. Минск, 1974. 214 с.

Болт Б. В глубинах Земли: о чем рассказывают землетрясения. М., 1984. 189 с.

Болт Б.А. Землетрясения. М., 1981. 256 с.

Войткевич Г.В. Происхождение и химическая эволюция Земли. М., 1983. С. 166—167.

Войткевич Г.В. Геологическая хронология Земли. М., 1984. 129 с.

Гвоздецкий Н.А. Карст. М., 1981. 214 с.

Геология Белоруссии / А.С. Махнач, Р.Г. Гарецкий, А.В. Матвеев. Мн.: Институт геол. наук НАН Беларуси. 2001. 815 с.

Гидрогеология / Под ред. В.М. Шестакова и М.С. Орлова. М, 1984. 303 с.

Горецкий Г.И. Проблемы изучения погребенных долин и ложбин ледникового выпахивания и размыва на территории Белоруссии // Вопросы геологии Белоруссии. Мн., 1973. С. 7-12.

Горшков Г.П., Якушева А.Ф. Общая геология. 3-е изд. М., 1973. 592 с.

Гурский Б.Н., Корулин Д.М. Геология общая и историческая. Мн.: Высш. школа, 1982.

Гурский Б.Н., Гурский Г.В. Геология. Минск, 1985. 318 с.

Джон Б., Дербишир Э., Янг Г., Фейрбридж Р., Эндрюс Дж. Зимы нашей планеты / Пер. с англ. М., 1982. 336 с.

Добровольский В.В. Геология. Москва, 2001. 320 с.

Зейболд Е., Бергер В. Дно океана (введение в морскую геологию). М., 1984. 320 с.

Земля. Введение в общую геологию. М., 1974. Т. 1, 2.

Карташов И.П. Основные закономерности геологической деятельности рек горных стран. М., 1972. 183 с.

Климентов П.П., Богданов Г. Я. Общая гидрогеология. М., 1979. 356 с.

Коржуев С.С. Геоморфология речных долин и гидротехническое строительство. М., 1977. 174 с.

Короновский Н.В. Общая геология. М., МГУ, 2002.

Короновскй Н.В., Якушова А.Ф. Основы геологии. М.: Высш. шк., 1991. 416 с.

Короновский Н.В. Ясаманов Н.А. Геология. Москва, 2003. 448 с.

Лаврушин Ю.А. Аллювий равнинных рек субарктического пояса и перигляциальных областей материковых оледенений. М., 1963. 265 с.

Лаврушин Ю.А. Строение и формирование основных морен материковых оледенений. М., 1976. 332 с.

Лазуков Г.И. Плейстоцен территории СССР. М., 1980. 261 с.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Лебедева Н.Б. Пособие к практическим занятиям по общей геологии. М., 1986. 100 с.

Левков Э.А. Гляциотектоника. Минск, 1980. 264 с.

Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. М., 1978. 389 с.

Логвиненко Н.В. Морская геология. Л., 1980. 344 с.

Магницкий В.А. Внутреннее строение и физика Земли. М., 1965. 378 с.

Махнач А.А. Стадиальный анализ литогенеза: Учеб. пособие. Мн.: БГУ, 2000. 255 с.

Махнач А.А. Введение в геологию Беларуси. Мн.: Ин-т геол.наук НАН Беларуси, 2004. 198 с.

Мерзлотоведение (краткий курс) / Под ред. В.А. Кудрявцева. М., 1981. 238 с.

Монин А.С. История Земли. Л., 1977. 228 с.

Обручев В.А. Пески и лёсс. Избранные работы по географии Азии. М., 1951. Т. 3.

Основные морены материковых оледенений (материалы международного симпозиума) / Под ред. Е.В. Шанцера и Ю.А. Лаврушина. М., 1978. 242 с.

Процессы континентального литогенеза. М., 1980. 212 с.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 1. М., 1960.

Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., 1963.

Хаин В.Е., Михайлов А.Е. Общая геотектоника. М., 1985. 326с.

Фролов В.Т. Генетическая типизация морских отложений. М., 1984. 222 с.

Унксов В.А. Тектоника плит. Л., 1981. 288 с.

Ушаков С.А., Ясаманов Н.А. Дрейф материков и климаты Земли. М., 1984. 206 с.

Чистяков А.А., Макарова Н.В., Макаров В.И. Четвертичная геология. М., ГЕОС, 2000, 302 с.

Шанцер Е.В. Очерки учения о генетических типах континентальных образований. М,, 1966. 239 с.

Шанцер Е.В. Генетические типы четвертичных отложений / Четвертичная система. Полутом 1. М., 1982.

Шопф Т. Палеоокеанология. М., 1982. 311 с.

Якушова А.Ф., Хаин В.Е., Славин В.И. Общая геология: Учебник. М.: МГУ, 1988. 448 с.

Ясовеев М.Г. Основы гидрогеологии: Учебн. Пособие. Мн., БГУ, 2002. 148 с.

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

Аа-лава 147
Абляция 114
Абразия 129, 130
Аванделыта 88
Авлакоген 184
Автохтон 173
Агломерат 148
Агглютинаты 148
Адыр 74
Актуализм 142
Аккреционный клин 189
Аллохтон 173
Аллювий 83
Антеклиза 184
Антиклинорий 170
Артезианские воды 100
Астроблема 159
Атолл 135
Базис эрозии 77, 80
Байджерахи 122
Балка 78
Барранкосы 149
Бархан 71
Бары 130
Барьерные рифы 134
Батолит 145
Бенч 130
Беньофа зона 153, 189
Бомба вулканическая 46, 148
Булгунняхи 122
Валы 185
Верховодка 96
Взброс 172
ВОЗ зоны 182
Волноприбойная ниша 130
Впадина 185
Вулканология 10
Вулканы 146
Гайоты 129
Гавайский тип вулкана 150
Донная (основная) морена 114
Газовый тип вулкана 151
Гамада 73
Гейзер 152
Генезис 28
Геоид 13
Геокриология 11
Геология
- динамическая 9
- региональная 10
- инженерная 11
- космическая 11
- планет 11
- морская 11
Геосинклиналь 186
Геотермическая ступень 20
Геотермический градиент 20
Геохимия 8
Геофизика 10
Гиалокластиты 147
Гидролакколит 122Гидрогеология 11, 91
Гидропьезы 99
Гипергенез 56, 138
Гипоцентр 176
Гляциодислокации 114
Горст 174
Грабен 174
Граница Мохо 16
Гумус 64
Дайка 17, 146
Дебит 98
Дельта 88
Делювий 76
Денудация 131
Десквамация 57
Дефляция 66
Деформация 167
Диагенез 137
Диатомовые осадки 133
Динамометаморфизм 159
Лахары 150

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Друмлины 114 Дюны 72
Жеода 24
Желоб глубоководный 129
Жерло 149
Зандры 116
Земная кора 16
Зеркало грунтовых вод 96
Зеркало скольжения 171
Излучина (меандра) 82
Изоморфизм 24
Изосейсты 177
Изостазия 163
Импактиты 159
Интрузивы 143, 144
Каменные полигоны 122
Камы 116
Камовые террасы 118
Кальдеры 150
Карст 103
Карры 103
Катогенез 138
Кимберлиты
Кларк 22
Кокколитофориды 133
Коллювий 57
Коллектор 92, 139
Конечная (краевая) морена 113
Конкреция 24
Конус выноса 78
Корразия 66
Корреляция 141
Коралловыми рифами 134
Коры выветривания 60
Кратер 149
Криолитозона 121
Кристаллография 8
Кристаллохимия 8
Лава 147
Лавобрекчия 147
Лакколит 146
Лапилли 46, 148
Пелейский тип вулкана 151
Ледниковые ложбины 111
Ленточные глины 119
Лёссы 70, 120
Лиман 89
Литогенез 138
Литология 8
Литосфера 7, 17
Литосферные плиты 186
Ловушка 139
Ложбины стока талых вод 116
Ложе Мирового океана 129
Лополит 146
Маары 149
Магма 143
Магматизм 143
Магнитуда 177
Мантия 16
Метфгенез 138
Материковый склон 128
Материковое подножье 129
Межень 80
Метагенез 138
Метаморфизм 156
Метасоматоз 62
Миндалины 24
Минералогия 8
Минеральные воды 101
Мировой океан 128
Морена 112
Мофеты 151
Муры 79
Надвиг 173
Наклонение магнитное 18
Озы 116
Оолиты 136
Оползни 105
Осадочный чехол 184
Очаг землетрясения 14, 176
Палеогеография 10
Палеонтология 10
Пахоэхоэ 147
Сейсмофокальная зона 189

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Пепел вулканический 46, 148
Периклиналь 170
Перикратонные впадины 185
Песок вулканический 46
Петрология 8
Петрография 8
Пиллоу-лава 147
Пинго 122
Платформа 183
Плейстосейстовая область 177
Плинианский тип вулкана 150
Плита 184, 185
Поверхностные L-волны 15
Пойма 84
Покров (шарьяж) 173
Полигональные формы рельефа 121
Полиморфизм 23
Полья 103
Породообразующие минералы 41
Поперечные S-волны 15
Пористость пород 92
Продольные P-волны 15
Пролювий 79
Профиль равновесия реки 80
Псевдоморфозы 25
Птероводовые осадки 133
Пьезометрический уровень 99
Пятна — медальоны 122
Радиоляриевые осадки 133
Раздвиг 173
Разрывы 167, 171
Ракушечники (ракушняки) 135
Рифт 129, 187
Россыпи 90
Сброс 172
Свод складки 185
Сдвиг 173
Седиментогенез 131
Сейсмические волны 176
Сейсмическое районирование 180
Сейсмограмма 15
Фьорд 111
Сели 79
Силл 146
Синеклиза 184
Синклинорий 170
Складки 166
Складчатость 170
Склонение магнитное 18
Сместитель 171
Солифлюкция 123
Сольфатары 151
Спрединг 188
Срединно-океанские хребты 129, 184
Сталогмит 24
Сталоктит 24
Старица 84
Стритиграфия 10
Стратовулкан 149
Стромболианский тип вулкана 150
Структура 40
Субдукция 153, 189
Такыр 74
Текстура 41
Тектоносфера 183
Тепловой поток 19
Термокарст 123
Термы 152
Терра-росса 104
Террасы 86
Терригенные осадки 132
Тефра 46, 148
Тиллит 114
Трансформные разломы 187
Трог 112
Ультраметаморфизм 158
Факолит 146
Фация 141
Фациальный анализ 141
Флексура 185
Фораминиферовые осадки 133
Фундамент 184
Фумаролы 151
Экструзия 147

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ

Хонолит 146
Центриклиналь 170
Цунами 181
Шельф 128
Шоры 74
Шток 146
Щит 184
Экзарация 110
Эксплозия 147
Эллипсоид Ф.Н. Красовского 14
Элювий 60
Эоловые процессы 66
Эпицентр 177
Эрозия 77
Эстуарии 89
Эффузия 143, 147
Ядро Земли 16
Ярданги 69

РЕПОЗИТОРИЙ БГПУ