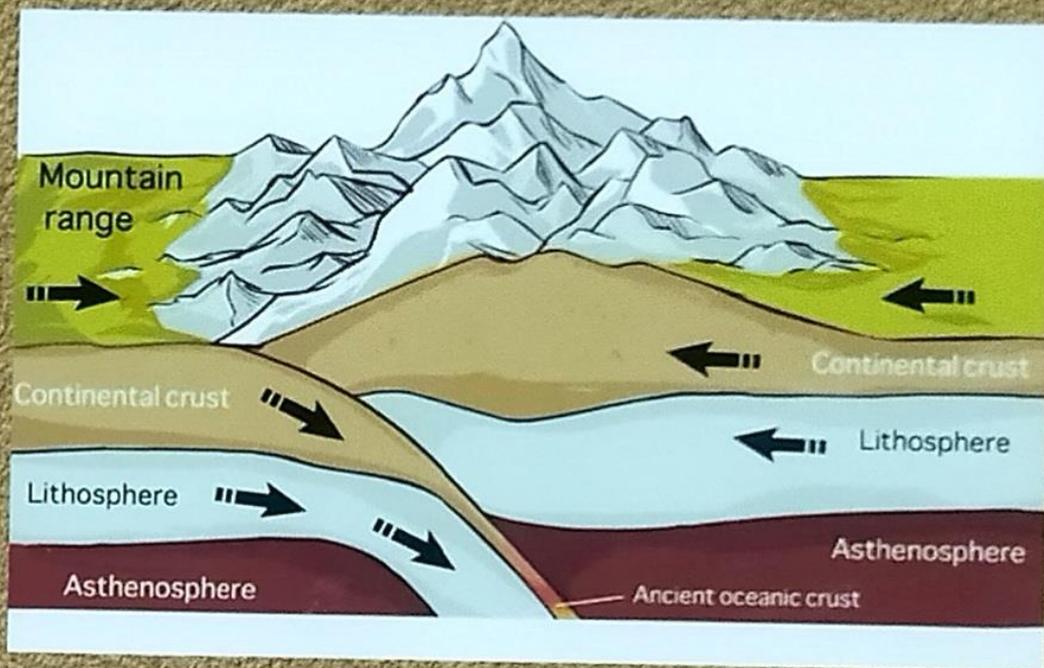


Б.Ф.АДИЛОВ
Б.И.АЛЛАЯРОВ

ГЕОМОРФОЛОГИЯ, ГЕОТЕКТОНИКА И РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ



**МИНИСТЕРСТВО ВЫСШЕГО
И СРЕДНЕГО СПЕЦИАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ
РЕСПУБЛИКИ УЗБЕКИСТАН**

**Б.Ф.АДИЛОВ
Б.И.АЛЛАЯРОВ**

**ГЕОМОРФОЛОГИЯ,
ГЕОТЕКТОНИКА
И РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ**

Учебник

*Одобрено Министерством высшего и среднего специального
образования Республики Узбекистан*

**Ташкент
“Университет”
2022**

УДК: 551.4(07)

ББК: 26.823я7

А 30

Адиллов Б.Ф., Аллаяров Б.И. Геоморфология, геотектоника и региональная геология. Учебник. –Т: “Университет”, 2022. 321 стр.

В учебнике изложены основы геоморфология геотектоники и региональной геологии – науки о движениях и деформациях литосферы, её происхождении, структурных элементах платформ и геосинклинальных областей и наука о рельефе Земли, его морфологии и морфометрии, генезисе, возрасте и истории формирования. Излагаются общие принципы тектоники литосферных плит. Рассматриваются современные тектонические процессы, формации и структуры, строение и развитие главных структурных единиц литосферы.

УДК: 551.4(07)

ББК: 26.823я7

А 30

Рецензенты:

Зокиров О.Т. – кафедры “Геология, минералогия и петрография”
ТГТУ, д.г-м.н., профессор

Исақджанов Б.Б. – нач.отдела магистратуры университета
геологических наук, к.г-м.н.

ISBN: 978-9943-8044-6-3

© Издательство “Университет”, Ташкент, 2022г.

ВВЕДЕНИЕ

В учебнике в основном содержит краткое описание основных структур земной коры: платформ и складчатых поясов, теория тектоники литосферных плит, всестороннее изучение рельефа, типизация наблюдаемых форм, выявление морфологических комплексов форм рельефа, их связей между собой, с геологическим строением, с континентальными отложениями, объяснение главных сторон тектонической жизни земли.

В нем в качестве примера приводятся характеристики отложений фундамента и покрова Русской платформы. В связи с отличной историей развития во времени палеозоя и мезозоя Сибирской платформы, она тоже нашла свое описание.

При рассмотрении складчатых поясов учитывается их возраст, сложность истории развития и наложенность молодых тектонических процессов на примере регионов Восточных Карпат, Кавказа, Урала, центрального складчатого сооружения Казахстана, Алтая, Салаиро-Саяна, Верхояно-Чукотского складчатого сооружения и Восточно-Азиатской геосинклинальной зоны.

Геоморфология имеет дело, с одной стороны, с формами поверхности, возникающими в условиях определенной географической среды, а с другой - с геологическими телами, слагающими эти формы или образующими их субстрат. В связи с этим и приемы геоморфологических исследований характеризуются комплексностью методики, в основе которой лежат географические и геологические методы, а также данные ряда других наук.

Мы надеемся, что приведенный учебнике пособие научит студентов восстанавливать палеогеографические условия развития тех или иных регионов на основе анализа геологических разрезов и поможет усвоению курса региональной геологии и геотектоники.

ЧАСТЬ 1. ГЕОМОРФОЛОГИЯ

1. ПРЕДМЕТ, ЗАДАЧИ И ПОЛОЖЕНИЕ ГЕОМОРФОЛОГИИ СРЕДИ ДРУГИХ ДИСЦИПЛИН. КРАТКАЯ ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ГЕОМОРФОЛОГИИ

1.1. Предмет, задачи и положение геоморфологии

Геоморфология - наука о строении, происхождении, истории развития и современных изменениях рельефа Земли. Объектом геоморфологии является *рельеф* - совокупность разномасштабных положительных и отрицательных неровностей поверхности литосферы. Предметом геоморфологии, ее целью является создание пространственно-временных, «действующих» моделей формирования калейдоскопического разнообразия форм рельефа самых разных размеров: от мельчайших неровностей селективного выветривания на поверхности скал до планетарных выступов континентов и океанических впадин во всей их диалектической соподчиненности и взаимозависимости. Построение таких моделей, в общем случае, сводится к решению основных задач геоморфологии как науки, перечисленных в ее определении. Развернем их подробнее:

- *морфологическая* (т.е. описание внешнего вида, геометризация) и морфометрическая (т.е. оценка с количественной стороны - абсолютные и относительные отметки, размеры, углы наклона и т.д.) характеристика рельефа;

- *происхождение рельефа* – в результате деятельности каких природных рельефообразующих процессов и при участии каких рельефообразующих факторов сформировался данный рельеф:

- *возраст и история развития рельефа* – когда возник данный рельеф и как он пришел к нынешнему состоянию, т.е. поэтапное восстановление палеогеографии исследуемого района;

- *динамика и направление развития современных рельефообразующих процессов* – какие изменения претерпевает исследуемый рельеф в настоящее время и как он изменится в обозримом будущем.

Следует отметить, что для геологов – поисковиков важно решение первых трех задач, т.к., например, аллювиальные россыпи золота являются элементом современного рельефа и его рыхлого

покрова и формировались в процессе становления этого рельефа; тогда как при производстве инженерно-геологических исследований наиболее важно решение последней задачи.

Указанные задачи решаются многими методами. Ниже перечислены наиболее важные из них.

Морфолого - морфометрический и морфогенетический методы заключаются в полевом описании и описании по топографическим картам всех особенностей строения и происхождения исследуемого рельефа.

Морфоструктурный метод заключается в выявлении связи между рельефом и геологическим строением (геологической структурой и литологией), молодыми тектоническими движениями, вулканизмом.

Историко - геоморфологический метод заключается в выявлении истории развития рельефа, главным образом, путем восстановления палеогеографии района, анализа цикличности развития рельефа, анализа геоморфологических возрастных уровней.

Сравнительно - морфологический метод и близкий к нему метод регионального геоморфологического анализа заключается в применении вышеперечисленных и других методов при сравнительном описании районов с различным рельефом.

Кроме того, при геоморфологических исследованиях широко применяются геологические методы – петрографо-минералогический анализ и анализ фаций и мощностей неоген-четвертичных отложений, методы установления возрастных взаимоотношений элементов рельефа, тектоноструктурный анализ, и географические методы – ландшафтное картирование, климатические, гидрологические, океанологические, гляциологические и другие исследования.

1.2. Краткая история развития геоморфологии. Связь геоморфологии с другими науками

Сведения о рельефе земной поверхности накапливались с самых ранних этапов возникновения и развития человеческого общества. Они публиковались в трудах по геологии и географии. В работе М.В. Ломоносова «О слоях земных» была выдвинута идея развития

рельефа как результат взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов.

П.А. Кропоткин обосновал теорию развития материковых оледенений. Почвовед В. В. Докучаев выдвинул теорию обоснования и развития речных долин. В научных трудах Д.Х.Якубова, Д.Б.Жамолова и Абдуллаева Р.Н. были разработаны основы тектоники и структурной геологии, строение материков и океанов. К концу XIX века вышли в свет крупные обобщающие труды Ф. Рихтгофена, А. Пепка, А.П. Павлова, в которых были систематизированы представления о строении земной поверхности, происхождении рельефа, предложена первая классификация рельефа.

Обобщение концепции о рельефе были изложены в научных трудах Абдуллаева Р.Н. и Якубова Д.Х. (2000).

В 80-х годах нашего столетия явился ряд фундаментальных работ по геоморфологии.

Одним из видных ученых был профессор Московского Университета А.А. Борзов. Он исследовал рельеф Русской равнины и явился инициатором изучения геоморфологии при подготовке геологов, гидрогеологов, геодезистов и картографов.

А.М.Ахмеджанов, О.М.Борисов в 80-х годах опубликовали монографию «Морфология суши», «Общая геотектоника» и внесли свою лепту в развитие геоморфологии.

В развитие геоморфологии внёс также весомый вклад К.К. Марков. Он основал теорию развития рельефа и дал рекомендации по практическому использованию геоморфологии.

О происхождении и о возрасте земной поверхности широко применяется учение о морфоструктуре и о морфоскульптуре. Научные позиции этих структур в основном заложены в 1946-1959 гг. И.П. Герасимовым. Он выделил элементы рельефа земли. Большое значение отдавая при этом их величине и генезису. К элементам первого порядка он относит морфоархитектуры или геотекстуры; второго – морфоструктуры; третьего – морфо-скульптуры.

Геотекстуры - самые крупные формы рельефа земли, которые изучаются в общепланетарно - космическом масштабе. Это

материковые выступы, океанические впадины, крупные горные системы, равнинные страны.

Началом геоморфологического развития земли следует считать время, когда к воздействию внутренних эндогенных факторов добавилось влияние внешних экзогенных сил.

Связь геоморфологии с геологией определяется, прежде всего, тем, что любой рельеф в крупных своих чертах определяется направленностью действия таких геологических процессов, как тектонические движения (и вулканизм), ведущих к деформации более древнего геологического субстрата и денудации его или к накоплению на нем более молодых неоген-четвертичных отложений, в процессе чего и формируется рельеф.

Последние десятилетия геологическое содержание геоморфологии увеличивается. Особенно это касается изучения крупных, т.н. планетарных, форм и форм мега- и макрорельефа Земли. Все это дает возможность некоторым авторам так определять современную геоморфологию: «Наука о закономерностях строения и развития поверхности твердой оболочки земной коры, формирующейся при разрушении, накоплении и деформации геологических тел, а также земной коры в целом...»

Общая геоморфология изучает основные закономерности происхождения, строения и развития рельефа. Панов Д.Г. подразделяет общую геоморфологию на **динамическую**, изучающую формирование рельефа в результате активного действия рельефообразующих процессов, **структурную**, изучающую связь рельефа с геологическим строением района, **климатическую**, изучающую связь формирования рельефа с историческими изменениями климата и изменения характера действия рельефообразующих факторов в различных климатических зонах.

Региональная геоморфология (вместе с **геоморфологическим районированием**) занимается изучением (обычно сравнительным) геоморфологического строения отдельных регионов и их частей. Геоморфология России входит в этот раздел.

Историческая геоморфология, палеогеоморфология изучает историю развития рельефа.

Планетарная геоморфология решает все вопросы применительно к глобальному, планетарному рельефу Земли.

Прикладная геоморфология занимается применением геоморфологии для решения теоретических проблем других наук, например, геотектоники и практических задач – при поисках полезных ископаемых, инженерно-геологических исследованиях. Сюда же часть авторов относит разработку методики полевых геоморфологических наблюдений и геоморфологического картирования и картогра-фирования.

Вопросы:

- 1. Геоморфология - как наука.*
- 2. Предмет и задачи геоморфологии.*
- 3. Связь геоморфологии с другими науками.*
- 4. Понятие о рельефе земной поверхности.*

2.ХАРАКТЕРИСТИКА РЕЛЬЕФА. МОРФОГРАФИЯ И МОРФОМЕТРИЯ РЕЛЬЕФА. ОБРАЗОВАНИЯ РЕЛЬЕФА. ВОЗРАСТ РЕЛЬЕФА. ЭНДОГЕННЫЕ, ЭГЗОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ И РЕЛЬЕФ.

2.1.Положительные формы рельефа

1. Курган - изолированная возвышенность с резко выраженной подошвенной линией и относительной высотой до 50 м.

2. Бугор - изолированная куполообразная возвышенность с резко выраженной подошвенной линией и относительной высотой до 100 м. Склоны имеют крутые до 25° . Вершины обычно плоские.

3. Кочка - мелкие положительные формы рельефа, сходные с буграми высотой 1,0-1,5 м.

4. Увал - вытянутая возвышенность (длина до 10-15 км) с пологими склонами. Вершинные поверхности плоские. Высота до 200 м.

5. Холм - изолированная куполовидная, резко коническая возвышенность с пологими склонами. Вершины холмов бывают острые. Высота до 200-300 м.

6. Гряда - часто узкая, вытянутая возвышенность с крутыми склонами 20° . Вершина округлая. Высота не более 150-200 м.

7. Плато - возвышенная равнина, ограниченная хорошо выраженными склонами, нередко обрывистой формы. Поверхность плато бывает ровной, волнистой и холмистой.

8. Плоскогорье - сложная форма рельефа с абсолютными отметками более 500 м и относительной глубиной расчленения более 200 м. вершина плоская.

9. Гора - изолированная форма рельефа с относительной высотой более 300 - 500 м, большей частью с крутыми склонами. Вершинные поверхности гор могут быть плоские, куполо-образные, пирамидальные. От гор следует отмечать «вершины» и «пики».

10. Горные хребты - вытянутая по длине возвышенность, имеющая относительную высоту более 2000-3500 м и крутые

склоны. Является сложной формой.

11. Горный кряж - невысокий горный хребет с пологими склонами и плоской вершиной.

12. Нагорья - очень сложная форма рельефа, сильно возвышается над уровнем моря.

2.2. Отрицательные формы

1. Ложбина - вытянутое углубление. Глубина до нескольких метров. Протяженность до 200-500 м.

2. Промоина - вытянутое углубление, глубина от 0,1 до 1-2 м. склоны крутые, обнажённые.

3. Овраг - вытянутое углубление, открытое, склоны крутые, местами отвесные, лишены растительности, глубина до 50 м, длина несколько километров.

4. Балка - вытянутое углубление, имеющее пологие покрытые растительностью склоны. Дно имеет пологий уклон. Склоны выражены хорошо. Длина балки достигает нескольких километров. Глубина и ширина различные.

5. Долина - вытянутое незамкнутое углубление, имеющее уклон в одну сторону - сложная форма рельефа. Склоны имеют различную крутизну и часто осложнены террасами, оврагами, оползнями и промоинами. Дно долины имеет различную ширину и часто осложнено валами, грядами. Длина может достигать сотни или тысячи километров.

6. Котловина или **впадина** - пониженная замкнутая форма со всех сторон и имеющая склоны различной крутизны. Размеры котловины могут быть различны. На дне и склонах образуются положительные и отрицательные формы рельефа (адыры, межадырные впадины).

7. Желоба - узкие, сильно вытянутые в длину и глубину понижения дна морей и океанов. Являются обычно местами наибольших глубин (Моренский, Филиппинский, Яванский).

8. Банки - обособленно пониженные участки дна океана.

9. Коёпы - узкие обрывистые долины. Ширина от 50-150м, глубины от 200 до 1км, длина несколько км.

По размерам формы рельефа можно подразделить на следующие:

1. Величайшие (планетарные) - горизонтальные размеры определяются миллионами квадратных километров. Положительные формы рельефа - материка; отрицательные - впадины океанов.

2. Крупнейшие (мега) - горизонтальные размеры определяются десятками и сотнями тысяч квадратных километров. Положительные формы рельефа нагорья, горные страны, подводные «валы», обширные возвышенности; отрицательные - обширные впадины, котловины, дно океанов.

3. Крупные (макро) - горизонтальные размеры определяются десятками, сотнями и тысячами квадратных километров. Положительные формы рельефа - горные хребты, горные узлы, вершины, отдельные горы; отрицательные - большие долины, впадины типа оз. Байкал, подводные желоба, рифтовые долины.

4. Средние (мезо) - горизонтальные размеры определяются сотнями и тысячами квадратных километров. Положительные формы рельефа - холмы, террасы, нагорья; отрицательные - поля и большие карстовые воронки, овраги, балки, котловины небольших озер.

5. Мелкие (микро) - горизонтальные размеры форм рельефа определяются квадратными метрами и сотнями квадратных метров. Положительные формы «рельефа» - бугры, прирусловые валы, курганы, дорожные насыпи, конуса выноса; отрицательные - промоины, мелкие овраги, карстовые воронки, дорожные выемки.

6. Очень мелкие (нано) - горизонтальные размеры определяются квадратными дециметрами и метрами. Относительная высота определяется дециметрами, но может достигать 1-2 м. На картах крупных масштабов передаются условными знаками и только в основных случаях отдельные формы рельефа могут быть переданы горизонталями дополнительного сечения (1-0,5-0,25м). К этим формам рельефа относятся кочки, прикустовые косички, рытвины, мелкие промоины.

7. Мельчайшие (топографические шероховатости) – горизонтальные размеры определяются квадратными сантиметрами и дециметрами, у сильно удлиённых форм могут достигать

квадратных метров. Относительные превышения измеряются сантиметрами, а иногда дециметрами. На картах не изображаются.

По происхождению рельеф поверхности литосферы подразделяется на две большие группы:

а) формы, обусловленные деятельностью внутренних (эндогенных) сил;

б) формы, обусловленные деятельностью внешних (экзогенных) сил.

Первая группа в свою очередь, подразделяется на формы, связанные с движениями земной коры и вулканогенные.

Вторая группа отличается развитием вечной мерзлоты, деятельностью текучих вод, подземных вод, моря, снега и льда, ветра, растений, животных, человека и падением метеоритов.

Большинству рельефообразующих агентов присуща разрушительная, транспортирующая и аккумулятивная деятельность. Следовательно, под действием одного и того же геологического агента могут возникать формы рельефа, образующиеся в результате накопления принесенного вещества. Общим термином для разрушительной деятельности внешних геологических агентов является деструкция, транспортировку (смыв, снос) называют денудацией, а накопление вещества - аккумуляцией. При описании деятельности того или иного геологического агента применяется специальная терминология. Генетическая классификация рельефа широко используется в геоморфологии. Она удобна при описании не только определённых форм, но и их комплексов - генетических типов рельефа, облегчает изучение основных закономерностей развития рельефа под действием того или иного природного агента, но для полного отражения сложного взаимодействия рельефообразующих процессов (например, движения земной коры и внешних геологических процессов, влияние климата и др.) нуждается в ряде уточнений и дополнений.

Абсолютный возраст рельефа - это время его образования по геохронологической или исторической шкале. Привязка возраста осуществляется несколькими методами: 1. Установление времени образования какой - либо поверхности определяют возраст слагающих слоев. Например, плато Устюрт сложено морскими отложениями неогена, возраст которых

определяется палеонтологическим методом.

При определении в геоморфологическом понимании возраста рельефа терминами «молодость», «зрелость» и «старость» обозначают этапы развития ведущего рельефообразующего процесса и характеризуют степень выработанности типичных форм рельефа, обусловленных этим процессом.

2.3. Морфография и морфометрия рельефа

Одной из самых главных характеристик рельефа местности является расположение (приподнятость) его относительно уровня моря (абсолютная высота) которая называется гипсометрией. К подводным формам рельефа относится батиметрия, показывающая глубину моря или океана.

Рассмотреть наглядно общую характеристику рельефа земной поверхности в целом позволяет гипсографическая кривая (рис. 2.1).



Рис. 2.1. Гипсографическая кривая Земли

На гипсографической кривой выделяются два основных гипсометрических уровня земной поверхности:

1. Материковый, располагающийся между +2000 и -200 м и занимающий 30% земной поверхности.

2. Океанический - на глубинах от -3000 до -6000 м, на долю которого приходится 50% поверхности Земли.

Оставшиеся 20% занимают средневысотные и высокие горы, глубоководные желоба. На кривой видно, что для Земли в целом более

характерны отрицательные гипсометрические характеристики. Гипсографические кривые строят также отдельно для материков, и отдельно для океанов и морей - батиграфические кривые.

Средние высоты материков и средние глубины океанов Земли следующие:

Материки	Средняя высота	Океаны	Средняя
Евразия	840	Тихий	4280
Африка	750	Атлантический	3940
Северная	720	Индийский	3960
Южная	600	Северный	1200
Австралия	320		
Антарктида	2100		

Наивысшая экстремальная точка Земли - вершина горы Джомолунгма, или Эверест (в Гималаях), имеет отметку 8848 м, самая большая глубина - в Марианском глубоководном желобе (Тихий океан) достигает 11034 м. Следовательно, максимальный размах высот (или амплитуда высот) на поверхности земного шара составляет около 20 км.

По степени приподнятости поверхности суши над уровнем океана

выделяют:

1. Низменный рельеф – с абсолютными высотами от 0 до 200 м

2. Возвышенный рельеф – с абсолютными высотами от 200 до 500 м.

Возвышенный рельеф, в зависимости от абсолютной высоты, геоло-гического строения и характера расчлененности подразделяется на:

- **Возвышенности** - к возвышенностям и возвышенным равнинам относят участки земной поверхности с абсолютными высотами 200-500 м. Их поверхности могут быть горизонтальными, наклонными, вогнутыми или выпуклыми (Примечание: на суше встречаются равнины, лежащие ниже уровня моря, например, Прикаспийская низменность). По морфологии среди обоих типов равнин различают плоские, холмистые, волнистые, грядовые.

- **Плато** (от лат. plat - плоский) - это возвышенная равнина, сложенная горизонтально лежащими или слабо деформированными породами с ровной или слабо расчлененной (волнистой) поверхностью, ограниченная отчетливыми уступами от соседних более низких

равнинных пространств (рис 2.2). Различают следующие виды плато: структурные, вулканические и денудационные (рис. 2.3).

- **Плоскогорья** - обширные участки суши, приподнятые над окружающей территорией, имеют значительное эрозионное расчленение при относительно слабом расчленении водораздельных поверхностей. Плоскогорья отличаются от плато большими абсолютными высотами (до 1000 м и более) (рис. 2.4).

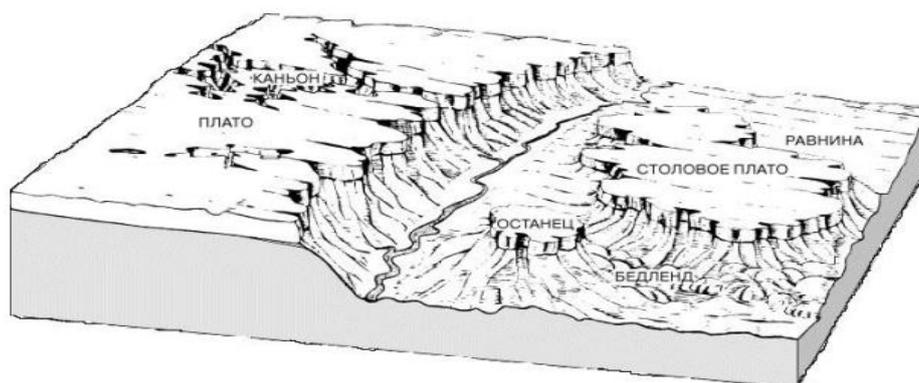


Рис. 2.2. Плато

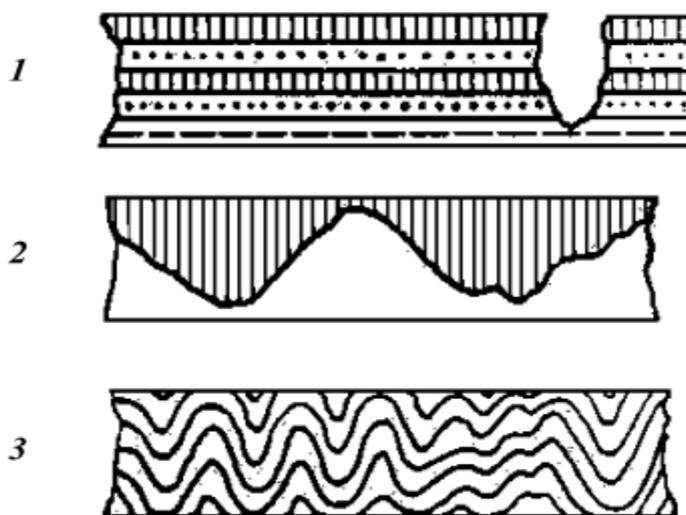


Рис. 2.3. Виды плато

Пояснения к рисунку: 1. Структурное плато - сложенные горизонтально залегающими пластами горных пород; 2. Вулканические плато - неровности прежнего рельефа заплombированы (бронированы) излившейся лавой; 3. Денудационное плато - поднятые денудационные равнины (пенеплены и абразионные равнины).



Рис. 2.4. Плоскогорье (Среднесибирское плоскогорье, Россия)



Рис. 2.5. Нагорье (Тибетское нагорье, Китай)

- **Нагорья** представлены обширными участками земной поверхности.

Имеют сложные сочетания горных хребтов и массивов, плато, плоскогорий и котловин, лежащих на общем, высоко поднятом массивном цоколе (рис. 2.5).

- **Горы** - это обширные территории со складчатой, глыбовой или складчато-глыбовой структурой земной коры, приподнятые на различную высоту (до 8000 м и более) и характеризующиеся значительными, обычно резкими колебаниями высот на коротком расстоянии (рис. 2.6).



Рис. 2.6. Кавказские горы (в центре фото гора Эльбрус 5642 м)

По гипсометрии горы подразделяют на:

1. Низкие - до 1000 м (рельеф Новой Земли);
2. Средневысотные - от 1000 до 2500 м (Западные и Восточные Гаты, Карпаты, Северный Урал, горы северо-востока России и др.);

3. Высокие - от 2500 до 5000 м (Кавказские горы);
4. Высочайшие - более 5000 м (Альпийские горные системы).

Горы отличаются высотной поясностью ландшафтов и яркостью рельефа, обусловленные вертикальной дифференциацией климата, почвенного покрова и рельефообразующих процессов. Это четко проявляется в высоких горах. Рельеф гор зависит от абсолютной высоты, геологического строения и, что важно подчеркнуть, географического положения.

Таким образом, под *морфографией рельефа* мы понимаем часть геоморфологии, занимающаяся описанием и классификацией форм рельефа и их систематизацией по внешним признакам. Под морфометрией рельефа понимают числовые характеристики форм рельефа: линейные, площадные, объемные; абсолютные и относительные высоты определённых геоморфологических районов, глубина и густота расчленения, а также отвлечённые показатели (коэффициент извилистости русла реки, береговой линии и др.).

Морфометрические данные получают чаще всего путем обработки топографических карт, возможно также использование аэрофото-материалов. На основании проведённых измерений и вычислений составляются специальные морфометрические карты. Морфометрические данные необходимы при проектировании сооружений, дорог, разработке мер борьбы с почвенной эрозией и т. д.

2.4. Образования рельефа. Возраст рельефа.

Эндогенные, экзогенные процессы и рельеф.

Современный рельеф поверхности литосферы представляет собой сложное сочетание поверхностей, имеющих не только разное геологическое строение и происхождение, но и разный «возраст».

Понятие «возраст рельефа» имеет несколько значений. Во-первых, можно различать возраст рельефа в геологическом понимании, в котором сформировались основные особенности рельефа изучаемой территории и слагающие его горные породы. Во-вторых, можно различать возраст рельефа в геоморфологическом понимании, определяя его с точки зрения степени развития данного рельефа под действием какого-либо основного рельефообразующего фактора.

В современной геоморфологии очень широко используется определение возраста рельефа по первому принципу, но и второй часто применяется.

При изучении возраста рельефа в геологическом понимании применяется палеонтологический метод, которым определяется возраст рельефа слагающих ее отложений.

Возраст рельефа определяется как относительно, так и абсолютно.

Относительный возраст рельефа считается тогда, когда рельеф развивается в определённом этапе своего формирования.

Главное исходное положение современной геоморфологии - представление о том, что рельеф формируется в результате взаимодействия *эндогенных* и *экзогенных процессов*. Этот тезис является одновременно наиболее общим определением генезиса рельефа Земли вообще, но он, безусловно, остается слишком общим и должен быть детализирован при рассмотрении конкретных форм или комплексов форм рельефа.

Как уже говорилось выше, наиболее крупные формы рельефа - планетарные, мега - и макроформы, а в некоторых случаях и мезоформы - имеют эндогенное происхождение. Своим образованием они обязаны особенностям структуры земной коры.

Эндогенные и экзогенные процессы формирования рельефа взаимосвязаны. Экзогенные процессы в ходе своей деятельности либо усложняют, либо упрощают рельеф эндогенного происхождения. В одних случаях экзогенные агенты вырабатывают более мелкие мезо- и микроформы, в других - срезают неровности коренного рельефа, в-третьих - происходит погребение или усложнение эндогенного рельефа за счет образования различных аккумулятивных форм. Характер воздействия экзогенных агентов на рельеф эндогенного происхождения в значительной мере определяется тенденцией развития рельефа, т. е. тем, являются ли господствующими восходящие (положительные) движения земной коры или же преобладают нисходящие (отрицательные) движения.

Излияние расплавленного материала на поверхность, сопровождаемое выбросами паров воды и газов, получило название *эффузивного магматизма*, или *вулканизма*.

Образование разломов в земной коре, мгновенные перемещения масс в недрах Земли сопровождаются резкими толчками, которые на поверхности Земли проявляются в виде землетрясений. Землетрясения - это одно из наиболее заметных простому наблюдателю проявлений современных тектонических процессов, протекающих в недрах Земли. Итак, вертикальные колебательные движения земной коры, сопровождающиеся образованием разломов, перемещением блоков коры и складчатостью, глубинный магматизм, вулканизм и землетрясения - вот те рельефообразующие процессы, источником энергии которых являются внутренние силы Земли. Однако создаваемые этими процессами формы рельефа в нетронутом виде в природе встречаются редко, так как уже с момента своего зарождения они подвергаются воздействию экзогенных процессов, преобразуются ими.

Важной задачей геоморфологии наряду с изучением морфографии, морфометрии и установлением генезиса является выяснение возраста рельефа. Как известно, в геологии возраст пород представляет одну из важнейших геологических характеристик, и показ возраста, по существу, составляет основное содержание общих геологических карт.

Определение геологического возраста пород основывается на применении хорошо разработанных стратиграфического, палеонтологического и петрографического методов, которые в последнее время все чаще подкрепляются методами абсолютной геохронологии. В геоморфологии определение возраста - задача более сложная, так как геологические методы применимы лишь для аккумулятивных форм рельефа и не могут быть использованы непосредственно для определения возраста форм выработанного, или денудационного, рельефа.

В геоморфологии, как и в геологии, обычно используют понятия «относительный» и «абсолютный» возраст рельефа.

2.4.1. Относительный возраст рельефа.

Понятие «относительный возраст рельефа» в геоморфологии имеет несколько аспектов.

Развитие рельефа какой-либо территории или какой-либо отдельно взятой формы, как это показал В. Девис, является стадийным процессом. Поэтому под относительным возрастом рельефа можно понимать определение стадии его развития. В качестве примера можно проследить развитие рельефа морских берегов или речных долин. Из истории четвертичного периода известно, что во время последнего оледенения (примерно 20 тыс. лет назад) уровень океанов и морей был ниже современного приблизительно на 100 метров. По мере таяния материковых ледниковых покровов и возвращения воды в кругооборот уровень Мирового океана постепенно повышался: 4000-5000 лет назад он достиг отметки, близкой к современной. Воды океанов и морей затопили понижения прибрежной суши. Возникли исходные береговые линии, характеризующиеся сильной изрезанностью. Образование изрезанных берегов, называемых *ингрессионными*, может рассматриваться как *начальная стадия развития* современного берега. В дальнейшем абразионные процессы способствовали образованию уступов в высоких склонах мысов и постепенному их срезанию разрушительной работой волн. Одновременно в вершинах заливов возникают первые береговые аккумулятивные формы. Это *стадия юности* развития берега. Позднее мысы срезаются, а бухты (заливы) полностью отчленяются от моря аккумулятивными образованиями, берег становится выровненным. Выравнивание береговой линии знаменует стадию зрелости берега. Дальнейшее развитие ведет к затуханию абразионного процесса. У мысов начинается аккумуляция. Сокращение поступления обломочного материала может привести к частичному размыву аккумулятивных форм, образовавшихся ранее в устьях бухт. Это *стадия дряхлости*, или *старости*.

Рассмотрим другой пример - формирование речной долины на поверхности, недавно освободившейся из-под ледникового покрова. На первых порах река имеет невыработанное русло, слабо врезанное в подстилающие породы. В процессе развития русло постепенно врезается в подстилающие породы, но в его продольном профиле еще остаются многочисленные неровности. Это *стадия*

юности речной долины. Дальнейшее врезание ведет к выработке закономерного вогнутого продольного профиля, врезание русла по вертикали сменяется размывом бортов долины. Наряду с руслом формируется пойма. Речная долина вступает в **стадию зрелости.** В дальнейшем боковая эрозия приводит к расширению поймы, река блуждает в пределах этой поверхности, течение ее становится замедленным, а русло чрезвычайно извилистым. Наступает **стадия старости** речной долины.

Следовательно, один из аспектов определения относительного возраста рельефа - это **определение стадии его развития** по комплексу характерных морфологических и динамических признаков.

Б. Понятие «относительный возраст рельефа» применяется также при изучении взаимоотношений одних форм с другими. В общем случае любая форма является более древней по отношению к тем, которые осложняют ее поверхность и сформировались в более позднее время. Так, в пределах Прикаспийской низменности широким распространением пользуется позднее четвертичная (хвалынская) морская равнина, которая после регрессии хвалынского моря в одних местах подверглась расчленению эрозионными процессами, в других - ее поверхность оказалась переработанной эоловыми процессами, сформировавшими разнообразные типы эолового рельефа. Следовательно, эрозионные (выработанные) и эоловые (аккумулятивные) формы рельефа являются вторичными (более молодыми) по отношению к первичной (в данном случае хвалынской) морской равнине.

В. Определение относительного геологического возраста рельефа означает установление того геологического отрезка времени, когда рельеф приобрел черты, в основном аналогичные его современному облику. Если речь идет об аккумулятивных формах рельефа, то вопрос сводится к определению обычными геологическими методами возраста слагающих эту форму отложений. Так, например, аллювиальные террасы, сложенные средне четвертичными отложениями, имеют средне четвертичный возраст; древние дюны, сложенные эоловыми плиоценовыми отложениями, имеют плиоценовый возраст и т. д.

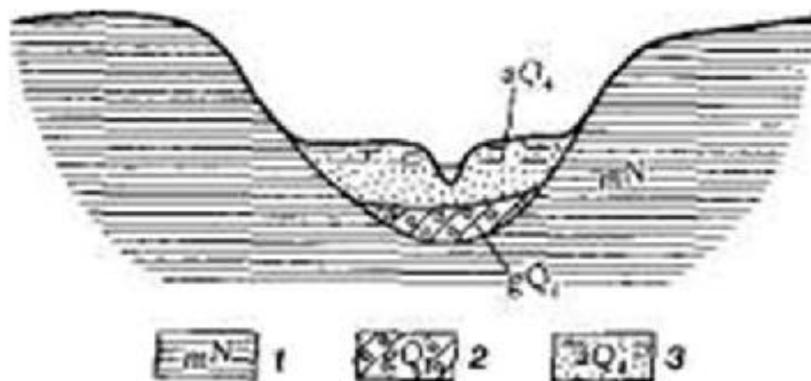


Рис. 2.7. Определение возраста выработанной формы рельефа:
 (1 – морские отложения неогенового возраста; 2 – ледниковые отложения раннечетвертичного возраста; 3 – современные аллювиальные отложения)

Сложнее с определением возраста выработанных форм рельефа. К. К. Марков рекомендует следующие способы:

1. Определение возраста по коррелятным отложениям. При образовании какой-либо выработанной формы рельефа, например оврага, в его устье накапливаются продукты разрушения пород, в которые врезается данный овраг, в виде аккумулятивной формы рельефа - конуса выноса. Определение геологическими методами возраста осадков, слагающих конус выноса, дает ключ и к определению возраста выработанной формы, в данном случае - оврага.

2. Метод возрастных рубежей. Его суть заключается в определении возраста двух горизонтов отложений, фиксирующих нижний и верхний рубежи образования данной выработанной формы рельефа. Поясним на примере (рис. 2.7). Долина реки врезана в поверхность, сложенную осадками неогенового возраста. На дне долины под современным аллювием залегают ледниковые осадки ранне-четвертичного возраста. Следовательно, рассматриваемая долина сформировалась на границе неогена и раннечетвертичного времени: она врезана в неогеновые отложения, т. е. моложе их, и выполнена нижнечетвертичными ледниковыми образованиями, т. е. старше их. Этот метод применим для определения относительного геологического возраста и аккумулятивного рельефа.

3. Определение времени «фиксации» выработанного (денудационного) рельефа. В ряде случаев выработанные (денудационные)

поверхности бывают перекрыты (фиксированы) корой выветривания. Определение палеонтологическими, палеоботаническими или другими методами возраста коры выветривания дает тем самым ответ на вопрос о возрасте денудационной поверхности.

4. *Определение относительного геологического возраста рельефа путем прослеживания фациальных переходов.* Этот метод может быть применен при решении задачи о возрасте тех аккумулятивных форм, которые сложены осадками, не содержащими палеонтологических остатков. Прослеживая в пространстве данную пачку отложений до фациальной смены ее отложениями, содержащими палеонтологические остатки, устанавливаются возрастность обеих пачек осадков и, следовательно, одновозрастность образуемых ими форм рельефа. Так, например, можно установить возраст аллювиальной террасы, если ее удастся проследить до перехода в прибрежноморские отложения, возраст которых определяется палеонтологическим методом. Таким же образом можно в ряде случаев определить возраст некоторых выработанных форм, например, путем прослеживания абразионной морской террасы до ее сопряжения с аккумулятивной.

2.4.2. Абсолютный возраст рельефа

В последние десятилетия благодаря развитию радиоизотопных методов исследования широко применяется определение возраста отложений и форм рельефа в абсолютных единицах - в годах. Зная период полураспада того или иного радиоизотопа и определяя соотношение его количества с его производным, получают достаточно надежный способ определения абсолютного возраста. В настоящее время широко используются для определения абсолютного возраста такие методы, как радиоуглеродный, калий-аргоновый, фторовый, метод неравновесного урана и др., каждый из которых имеет свои пределы применимости. Абсолютный возраст древних отложений и форм рельефа определяется также с помощью палеомагнитного метода.

Итак, морфографическая и морфометрическая характеристика рельефа, установление его генезиса, возраста и истории развития - такова совокупность основных задач геоморфологического исследования. Методы решения этих задач, разумеется, не исчерпываются только теми,

которые были кратко рассмотрены в этом разделе. В ходе дальнейшего изложения материала будут рассмотрены и более конкретные методы и приемы изучения рельефа.

2.4.3. Эндогенные процессы и рельеф

Эндогенные процессы обуславливают различные типы тектонических движений и связанные с ними деформации земной коры. Они являются причиной землетрясений, эффузивного и интрузивного магматизма. Они же лежат в основе дифференциации вещества в недрах Земли и формирования различных типов земной коры. В совокупности эндогенные процессы не только способствуют возникновению разнообразных по морфологии и размерам форм рельефа, но во многих случаях контролируют как характер, так и интенсивность деятельности экзогенных процессов. Все это определяет исключительно важную роль эндогенных процессов в рельефообразовании на поверхности Земли. Различают три типа тектонических движений: *складкообразовательные, разрывообразовательные* и *вертикальные колебательные движения*. Каждый из этих типов тектонических движений обуславливает различные типы деформаций земной коры, прямо или опосредствованно отражающиеся в рельефе.

Как известно, элементарными видами складок являются *антиклинали* и *синклинали*. В наиболее простом случае антиклинали и синклинали находят прямое выражение в рельефе или на их месте формируется четко выраженный инверсионный рельеф. Примеры подобного рода приведены выше (см. рис.2.7). Чаще всего характер взаимоотношения складчатых структур и рельефа более сложный. Обусловлено это тем, что рельеф складчатых областей зависит не только от типов складок и их формы в профиле и плане. Он, как мы уже знаем, во многом определяется составом и степенью однородности пород, смятых в складки, характером, интенсивностью и длительностью воздействия внешних сил, тектоническим режимом территории. Находят отражение в рельефе размер и внутреннее строение складок. Небольшие и относительно простые по строению складки выражаются в рельефе обычно в виде невысоких

компактных хребтов. Еще более крупные поднятия, состоящие из нескольких антиклинорий и синклинорий и называемые **мегантиклинориями**, обычно образуют мегаформы рельефа. Они имеют облик горной страны, состоящей из нескольких хребтов и разделяющих их впадин (горные сооружения Большого и Малого Кавказа, соответствующие мегантиклинориям того же названия).

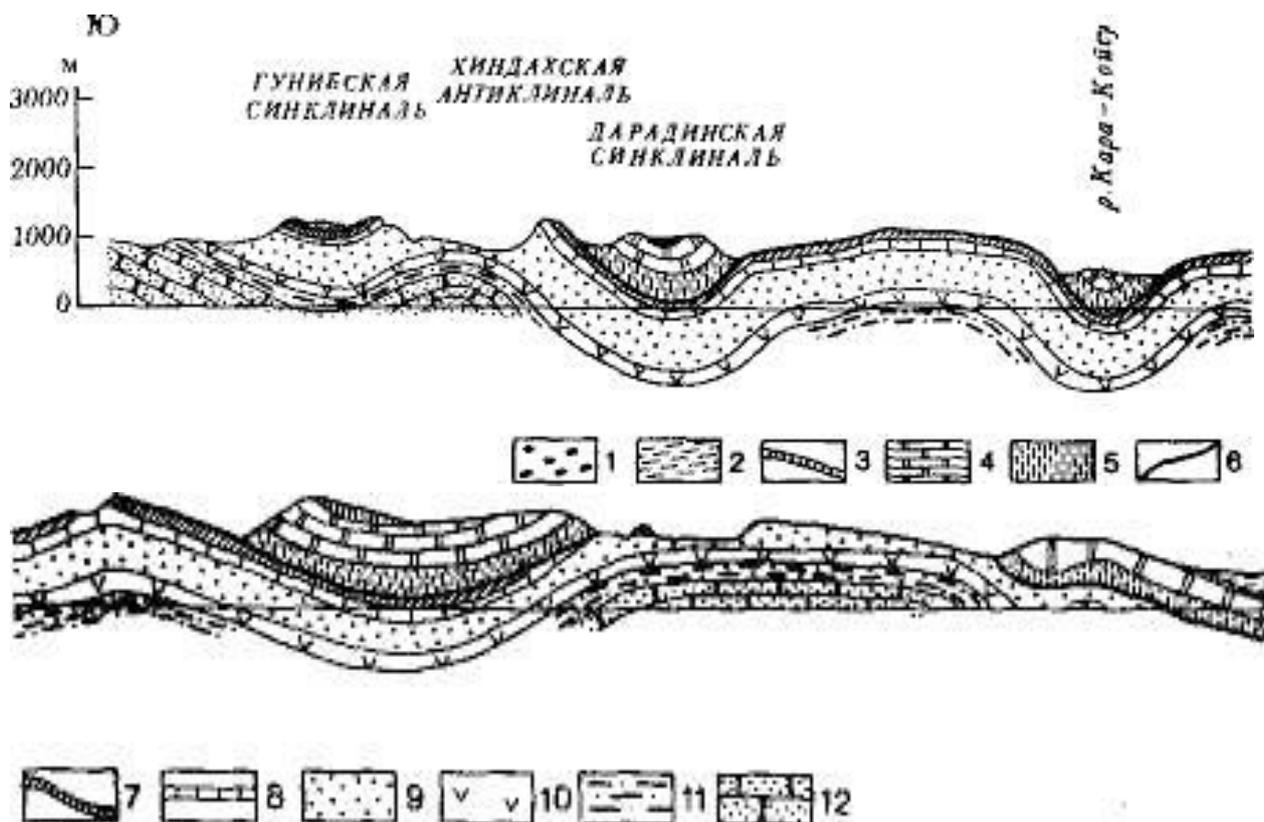


Рис.2.8. Структурно-денудационный рельеф Известнякового Дагестана (по А. Е. Криволицкому): (1-песчано-глинистые породы миоцена; 2 - глинистые нестойкие породы верхнего палеогена - нижнего миоцена (Майкоп); 3 - карбонатные породы эоцена и палеоцена; 4 - стойкие известняки позднего мела; 5 - малостойкие песчано-глинистые породы альба - верхнего баррема; 6-основной бронирующий горизонт - известняки нижнего баррема; 7 -алевролиты, песчаники и известняки готерива; 8 - стойкие известняки валанжина и верхней юры; 9 - аргиллиты и алевролиты бата и верхнего байоса; 10 - песчаники и аргиллиты нижнего байоса; 11 - нестойкие аргиллиты и алевролиты верхнего аалена; 12 - повышенной стойкости песчаники нижней юры хребты северного склона Большого Кавказа и др.).

Складкообразование, наиболее полно проявляющееся в подвижных зонах земной коры - геосинклинальных областях, обычно сопровождается

разрывными нарушениями, интрузивным и эффузивным магматизмом. Все эти процессы усложняют структуру складчатых областей и проявление складчатых структур в рельефе. Если учесть при этом разнообразие внешних факторов, воздействующих на складчатые структуры, интенсивность проявления и длительность их воздействия, станет понятным то разнообразие структурно-денудационного рельефа, которое наблюдается в пределах складчатых областей Земного шара.

2.5. Экзогенные процессы и рельеф

Выше были рассмотрены эндогенные процессы, обусловленные внутренними силами Земли и некоторые созданные ими формы рельефа. Однако в «чистом», первозданном виде эндогенные формы встречаются редко. Начиная с момента зарождения и в процессе развития, они постоянно подвергаются воздействию экзогенных процессов, источником энергии которых является энергия, получаемая нашей планетой извне, главным образом от Солнца. Несмотря на ведущую рельефообразующую роль эндогенных процессов, создающих различного рода неровности на поверхности Земли и направляющих деятельность экзогенных процессов, роль последних в рельефообразовании огромна и соизмерима с ролью эндогенных процессов. Тот сложный и многообразный рельеф, который наблюдается на поверхности Земли, есть функция взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов. Что касается форм микро- и мезорельефа, а в ряде случаев и макрорельефа, с которыми чаще всего приходится иметь дело в повседневной практике, то в подавляющем большинстве они являются результатом деятельности экзогенных сил. Отсюда становится понятной важность познания закономерностей экзогенного рельефообразования, конкретных форм и комплексов форм рельефа, создаваемых различными экзогенными агентами.

«Рельеф и климат» говорилось о том, что от климата зависят «набор» и степень интенсивности действующих экзогенных сил, что в разных климатических условиях возникают разные формы и комплексы форм рельефа, что экзогенный рельеф подчиняется широтной географической зональности и высотной поясности. Короче говоря, экзогенный рельеф может дать значительную

информацию об условиях, в которых он образовался. Это свойство экзогенного рельефа может быть широко использовано и используется при палеогеографических реконструкциях. Фактический материал для таких реконструкций дают реликтовые формы рельефа.

Экзогенные процессы рельефообразования заслуживают большого внимания еще и потому, что они характеризуются высокими скоростями: мы видим, как на наших глазах растут овраги, как изменяется облик речных долин после паводков или прохождения по ним селей, как отступают морские берега в одних местах и наращиваются в других, как меняется облик рельефа под влиянием хозяйственной деятельности человека. Все это заставляет, во-первых, учитывать деятельность экзогенных процессов в практике повседневной жизни и, во - вторых, тщательно изучать закономерности экзогенного рельефообразования.

Суммарный эффект деятельности экзогенных агентов заключается в перемещении вещества с более высоких гипсометрических уровней на более низкие, хотя имеются и отклонения от этого правила. Перемещение вещества происходит при обязательном участии силы тяжести, которая оказывает либо прямое влияние на него (в случае обвалов, осыпей, оползней и т. д.), либо опосредствованное, через деятельность текучих вод, ветра, ледников и т. д. Участие в каждом экзогенном процессе силы тяжести, фактора, по своему существу эндогенного, делает деление рельефообразующих процессов на эндогенные и экзогенные до некоторой степени условным и еще более подчеркивает взаимосвязь и взаимообусловленность эндогенного и экзогенного рельефообразования.

Каждый рельефообразующий процесс - это прежде всего процесс динамики вещества, слагающего литосферу Земли. Но в отличие от эндогенных факторов способных перемещать целые блоки земной коры, экзогенные факторы осуществляют этот процесс при обязательном условии дезинтеграции горных пород'. Поэтому, по существу, начальным этапом любого экзогенного процесса является подготовка горной породы к дезинтеграции, измельчению. Совокупность процессов, осуществляющих дезинтеграцию горных

пород, называют **выветриванием**.

В зависимости от факторов, воздействующих на горные породы, и результатов воздействия процессы выветривания подразделяются на два типа - **физическое и химическое выветривание**. Оба типа выветривания тесно связаны друг с другом, действуют совместно, и только интенсивность проявления каждого из них, обусловленная целым рядом факторов (климатом, составом пород, рельефом и т. д.), в разных местах неодинакова.

Иногда выделяют еще один тип выветривания - **органогенное**, связанное с воздействием на горные породы растительных и животных организмов. Однако выделять органогенное выветривание в самостоятельный тип, по-видимому, нет необходимости, так как воздействие организмов на горные породы всегда можно свести к процессам физического или химического выветривания.

Вопросы:

1. Какие формы рельефа по размерам?
2. Отрицательные формы?
3. Абсолютный возраст рельефа?
4. Чем отличается низменный рельеф от возвышенного?
5. Что понимают под термином горы и как они классифицируются?
6. Чем отличается морфография от морфометрии рельефа
7. Что понимают под эндогенными процессами рельефообразования?
8. Перечислите основные источники эндогенных сил.

3. ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА СУШИ

Самые крупные формы рельефа тесно связаны своим происхождением с внутренними силами Земли.

Земная кора над материками и океанами имеет не одинаковое строение и поэтому различают материковый и океанический типы земной коры. Кора материкового типа характеризуется большой мощностью (38-80 км) и состоит из трех слоев:

- 1) осадочный;
- 2) гранитовый;
- 3) базальтовый.

Кора океанического типа резко отличается от материковой, мощность ее от 5 до 10 км и состоит она из осадочного и базальтового слоя, здесь отсутствует гранитный слой.

Материковый тип земной коры образуют основные массивы суши. На значительной площади материка могут быть затоплены водами океанов. Затопленные части материков получили название подводные окраины материков.

Площадь материков вместе с подводной окраиной, а также континентальными альпийскими эпигеосинклинальными образованиями и участками с корой материкового типа в пределах переходных зон составляет примерно 230 млн.км². По структуре материка – это сложные гетерогенные тела, сформировавшиеся в течение длительной эволюции литосферы и земной коры. Сложность эволюции и последовательность различных стадий образования материков находят их отражение в тектоническом и геологическом строении.

По характеру тектонической активности и направленности геологического развития в пределах материков выделяются более устойчивые площади, получившие название платформ, и площади, обладающие большой тектонической подвижностью (мобильностью) – складчатые области. Неоднородность строения и развития складчатых областей определяет различие рельефа в их пределах и позволяет выделить в пределах их два основных типа морфоструктур – платформенные и складчато – глыбовые.

Платформы - это основные элементы структуры материков, которые в отличие от складчатостей характеризуются более спокойным тектоническим режимом, меньшей интенсивностью проявления магматизма и сейсмичности. Поэтому более 50% площади материковых платформ занято низменными равнинами, шельфовыми морями типа Балтийского, Жёлтого и др. Материковые платформы неодинаковы по возрасту. Значительные их части стали платформами сравнительно недавно – в мезозое. Раньше эти участки платформ были областями активного горообразования. На поверхности материковых платформ местами сохранились так называемые остаточные горы более древних складчатых сооружений сильно денудированные, но ещё достаточно заметные в рельефе. Кроме того наблюдаются такие участки, которые, несмотря на свою древность в недавнем геологическом прошлом испытали коренную перестройку рельефа, стали тектонически-активными и на их месте возникли горы.

Часто эти участки высоко сейсмоактивные и здесь проявляется современный вулканизм. Весомую площадь среди материковых платформ занимают древние платформы, возникшие на месте складчатых областей. К числу таких платформ относятся Южноамериканская, Африкано - Аравийская, Индостанская. Сибирская и т.д.

Важнейшими структурными элементами древних платформ являются щиты, плиты, антиклизы и синеклизы, обычно выраженные в рельефе в виде обширных возвышенностей и впадин.

Испытывая медленные, но устойчивые во времени восходящие движения, щиты и антиклизы создают предпосылки для формирования на них преимущественно денудационные равнины. К синеклизам, которые испытали длительное погружение или продолжают погружаться в настоящее время, приурочены аккумулятивные равнины.

1. Аккумулятивные равнины обычно сложены с поверхности мощными толщами новейших неоген - четвертичных слабо консолидированных отложений и имеет унаследованный характер. Денудация в пределах аккумулятивных равнин сильно ослаблена или

имеет локальное развитие. Продукты выветривания не успевают удаляться с места их образования и накапливаются на поверхности. Часто к ним присоединяются рыхлые наносы (речные, ледниковые, эоловые) принесённые извне. В отличие от денудационных равнин и особенно гор свойства коренных горных пород, слагающих цоколи аккумулятивных равнин, и условия их залегания не играют большой роли в формировании рельефа. Морфологический облик этих равнин определяется рыхлыми поверхностными образованиями как возникшими на месте, как и принесёнными со стороны. Встречаются аккумулятивные равнины, возникшие на месте территории, испытавшей погружение небольшой амплитуды.

В новейшее время они либо прекратили погружение, либо испытали небольшие поднятия. Такие равнины характеризуются маломощным чехлом молодых рыхлых покровных образований, через которые достаточно отчётливо «просвечивают» структуры нижележащей части осадочного чехла, или кристаллического основания. Такие равнины занимают значительные площади Восточноевропейской платформы. Близкое залегание к поверхности коренных пород оказывает влияния на морфологический облик равнин. Такие равнины, в отличие от ранее рассмотренных, имеют увалистый или волнистый рельеф, повторяющий в смягчённом виде неровности структур осадочного чехла или фундамента платформ.

2. Денудационные равнины, сформированные на участках древних платформ, явно преобладающие положительные движения земной коры рельеф имеет иной облик и зависит от геологической структуры. Самым ярким примером денудационных равнин являются равнины, сформировавшиеся на щитах. Выход на поверхность в пределах щитов кристаллического фундамента платформ сам по себе указывает на то, что здесь в течение очень длительного времени непрерывно господствует денудация.

Соизмеримость темпов поднятия с темпами денудационного среза и длительность процесса приводят в крупном плане к почти идеальному выравниванию срезанию древних структур.

На участках платформ, характеризующихся горизонтальным или пологонаклонным залеганием пород различной стойкости, денудация

ведёт к образованию столовых или ступенчатых равнин и плато. Расчленение столовых плато нередко ведёт к образованию останцов с крутыми склонами горизонтальной вершинной поверхностью. Останцовые возвышенности обычно называют столовыми горами.

Теоретически, идеальной денудационной равниной является пенеплен.

Длительная денудация равнинной поверхности платформ может привести к образованию выровненных поверхностей, в пределах которых чередуются участки с денудационным и аккумулятивным рельефом. Среди денудационных равнин платформ суши следует указать краевые денудационные равнины, обрамляющие платформы, либо вдоль морского берега, либо вдоль подножия гор.

Поднятые денудационные равнины нередко называют нагорьями или плоскогорьями.

Академик В.Е.Хаин выделяет два типа подвижных поясов материков: геосинклинальные и геоантиклинальные или возрождённые. В пределах геосинклинальных подвижных поясов он выделяет окраинно - материковые, формирующиеся в зоне перехода между материками и океанами и внутриматериковые.

Складчатые пояса - это участок земной коры, где происходят горообразовательные процессы, интенсивно протекают тектонические движения, вулканизм и частые землетрясения. Каждая геосинклинальная область в своем развитии переживает несколько этапов. На первом этапе идёт расхождение континентальной коры и образование бассейна сопровождающиеся осадками. Прогибающаяся толща осадков деформируется, подвергается динамическому и термическому воздействию. Второй этот процесс сменяет коллизия захлопывание материков. Фиксируется общее поднятие рельефа. В ходе поднятия образуются глубокие разломы, по которым на поверхность прорывается магма, развивается вулканизм. За счёт постколлизии движений формируются крупные горные сооружения. В поясах горных сооружений, находящихся в постколлизии стадии развития, материковый тип земной коры является господствующим.

В пределах материков в постколлизии стадии развития

находится Средиземноморский пояс альпийской складчатости. В пределах рассматриваемой области располагаются высочайшие горные системы суши - Памир и Гималаи. Размах относительных высот здесь достигает 9 км. Очень важной особенностью альпийских горных сооружений является большая мощность земной коры. Под Гималаями, например, она до 84 км, под Большим Кавказом около 60 км. Альпийские горные сооружения как бы имеют «корни», образующие гигантские выростки сверху вниз, оттесняющие мантию на значительную глубину.

В пределах материков, наряду с остаточными древними горными сооружениями (Урал, Аппалачи) встречаются горы характеризующиеся высокой тектонической активностью. Анализ геологического строения показывает, что современное простираение их не всегда соответствует древним структурным линиям, они сложены древними кристаллическими породами, имеют платформенную структуру, но по тектонической активности не уступают молодым альпийским складчатым сооружениям.

Отличается мегарельеф эпиплатформенных орогенных областей от подвижных поясов тем, что в них отсутствуют магматические процессы. Диапазон вовлечения тектонических движений мигрирует от подвижных поясов к равнинной части платформы. В этих областях наряду с вертикальным тектоническим движением немалую роль играет и горизонтальные движения. Вертикальные движения характерны для постколлизийных движений, а в коллизийных доминируют горизонтальные движения.

Вопросы

- 1. Самые крупные формы рельефа?*
- 2. Что такое платформы?*
- 3. Что такое складчатые пояса?*

4. ЗАКОНАМЕРНОСТИ ВОДНОГО ПРИТОКА. СИСТЕМА ДОЛИН И ИХ ХАРАКТЕРИСТИКА. ВОДНО-ЭРОЗИОННЫЕ, ВОДНО - АККУМУЛЯТИВНЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

4.1. Закономерности водного притока

Постоянные водотоки - реки в процессе своей деятельности вырабатывают линейные отрицательные формы рельефа, называемые *речными долинами*. Основные элементы речной долины - русло, пойма, речные террасы.

Русло реки - наиболее углубленная часть речной долины, по которой протекает речной поток в межень. Русла рек различаются по ширине и морфологии в плане. Однако в их строении имеется и целый ряд общих черт. В русле каждой реки наблюдаются перекаты и плёсы, чередование которых вдоль течения реки нарушает равномерность уклона речного дна. Типичный для равнинной реки *перекат* - большая песчаная гряда, пересекающая русло под углом 20-30°. Гряда асимметрична: склон ее, обращенный против течения, отлогий, склон, совпадающий с направлением течения, - крутой (15-30°). Крутой склон называется *подвальем*. Примыкающие к берегам и возвышающиеся над меженным уровнем расширенные части гряды переката называются *побочнями*; тот из них, который расположен ниже по течению, называется нижним побочнем, противоположный - верхним.

Глубокая часть русла у противоположного побочню берега называется *плёсовой ложиной*, или *плёсом*, а седловина между побочнями - *корытом переката*.

Под углом (от 20 до 50°) к продольной оси русла, и меженный поток реки, огибая нижний побочен, переваливает на участке переката от одного берега к другому. Так же ведет себя и стрежень¹ реки.

Кроме описанной простой формы переката встречаются и другие, в том числе *перекаты-россыпи* - сплошные обмеления русла без отчетливо выраженных побочней. У меандрирующих рек², или рек с излучинами, плёсы приурочены к вогнутым участкам берега,

¹ **Стрежень** — линия наибольших поверхностных скоростей течения.

² **Меандры** (по названию извилистой реки Меандр в Малой Азии) - изгибы

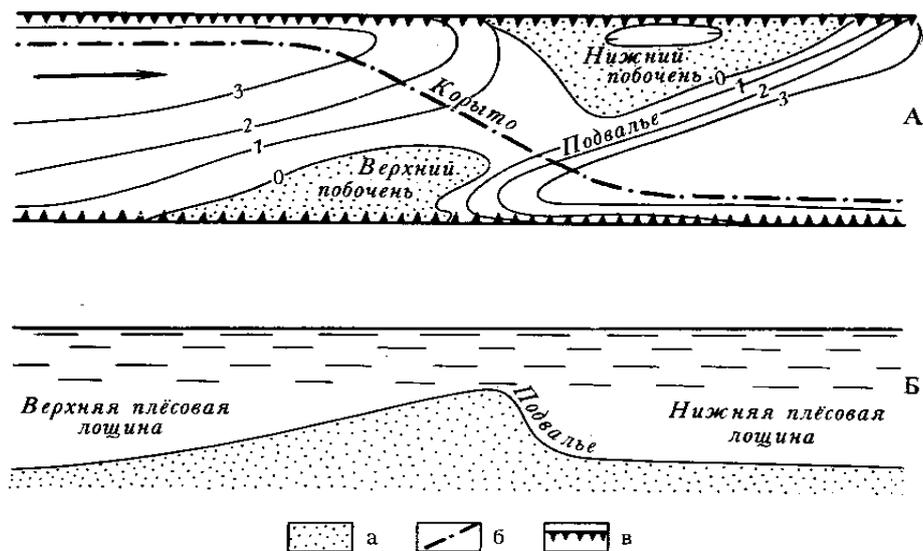


Рис.4.1. Элементы переката: А - план в изобатах, Б – профиль по линии стрежня (по Н.И.Маккавееву); а-поверхность побочней, возмещающих над мнженным уровнем воды, б- линии стрежня, в- берега межженного русла, 1, 2, 3 -изобаты. изгибы, образованные рекой

перекаты пересекают ось реки под острым углом от выпуклого участка берега одной излучины к выпуклому участку берега нижележащей по течению излучины. Перекаты располагаются, следовательно, в тех местах, где русло имеет сравнительно малую кривизну, меняющую свой знак на обратный. Самая глубокая часть плёса и самая мелкая часть переката несколько сдвинуты вниз по течению относительно точек наибольшей и наименьшей кривизны русла (рис.4.1).

Большинство перекатов перемещается вниз по течению реки. Перемещение их происходит преимущественно во время половодья со скоростью от нескольких дециметров до нескольких сотен метров в год. Перемещаясь вниз по течению, побочни перекатов вызывают местный размыв противоположного берега. У больших равнинных рек при прохождении побочня переката противоположный берег может отступить на 100 и более метров.

Аллювий, слагающий перекаты, характеризуется довольно хорошей сортировкой и четкой косой слоистостью. Аллювий плёсов менее сортирован. В основании аллювиальных отложений плёсов часто можно наблюдать **базальную** (т. е. лежащую в основании аллювиальной серии отложений) **фазию аллювия**, представленную

крупнообломочным материалом. О формировании этой фации аллювия несколько подробнее будет сказано ниже.

В руслах рек часто встречаются и такие формы рельефа, как *острова*. Разделение (фуркация) русла и образование островов обычно служит признаком повышенной аккумуляции на данном участке реки несомого ею обломочного материала. Особенно много островов, делящих русло на множество рукавов, наблюдается:

- а) в дельтах рек;
- б) при выходе горных рек на равнину;
- в) в местах пересечения рекой отрицательных геологических структур, испытывающих погружение в настоящее время;
- г) в межгорных впадинах, расположенных между поднимающимися хребтами.

Во всех этих случаях аккумуляция материала является следствием падения скоростей течения в связи с уменьшением уклонов. Большинство речных островов имеет высоту, не превышающую высоты поймы, и затопляется в половодье.



Рис. .4.2. Распределение плёсов и перекатов у меандрирующих рек:
а - поверхность побочной, возвышающихся над неженным уровнем воды; б- тела перекатов; в - плёсовые лоцины (густота штриховки пропорциональна глубине);
0, 1, 2- изобаты

Общая схема образования аккумулятивного острова такова: в стрежневой зоне реки удельный расход наносов обычно максимальный, и поэтому при общем замедлении скорости течения (в результате подпора или уменьшения уклона) интенсивность аккумуляции здесь больше, чем у берегов. На стрежне реки вырастает *осерёдок* - не закрепленная растительностью отмель, лишь немного поднимающаяся над уровнем межени. Появление осерёдка приводит к разделению русла на протоки. В каждой из протокой¹ в стрежневой зоне также может образоваться осерёдок, вызывающий

более дробное деление потока, и т. д. С течением времени осередок, покрываясь растительностью, наращивается за счет аккумуляции наносов полых вод и постепенно становится островом. Остров перемещается вниз по реке за счет размыва его верхней по течению части - *приверха* и наращивания нижней - *ухвостья*. В местах интенсивной аккумуляции верховья островов могут перемещаться против течения реки. Такой регрессивный рост островов происходит за счет причленения к их приверхам осередков, спускающихся с вышележащего участка реки.

Извилистость характерна для равнинных и полугорных рек, находящихся в стадии врезания или стабильного состояния продольного профиля. Менее характерны излучины для рек в стадии аккумуляции. Лучше всего развиты излучины (меандры) у равнинных рек с глинистыми или суглинистыми берегами, несущими много наносов.

Полная излучина состоит из двух изгибов - *колен*, в пределах каждого колена различают *вершину* и *крылья изгиба*. Проекция излучины на продольную ось долины называется ее *шагом L*. Выделяют также *радиус излучины r*. Величина, обратная радиусу, называется *кривизной изгиба* $1/r$, а расстояние от вершины колена до продольной оси долины - *стрелой прогиба h*, пространство суши внутри изгиба - *шпорой*. Удвоенная величина стрелы прогиба представляет собой *ширину пояса меандрирования B*. Отношение длины излучины, измеренной по оси русла, к ее проекции на продольную ось долины называется *коэффициентом извилистости*. В среднем коэффициент извилистости меандрирующих рек равен 1,5, на отдельных участках до 2 и более.

В плане излучины могут иметь различную форму. У равнинных рек чаще всего *сегментные излучины*, образованные дугами круга (рис.4.3, А). Значительно распространены *синусоидальные* (рис. 4.3.,Б) (преимущественно на полугорных реках) и *омеговидные* (рис. 4.3,Г) излучины (на малых равнинных реках). У омеговидных излучин шпора пережата у основания крыльев, где образуется шейка излучины. Реже встречаются *сундучные* (рис. 4.3, В) и *заваленные* (рис. 4.3, Д) излучины. Нередки *сложные излучины*, имеющие вторичные изгибы.

Различают также первичные и вторичные излучины. **Первичные излучины** обусловлены рельефом земной поверхности, на которой заложился водоток. **Вторичные излучины** формируются в результате работы самого водотока.

Первичные меандры отличаются от вторичных невыдержанностью размеров радиусов кривизны и вообще неправильностью изгибов водотока. Ярким примером первичной излучины может служить Самарская лука на Волге, огибающая Жигулевские горы.

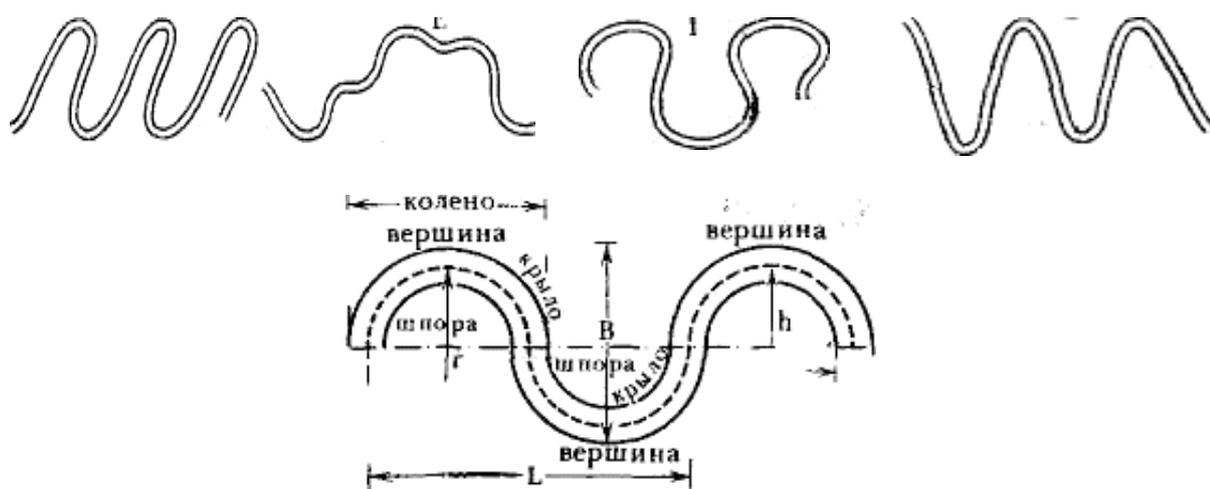


Рис. 4.3. Формы излучин в плане: А - сегментные; Б - синусоидальные; В - сундучные; Г - омеговидные; Д - заваленные; Е - сложные

Среди вторичных излучин выделяют три типа: вынужденные, свободные и врезанные.

Вынужденные меандры образуются в результате отклонения русла речного потока каким-либо препятствием: выходом скальных пород на дне долины, конусами выноса боковых притоков и т. п. Для вынужденных меандр характерны невыдержанность размеров и отсутствие закономерностей в их конфигурации и пространственном размещении.

Свободные, или блуждающие, меандры создаются самой рекой среди рыхлых аллювиальных осадков, слагающих пойму реки. Склоны долины и террасы в образовании этих излучин не участвуют. Форма, размеры и динамика свободных излучин обусловлены не случайными причинами, а определяются водностью и режимом реки. Так, радиус кривизны свободных излучин пропорционален ширине русла: $r=f(b)$, а ширина русла, как известно, находите» в прямой

зависимости от расхода воды. Существует определенная связь между шириной русла и шагом меандра: величина отношения шага меандра к ширине русла обычно колеблется от 6 до 12. Наблюдения показывают, что у небольших (маловодных) и медленно текущих (равнинных) рек кривизна излучин больше, а ширина пояса меандрирования меньше, чем у больших, многоводных: и быстро текущих рек. Таким образом, каждому водотоку присущи определенный, зависящий от водоносности и быстроты течения предельный радиус кривизны излучин и ширина пояса меандрирования.

Берега свободных излучин подвергаются деформациям направленного характера и испытывают смещение в продольном и в поперечном направлениях по отношению к оси долины реки. Скорости смещения излучин находятся в прямой зависимости от расхода воды и уклона и в обратной от высоты, берегов и некоторых других факторов. В процессе синхронных перемещений в продольном и поперечном направлениях, значительные изменения может претерпевать форма свободных меандр. Причины таких изменений рассмотрены ниже, при описании формирования поймы.

Врезанные меандры образуются из свободных в результате интенсивной глубинной эрозии. В отличие от свободных меандр шпоры врезанных меандр не заливаются в половодье, и в каждую излучину входит выступ коренного склона долины реки или ее надпойменных террас, т. е. излучины долины повторяют излучины русла. Размеры врезанных меандр обычно больше, чем свободных. Они также смещаются вниз по течению и в поперечном к оси долины направлении, но скорости этих перемещений «на несколько порядков меньше, чем у свободных излучин. Смещение врезанных меандр вниз по течению в условиях прекращения глубинной эрозии может привести к их уничтожению и образованию свободных излучин.

Особенно интенсивно река работает в половодье, когда увеличиваются масса воды и скорость ее течения, т. е. резко возрастает живая сила потока. С падением уровня накопившийся у выпуклого берега песчаный материал выходит из - под воды и образует *приусловую отмель*.

Описанный процесс, повторяясь из года в год, ведет к смещению русла реки в сторону вогнутого берега, к расширению прирусловой отмели, песчаные осадки которой, двигаясь вслед за отступающим руслом, постепенно перекрывают крупнообломочный материал, отложившийся в наиболее глубокой части реки, в плёсах.

Прерывистость процесса наращивания прирусловой отмели (за счет приращения все новых «порций» аллювия в период весеннего половодья) находит отражение в ее рельефе, для которого характерна система параллельных дугообразных *гряд (грив)*, разделенных *межгрядовыми (межгривными) понижениями*. Относительная высота грив колеблется от нескольких десятков дециметров до нескольких метров (рис.4.3).

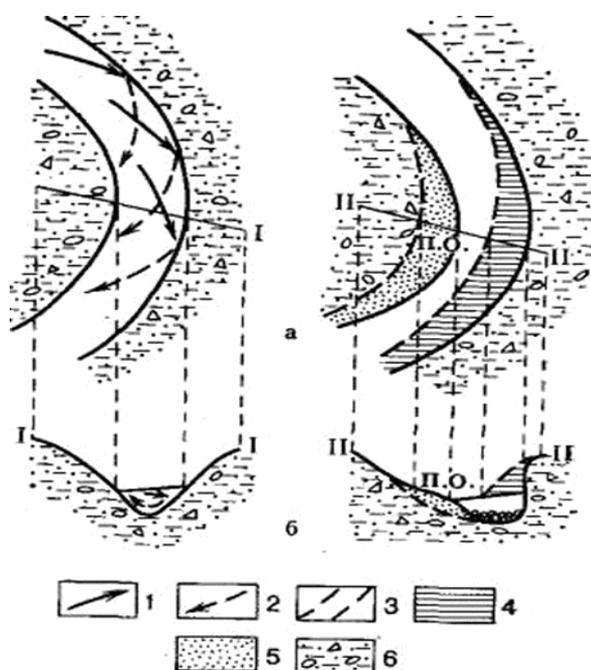
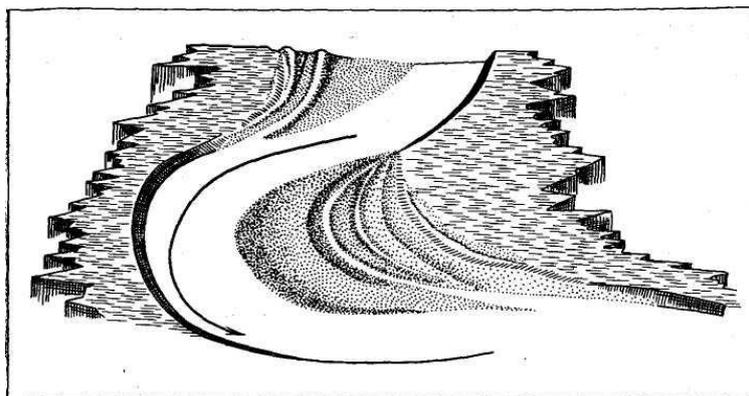


Рис 4.4. Схема образования прирусловой отмели: а - план; б - профиль;
 1 - направление движения воды в поверхностных частях реки;
 2- направление придонных струй; 3 - контуры первоначального положения русла реки; 4- участок берега, разрушенный в результате боковой эрозии;
 5 - намывный берег (прирусловая отмель - П. О.);
 б - коренные ерега, сложенные песчано-глинистой толщей с включением грубообломочного материала: I-I, II-II - линии профилей

Образовавшаяся прирусловая отмель заливается водой только в половодье. Высота полых вод над отмелью и скорость их течения значительно меньше, чем в пределах меженного русла реки. Они не мешают появлению на отмели растительности, которая, в свою

очередь, начинает оказывать сопротивление движению полых вод и понижать скорость их течения. В пределах затопленной отмели создаются условия, благоприятствующие оседанию из воды взвешенных (глинистых) частиц, особенно на участках, удаленных от стрежня. С течением времени песчаные отложения расширяющейся прирусловой отмели оказываются перекрытыми более тонким материалом (суглинком, супесью); прирусловая отмель постепенно превращается в пойму (рис.4.4).

Как видно из процесса образования поймы, в ее строении принимают участие различные типы аллювиальных отложений. В основании, на контакте с коренными породами, залегает *перлювий* (perluo - промываю), Представленный грубообломочным валунным или галечниковым материалом, возникшим в результате промывания водой осадков, слагающих подмываемый вогнутый берег. Грубообломочный материал может чередоваться с линзами илов, отлагающихся на дне плёсов в период межени. Выше пролювия залегает *русовой аллювий*, представленный преимущественно песками, часто с включением гальки и гравия и характеризующийся, как правило, хорошо выраженной кривой слоистостью. Еще выше залегает *пойменный аллювий*, состоящий главным образом из супесей и суглинков с нечеткой горизонтальной или слегка волнистой слоистостью.



*Рис.4.5. Растущая прирусловая отмель у выпуклого участка берега
(по А.Р.Ярмухамедова)*

Ударяясь о вогнутый берег, вода в реке отклоняется от него, переходит ниже по течению к противоположному берегу и подмывает его. Поэтому в долине реки наблюдается чередование вогнутых

(подмываемых) и выпуклых (намываемых) берегов.

Как отмечалось выше, излучины реки перемещаются не только в сторону вогнутого берега, но и вниз по течению. В результате выступы коренного берега постепенно срезаются, образуется широкая ящикообразная долина, ширина которой равна ширине пояса меандрирования, характерного для той или иной реки (рис. 4.5). Русло в такой долине занимает небольшое пространство. Большая часть плоского дна долины занята поймой, в пределах которой река формирует свободные меандры. Как указывалось выше, в результате синхронных перемещений излучин в продольном и поперечном направлениях, они могут претерпевать сложные изменения своей формы. Так, если в процессе смещения в продольном направлении нижнее крыло излучины попадает в область залегания устойчивых против эрозии пород или высота берега становится большой, то движение этого колена замедляется. Верхнее колено, находясь в рыхлых отложениях поймы, продолжает смещаться с прежней скоростью. Излучина из сегментной превращается в синусоидальную, близкую к треугольной. Последняя с течением времени отмирает вследствие стачивания шпоры и сближения крыльев (рис. 4.6,А). Если преобладает процесс бокового перемещения, сегментная излучина вследствие размыва вогнутых берегов превращается в омеговидную (рис. 4.7,Б). Шейки крутых излучин могут размываться с обеих сторон. В итоге шейка становится настолько узкой, что в половодье может быть прорвана. Вследствие резкого увеличения уклона в образовавшемся прорыве здесь происходит быстрое углубление русла, и сюда переходит основное течение реки. Верхняя часть петли прорванной излучины

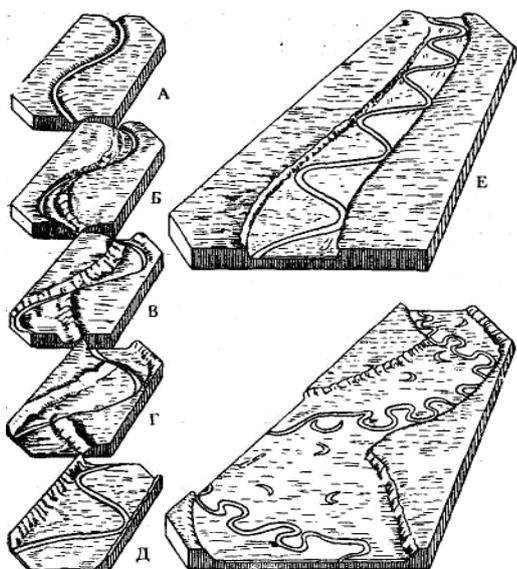


Рис. 4.6.- Схема формирования поймы и меандрового пояса: А, Б, В, Г, Д, Е, Ж - стадии развития речной долины



Рис. 4.7. Переформирование излучин: А - сжатие и «стачивание» колена меандры; Б - образование омегавидных меандр и «перезжимы» их шеек вследствие размыва вогнутых берегов; 1, 2, 3 - последовательные положения русла быстро мелеет в результате аккумуляции наносов, остальная сохраняется ряд лет сначала в виде затона (изолированного от меженного течения только в верхней части), а затем в виде старицы - пойменного озера

В старицах формируется особый тип аллювиальных отложений - **старинный аллювий**. Так как осаждение материала в озерах-старицах в течение большей части года происходит в спокойной среде, старичный аллювий слагается преимущественно илами и глинами и характеризуется тонкой - горизонтальной слоистостью. Среди глин и илов встречаются песчаные линзы, образующиеся в период прохождения через старицу полых вод. Вверху старичных отложений часто залегает торф, свидетельствующий о болотной стадии развития озера-старицы.

Итак, образование поймы и слагающих ее различных типов аллювия у меандрирующих рек есть результат смещения излучин. Зачаточной поймой у таких рек является прирусловая отмель, об-

разующаяся у выпуклого намываемого берега. Сходный процесс формирования поймы и аллювиальных отложений наблюдается и у фуркирующих (дробящихся на рукава) рек. Зачаточной поймой у таких рек является осередок, который, постепенно разрастаясь и превращаясь в пойму, способствует размыву и отступанию обоих берегов одновременно.

Описанный процесс образования и соотношения различных типов аллювиальных отложений характерны для равнинных рек. Поймы горных рек еще плохо изучены. Обычно они уже, чем в долинах равнинных рек. Пойменный и старичный аллювий в них практически отсутствует. Русловой аллювий часто представлен маломощной толщей крупно-галечниковых наносов и валунами, залегающими на цоколе из коренных пород или на крупных глыбах, скатившихся с горных склонов. Мощность аллювиальных отложений пойм различна, но она не может превышать разницу высот между самым глубоким местом в реке и максимальным уровнем половодья, если в работу реки не вмешиваются посторонние процессы. Такую мощность аллювия называют *нормальной*. Наблюдаемое местами повышение (по сравнению с нормальной) мощности аллювия может указывать на усиленную аккумуляцию вследствие, например, тектонического опускания участка территории, по которому протекает река, уменьшение - на интенсивное врезание реки при тектонических поднятиях. Могут быть, конечно, и иные причины аномальной мощности аллювия.

Сформировавшиеся поймы не являются омертвевшими формами рельефа. В процессе смещения свободных меандр они испытывают значительные изменения, а слагающий их аллювиальный материал неоднократно переотлагается. Изменение поймы и ее рельефа протекает особенно интенсивно во время высоких половодий, когда на пойме и в русле устанавливается единое течение.

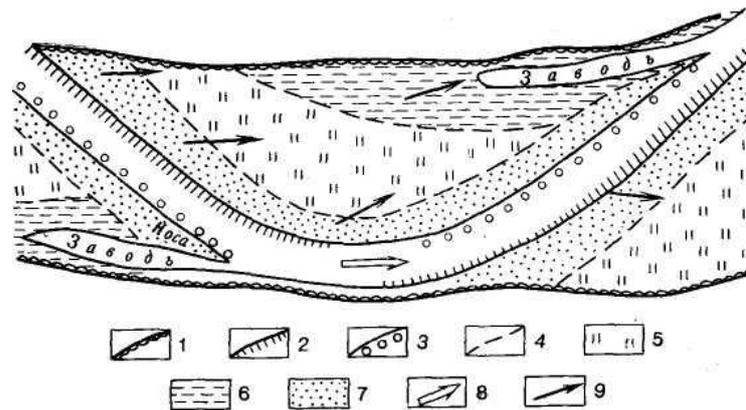


Рис. 4.8. Схема массива поймы (по Н. И. Маккавееву):

- 1 - высокие незатопляемые берега; 2 - подмываемый берег поймы;
 3 - аккумулятивный берег; 4 - границы фаций аллювия;
 5 - центральная пойма; 6 - притеррасная пойма; 7 - прирусловая пойма;
 8 - течение в основном русле; 9 - течение на пойме при высоких уровнях
 половодья

Представим себе массив поймы, огибаемый пологой дугой русла реки (рис. 4.8). Пересекая затопленный массив поймы, поток размывает уступ в верхней его части. Часть материала, образуемого при размыве уступа, выносится на поверхность поймы, другая его часть остается в русле, переносится вдоль края пойменного массива. На контакте между течением, сходящим с поймы, и течением, идущим, по основному руслу, образуется аккумулятивная форма - **коса**, которая отделяет от русла **заводь**, часто наблюдаемую в низовьях пойменных массивов.

Наносы, принесенные потоком на пойму, аккумулируются на ее поверхности. Наиболее интенсивна аккумуляция на участке, прилегающем к руслу реки, так как скорость переходящих из русла в пойму струй потока здесь резко уменьшается из-за уменьшения глубины и увеличения шероховатости дна. В дальнейшем скорости потока становятся почти постоянными, интенсивность аккумуляции в центральной части пойменного массива убывает, и крупность осевших наносов уменьшается. К тыловой части поймы поток доносит лишь мелкие (илистые и глинистые) частицы. Различие в интенсивности аккумуляции и размерах оседающих частиц приводит к тому, что наиболее повышенной оказывается та часть поймы, которая примыкает к руслу. После спада половодья здесь нередко можно встретить скопление свежееотложенных крупных наносов

мощностью от нескольких сантиметров до нескольких дециметров. Повторение процесса приводит к образованию в этой части поймы **приуслового вала**, в ряде случаев довольно четко выраженного в рельефе.

От приуслового вала поверхность поймы слегка понижается к центру пойменного массива, характеризующегося сглаженным рельефом. Наиболее пониженным оказывается участок поймы, примыкающий к коренному берегу реки или к уступу надпойменной террасы. Низкое положение в рельефе и тяжелый механический состав отложений этой части поймы способствуют заболачиванию. В соответствии с часто наблюдаемыми различиями высот отдельных участков поймы и характером слагающих их осадков пойму принято разделять на три части:

- 1) приусловую;
- 2) центральную;
- 3) притеррасную (рис. 4.8).

Так, по характеру рельефа различают: сегментные, параллельно-гривистые и обвалованные типы пойм.

Сегментные поймы характерны для меандрирующих рек. Рельеф их достаточно подробно рассмотрен при описании формирования поймы как одного из основных элементов речной долины. Подчеркнем лишь, что дугообразные гривы и разделяющие их межгривные понижения (сухие или занятые озерами) являются результатом процесса переформирования меандр и блуждания русла по дну долины.

Параллельно-гривистые поймы обычно возникают у крупных рек с большой шириной долины и обусловлены тенденцией реки смещаться все время в **сторону одного из склонов**. Такая тенденция может вызываться в одних случаях влиянием силы Кориолиса, в других - тектоническими движениями. Особенностью рельефа параллельно-гривистых пойм является наличие длинных продольных (параллельных руслу) гряд и разделяющих их межгрядовых понижений. Вдоль межгривных ложбин иногда располагаются цепочки вытянутых вдоль долины озер. Примером параллельно - гривистой поймы может служить участок поймы реки Оки ниже г. Рязани.

Ширина развитых здесь грив достигает 200 м, относительная высота - 6-8 м. Параллельно - гривистые поймы односторонние (в отличие от сегментной), т. е. развиты только у одного из берегов долины.

Обвалованные поймы наиболее характерны для рек, пересекающих предгорные наклонные равнины. Вследствие резкого падения скоростей при выходе на равнину такие реки интенсивно аккумуляруют несомый ими материал. В результате русло реки оказывается приподнятым над прилегающей равниной и ограниченный прирусловыми валами или естественными дамбами высотой до трех, а иногда и более метров. Во время высоких половодий вода прорывает валы и заливаает значительные территории. Наличие дамб и приподнятость русла создают благоприятные условия для заболачивания прилегающих пространств и образования **плавней** (плавни в низовьях Терека и Кубани).

По строению различают, поймы аккумулятивные и цокольные. К **аккумулятивным** относятся поймы с нормальной мощностью аллювия. **Цокольными** называют поймы с маломощным аллювием, залегающим на породах неаллювиального происхождения или на древнем аллювии таким образом, что меженное русло реки врезано в эти породы. Образование цокольных пойм чаще всего связано с интенсивной глубинной эрозией реки, но они могут возникать и в результате боковой эрозии.

Зачатком цокольной поймы может служить **бечевник**, образующийся в основании подмываемого высокого коренного берега, сложенного достаточно устойчивыми к эрозии породами. Он представляет собой откос крутизной 10-30°, сложенный коренными породами, сверху прикрытыми тонким чехлом обломочного материала, частично принесенного рекой с вышележащих участков реки, частично местного, делювиально-коллювиального происхождения. Вверху откоса может наблюдаться ниша, фиксирующая положение наиболее высоких уровней половодья. Нижней границей бечевника служит меженный уровень воды в реке. Ширина бечевника различна и зависит как от крутизны откоса, так и от высоты половодий.

В заключение характеристики пойм следует отметить, что в долинах рек наблюдается, как правило, два уровня пойм - высокая и

низкая. **Высокой** называют «пойму, заливаемую один раз в несколько лет или в несколько десятков лет. **Низкая пойма** заливается в половодье ежегодно. На склонах многих речных долин выше уровня поймы можно наблюдать выровненные площадки различной ширины, отделенные друг от друга то более, то менее четко выраженными в рельефе уступами. Такие ступене образные формы рельефа, протягивающиеся вдоль одного или обоих склонов долины на десятки и сотни километров, называют **речными террасами**. В строении террас принимают участие аллювиальные отложения. Это свидетельствует о том, что когда-то река текла на более высоком уровне и что террасы являются не чем иным, как древними поймами, вышедшими из-под влияния реки в результате врезания русла. Причин, ведущих к образованию террас, много. Рассмотрим лишь главные из них.

1. Как известно, живая сила потока зависит от массы воды. Если в бассейне реки климат изменяется в сторону увлажнения и река становится более полноводной, возрастает ее эрозионная способность. Происходит нарушение установившегося ранее равновесия между размывающей способностью реки и сопротивлением пород размыву. Река начинает врезаться, вырабатывать новый профиль равновесия, соответствующий новому режиму.

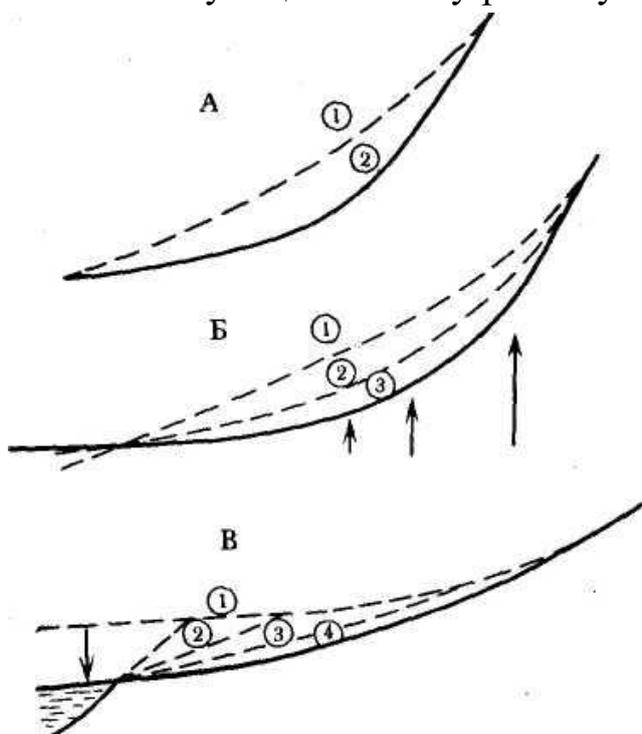


Рис. 4.9. Врезание реки и образование хордовых террас вследствие увеличения расхода воды (А), в результате преимущественного поднятия верховьев речного бассейна (Б) (длина направленных вверх стрелок соответствует относительным величинам скорости поднятия), и при пониженном уровне моря (В), имеющего относительно крутосклонный подводный береговой склон (стрелка указывает направление изменения уровня моря); 1, 2, 3, 4 - последовательные положения продольного профиля

Прежняя пойма выходит из под влияния реки и превращается в надпойменную террасу. Так как транспортирующая и эрозионная способности потока растут в большей степени, чем расход воды, интенсивность врезания увеличивается вниз по течению. Однако в низовьях реки величина врезания ограничивается постоянным положением базиса эрозии, поэтому максимум врезания наблюдается в среднем течении реки. В результате образуется терраса хордового типа (рис. 4., А).

2. Другой причиной образования террас является изменение положения базиса эрозии. Представим себе, что уровень бассейна, в который впадает река, понизился. В результате река, которая в низовьях отлагала материал, начнет врезаться в собственные отложения и выработать новый профиль равновесия, соответствующий новому положению базиса эрозии. Врез от устья будет распространяться вверх по течению реки до того места, где прежний уклон продольного профиля настолько значителен, что увеличение его, вызванное регрессивной эрозией.

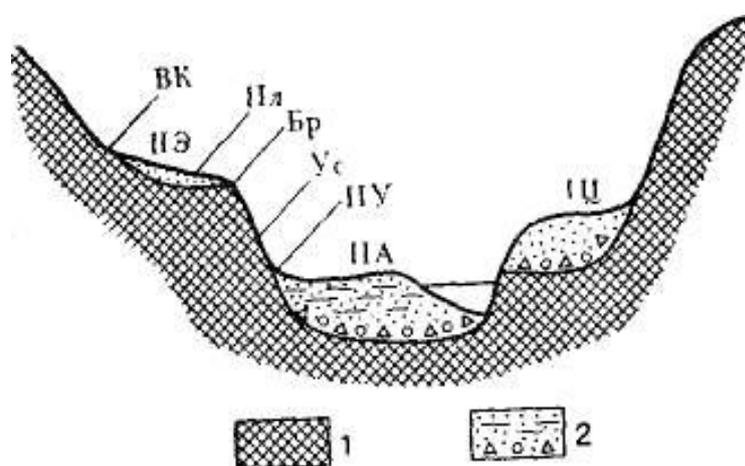


Рис. 4.9. Схема строения речных террас:

ПЭ - эрозионная вторая надпойменная терраса; ИЦ - цокольная первая надпойменная терраса; ПА - аккумулятивная пойма; 1 - коренные породы; 2 - аллювиальные отложения; ВК - Внутренний край террасы (тыловой шов); Пл - площадка террасы; Бр - бровка; Ус - уступ; ПУ - подножье уступа

3. Образование террас может быть связано с тектоническими движениями. Тектоническое поднятие территории, до которой

протекает река, приводит к увеличению уклонов, а следовательно и к усилению эрозионной способности реки. Река начинает врезаться, ее прежняя пойма постепенно превращается в надпойменную террасу, которая по своему типу также является хордовой (рис. 4.9). Если низовье реки остается стабильным или опускается, а на остальной части бассейна, испытывающей поднятие, река врезается, то образуются ножницы террас: террасы как бы ныряют под более молодые аккумулятивные толщи.

Описанные процессы могут повторяться или накладываться друг на друга, поэтому количество террас в долинах разных рек и в разных частях долины одной и той же реки может быть различным. Изучение строения террас, их количества, изменение высоты одной и той же террасы вдоль реки позволяет выяснить причины их возникновения, а следовательно, восстановить историю развития территории, по которой протекает река.

Относительный возраст террас определяется их положением по отношению к меженному уровню воды в реке: чем выше терраса, тем она древнее. Счет террас ведется снизу — от молодых к более древним. Самую низкую террасу, возвышающуюся над поймой, называют первой надпойменной террасой. Выше располагается вторая надпойменная терраса и т. д. У каждой террасы различают площадку, уступ, бровку и тыловой шов .

В зависимости от строения выделяют три типа речных террас:

- 1) аккумулятивные;
- 2) эрозионные;
- 3) цокольные.

К **аккумулятивным** относятся террасы, сложенные от бровки уступа до его подножия аллювием. **Эрозионные террасы** почти нацело сложены коренными породами, лишь сверху прикрытыми маломощным чехлом аллювия (последний может и отсутствовать). У **цокольных террас** нижняя часть уступа (цоколь) сложена коренными породами, а верхняя - аллювием. Терраса считается цокольной и в том случае, если цоколь сложен древнеаллювиальными отложениями, так как тип террас и их возраст определяется по аллювию, слагающему поверхность

(площадку) террасы. Отсюда следует, что для определения возраста террасы необходимо тем или иным способом определить возраст (абсолютный или относительный) слагающего ее аллювия.

Так как каждая терраса в свое время была поймой, на ней могут быть встречены те же формы рельефа, что и на пойме. Однако выражены они обычно менее четко, чем на пойме, что связано с воздействием последующих экзогенных агентов. Поверхность террас часто наклонена в сторону реки за счет снижения (размыва) прибрежной части и повышения внутреннего края в результате накопления материала, сносимого со склонов, к которым примыкает терраса. Поэтому при определении относительной высоты террас следует ориентироваться на те участки ее поверхности, которые менее всего были затронуты последующими процессами.

Изучение морфологии и строения речных террас имеет не только научный интерес, о чем говорилось выше, но и большое практическое значение.

Реки, размывая горные породы, одновременно размывают и рудные образования, заключенные в этих породах. Большая часть ценных компонентов исчезает в процессе транспортировки рекой (истирается, растворяется, рассеивается, выносится в акватории приемных бассейнов). Меньшая часть их задерживается в долине в аллювиальных отложениях и при благоприятных условиях может дать скопление тех или иных минералов, получивших название *аллювиальных россыпей* или *россыпных месторождений*. К числу характерных минералов россыпных месторождений относятся главным образом тяжелые и устойчивые, такие, как алмаз, золото, платина, касситерит, минералы, содержащие вольфрам, и некоторые другие.

4.2. Система долин и их характеристика

Морфология речных долин определяется геологическими и физико-географическими условиями местности, пересекаемой рекой, историей развития долины.

При интенсивном врезании, обусловленном поднятием горной страны, возникают долины типа теснины, ущелья или каньона.

Теснина - это глубоко врезанная эрозионная форма с вертикальными или почти вертикальными склонами.

Ущелье отличается от теснины V-образным поперечным профилем, часто с выпуклыми склонами.

Каньон морфологически сходен с ущельем: имеет V-образный поперечный профиль, отличается ступенчатостью склонов, обусловленной препарировкой стойких пород. Типичным каньоном является долина реки Колорадо в ее среднем течении. У всех трех типов долин дно целиком или почти целиком занято руслом, продольный профиль отличается невыработанностью, обилием порогов и водопадов. Поперечные профили таких долин более «ли менее симметричны. От них резко отличаются *асимметричные* речные долины, образование которых часто бывает, связано с моноклиналильным залеганием пород, а также с некоторыми другими причинами, на рассмотрении которых мы остановимся несколько ниже.

В более поздние стадии развития долины, когда в ее формировании важную роль уже играет боковая эрозия, образуется **ящикообразный поперечный профиль** речной долины. Такая долина имеет широкое плоское дно, а русло занимает лишь небольшую часть дна долины. Кроме пойм, на склонах ящикообразных долин могут быть развиты речные террасы. Долины этого типа наиболее характерны для равнинных стран.

Многие реки берут свое начало в горах, а затем выходят на равнину. Соответственно, на разных участках течения характер их долин может испытывать значительные изменения. Эти изменения, в частности, включают не только различия в поперечном и продольном профилях долины, но и в поведении террас. Так, например, на участках усиливающегося врезания, обусловленного поднятием территории, всегда отмечается нарастание высот террас над уровнем долины. По мере удаления от такого участка высота террас снижается, При переходе в область погружения происходит не только снижение террас, но и уменьшение их числа, а на наиболее сильно, прогибающейся территории террасы, как говорилось об этом выше, «ныряют», погружаются под уровень поймы.

Долины чутко реагируют на изменения геологической структуры. Часто участки, сложенные очень прочными породами или испытывающие интенсивное поднятие, обходятся речными долинами. Иногда речной поток не отклоняется под действием поднимающейся структуры, а сечет ее по нормали или в близком к нормали направлении, образуя так называемые *сквозные долины*. Возможны, по крайней мере, три различных способа их образования.

Сквозная долина может быть *антецедентной*, т. е. образовавшейся в результате «перепиливания» возникшего на ее пути медленно растущего поднятия. Сквозные долины могут быть также *эпигенетическими*, т. е. наложенными сверху, или возникнуть - вследствие регрессивной эрозии при перепиливании горным потоком водораздельного хребта. При этом может произойти перехват реки, расположенной по другую сторону водораздела и менее глубоко врезанной (рис.4.10). Существенное влияние на (морфологию долин оказывают состав и характер залегания горных пород в бассейне реки.

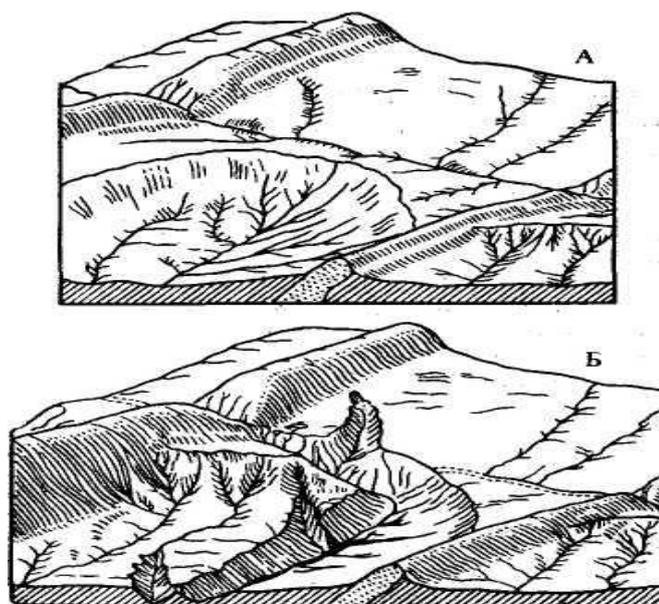


Рис. 4.10. Схема обезглавливания реки: А - намечающийся перехват; Б - осуществившийся перехват

В областях с горизонтальным залеганием пластов и однообразным литологическим составом слагающих пород морфология речных долин в наименьшей степени зависит от геологической структуры. Такие долины называют *нейтральными* или *атектоническими*. В областях нарушенного залегания пластов одни долины обнаруживают совпадение с простираем тектонических структур.

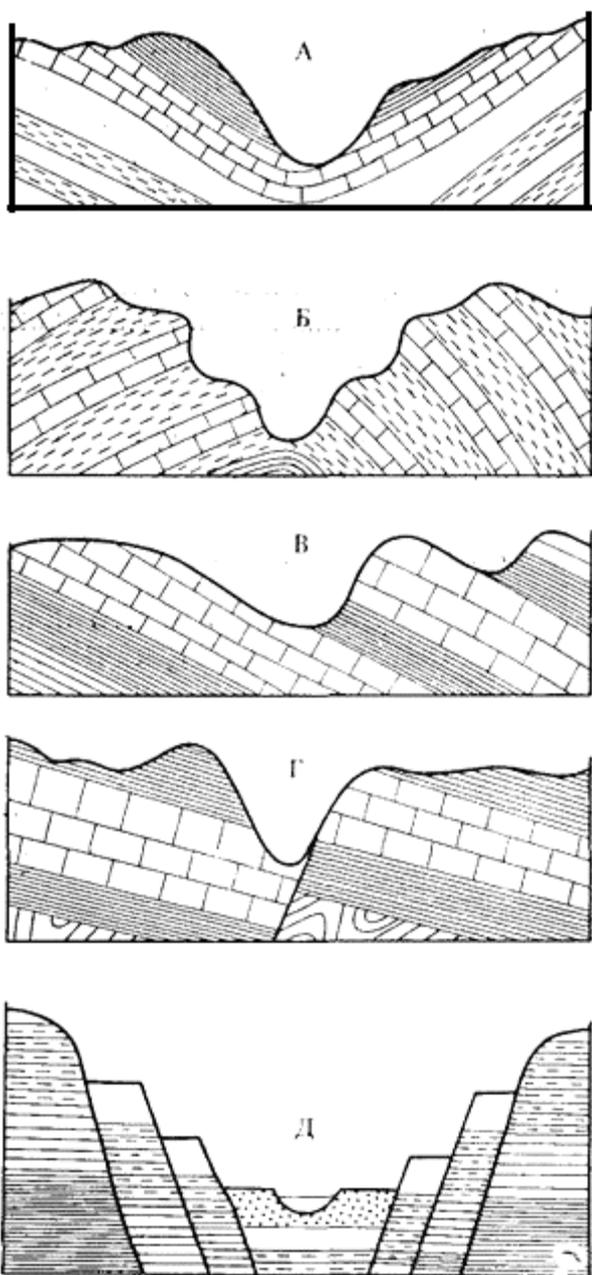


Рис. 4.11. Тектонические типы продольных долин :
А - синклинальная долина;
Б - антиклинальная долина;
В - моноклиальная долина;
Г - долина,

Это долины, «приспособившиеся» к геологической структуре.

Другие долины секут геологические структуры под каким-либо углом. Поэтому в дислоцированных областях различают долины **продольные, поперечные и диагональные**. Первые на значительном протяжении характеризуются однообразным (свойственным для той или иной реки) профилем и шириной долины, спрямленным течением. Вторые и третьи долины меняют морфологический облик в профиле и плане очень часто. Примерами поперечных долин могут служить консеквентные реки кустовых областей, antecedentные и эпигенетические долины. Продольный профиль поперечных и диагональных долин характеризуется большей невыработанностью, чем профиль долин продольных рек. В зависимости от типа геологической структуры, в которых заложены продольные долины, различают долины синклинальные, антиклинальные, моноклинальные, долины, совпадающие с линиями продольных разломов и долины-грабены. Каждая из этих типов долин характеризуется своими, свойственными только ей морфологическими чертами (рис. 4.11), и характером процессов, протекающих на их склонах.

Выше упоминалось, что поперечный профиль речных долин нередко бывает асимметричным.

Асимметричные долины рек, обусловленные неоднородностью субстрата и геологической структуры: долины, заложившиеся по простиранию моноклинально залегающих пластов различной (стойкости), на крыльях антиклинали в моноклинально залегающих однородных породах (В), на контакте гранитной интрузии с осадочными породами (Г), по линии сброса, когда на дневную поверхность оказываются выведенными породы различной стойкости (Д): 1 - известняки; 2 - глины, 3 - граниты; 4 - аллювий; 5 - зона разлома.

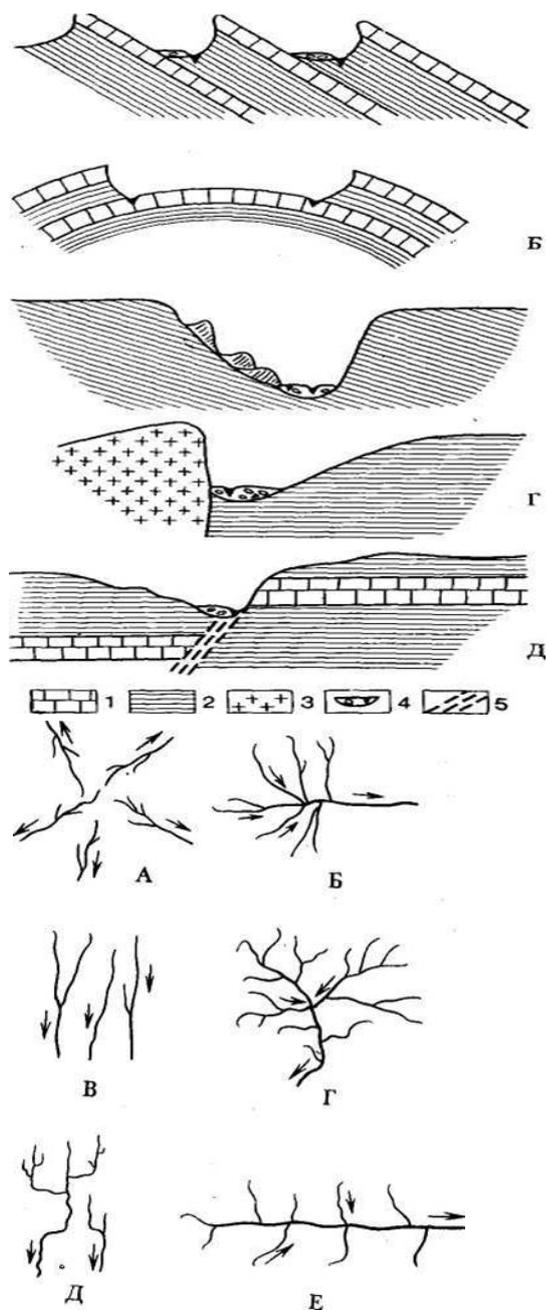


Рис. 4.12. Топографическая теория формирования асимметрии речных долин (по А. А. Борзову): АБ - первичная наклонная равнина; Г - продольный профиль врезанной в нее консеквентной реки; Д-долины притоков консеквентной реки; стрелки показывают направление стока с междуречных пространств; 1,2 - последовательные положения склонов долин притоков

Рис 4.13. Типы речной сети:
 А-радиальный центробежный;
 Б - радиальный центростремительный;
 В - параллельный;
 Г - древовидный;
 Д - ортогональный решетчатый;
 Е - перистый

Причины асимметрии речных долин могут быть разными. Двигаясь вниз или вверх по долине, очень часто можно наблюдать увеличение крутизны то левого, то правого склона. Зависит это, как правило, от того, к какому склону долины подходит русло реки, а также от «быстрого изменения состава или условий залегания горных пород, слагающих склоны долины. Однако в природе имеют место и такие случаи, когда один склон долины постоянно круче другого на протяжении многих километров. Такую асимметрию А. Р. Ярмухамедов называет «устойчивой». О ней и пойдет речь ниже.

Причины, вызывающие асимметрию склонов долин, можно

разделить на три группы:

- 1) тектонические, проявляющиеся через литологию и геологические структуры;
- 2) планетарные, связанные с вращением Земли вокруг своей оси;
- 3) причины, обусловленные деятельностью экзогенных и, в первую очередь, склоновых процессов.

Тектоническая «основа» асимметрии склонов встречается очень часто. В одних случаях она обусловлена особенностями геологического строения субстрата, в других - создана под непосредственным влиянием новейших тектонических движений.

4.3. Водно-эрозионные, водно-аккумулятивные формы рельефа

Вода, текущая по поверхности равнин, - один из наиболее важных факторов формирования их скульптурного рельефа. Эрозионные и аккумулятивные формы широко распространены на равнинах, а там, где условия благоприятствуют стоку и размыву, они решительно господствуют в рельефе.

Склоновый сток на лишенной растительности или слабозадернованной наклонной поверхности образует множество мелких более или менее параллельных друг другу эрозионных борозд.

При благоприятных условиях склоновый сток очень часто переходит в русловой, образуя временные или постоянные потоки, создающие своеобразные формы рельефа.

Временные потоки, формирующиеся за счет слияния струек склонового стока после ливней и интенсивного таяния снега в линейно вытянутых понижениях естественного (эрозионные борозды) или искусственного (канавы, тропинки, грунтовые дороги) происхождения, создают на склонах эрозионные промоины. При большой размывающей силе временного потока эти промоины быстро углубляются и разрастаются в ширину и длину, превращаясь в эрозионные рывтины — овраги.

Овраг - эрозионная рывтина, выходящая за пределы перегиба склона, на котором возникла промоина. Овраги растут главным образом за счет размыва уступа, нередко возникающего в вершине оврага (вершинный перепад). Вода, стекающая в овраг, падает с уступа и,

энергично разрушая его, заставляет отступать. Одновременно происходят углубление и расширение оврага на всем его протяжении. Скорость роста оврага в длину обычно не превышает нескольких метров в год, но в исключительных случаях овраг удлиняется за год на 60-80 и более метров. При благоприятных условиях длина оврага достигает более 10 км. Глубина зависит от положения расчленяемой поверхности над базисом эрозии оврага и от интенсивности процесса врезания. Склоны глубоко врезанных оврагов имеют высоту в несколько десятков метров.

Балка - задернованная ложбина (вытянутое понижение с очень пологими склонами) эрозионного происхождения. Переход оврага в балку происходит не сразу на всем его протяжении. Он начинается снизу и постепенно продвигается вверх по оврагу. В то время как в нижней части уже сформировалась балка, в верховьях оврага продолжает расти углубление.

При понижении базиса эрозии, при поднятии водосборного бассейна балки или при резком увеличении количества стекающей в нее воды балка может возобновить рост и вновь стать оврагом. Овраги, врезающиеся в дно балки, называют донными. Если овраг, врезаясь, достигает уровня грунтовых вод, в нем появляется постоянный водоток - речка. Так овраг может превратиться в речную долину.

Постоянные водотоки разной величины и мощности, производя непрерывную работу, создают эрозионные и аккумулятивные формы рельефа различных масштабов, зависящих, как правило, от масштаба водотока. Главная из этих форм - речная долина.

Реки создают долины самостоятельно или в той или иной степени обрабатывают понижения, сформированные тектоникой и карстовыми процессами. От истории развития долины, ее возраста, стойкости и характера залегания пород, в которые она врезана, зависит ее морфология. Долины отличаются друг от друга шириной и строением дна, высотой, крутизной, формой и строением склонов.

Дно невыработанных долин совпадает с руслом, но чаще реки создают широкое плоское дно, на котором расположены русло и пойма.

По внешнему виду можно выделить несколько типов долин.

Теснина - долина, созданная почти исключительно глубинной

эрозией потока. Склоны такой долины спускаются к реке отвесно и могут нависать над рекой. Все дно долины занято водой. Чаще всего теснины образуются в горах в тех местах, где поток прорезает устойчивые породы (известняки, сланцы). На равнине теснины возникают в лёссовых породах; в карстовых областях такие долины образуются в результате обрушивания свода подземных рек. Обычно долина имеет форму теснины только на некотором участке и расширяется выше и ниже по течению реки.

Каньон (исп. «труба») - долина с почти отвесными склонами, спускающимися нередко уступами, и сравнительно узким дном, занятым во всю ширину рекой. Типичные каньоны свойственны странам с сухим климатом, способствующим сохранению крутизны склонов. Каньоны распространены на равнинах, сложенных горизонтальными слоями слабо водопроницаемых пород. Типичный пример каньона - Большой каньон реки Колорадо (Северная Америка), достигающий глубины 1500 м (рис.4.14).



Рис.4.14. Большой каньон реки Колорадо (Северная Америка)

.www.fototerra.ru

Каньоны значительных размеров известны в Африке (особенно на Абиссинском нагорье), на лёссовых равнинах Восточного Китая, на вулканических плато Индии, Бразилии, Колумбии. В России каньоны можно видеть на Среднесибирском и Армянском плоскогорьях, а также в пределах Украинского кристаллического массива.

V-образные долины. В странах с большим количеством осадков и

интенсивным разрушением склонов поперечный профиль долины напоминает латинскую букву V (рис.4.15). В отличие от каньона V-образная долина имеет более пологие склоны, расчлененные мелкими эрозионными формами, а иногда осложненные структурными террасами.



Рис.4.15. V-образные долины

Дно долины узкое и так же, как у теснин и каньонов, залито водой. Все три типа долин можно отнести к невыработанным долинам.

Пойменная долина имеет широкое плоское дно. Русло занимает часть дна, остальное пространство заливается водой в половодье, т. е. представляет собой пойму. Над поймой поднимаются склоны долины, обычно осложненные надпойменными террасами. Пойменная долина возникает при расширении V-образной долины в результате меандрирования реки. Широкие выработанные пойменные долины типичны для равнинных рек (рис.4.15).

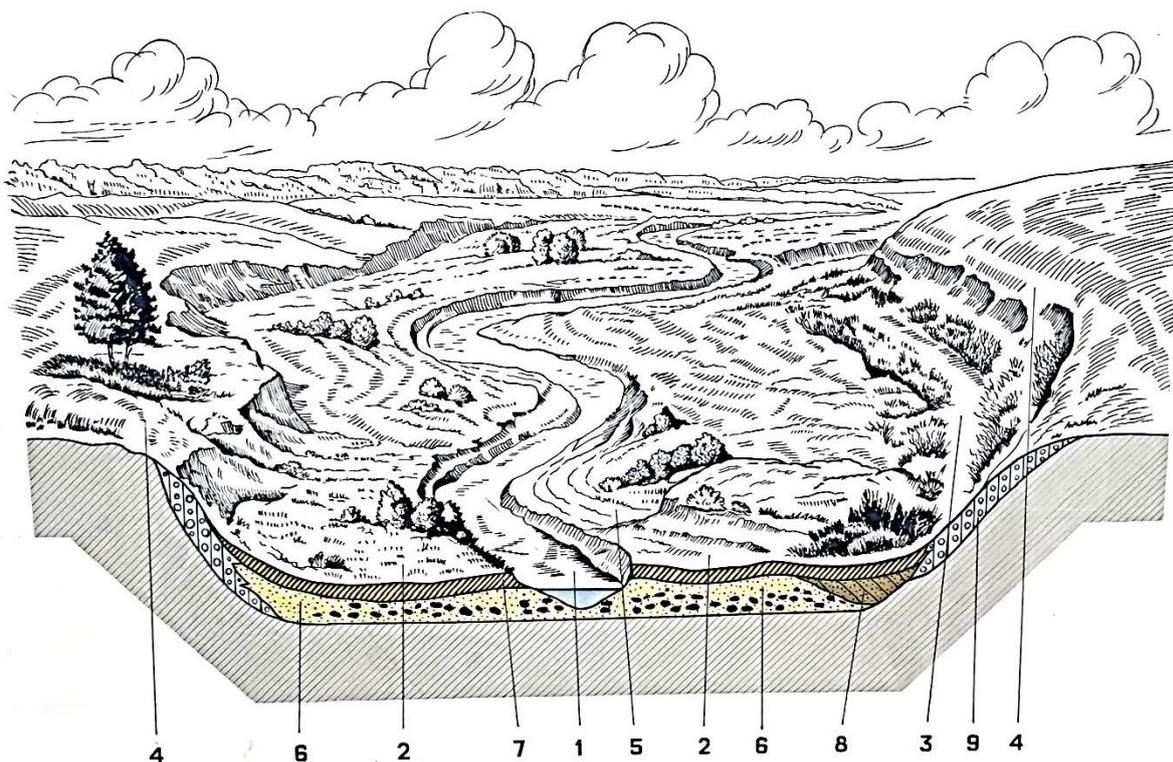


Рис.4.16. Схема строения равнинной реки(рис.Н.Н.Костенко)

1-русло, 2- пойма реки, 3-зарастающая старица, 4-надпойменная терраса, 5-береговые валы, 6-русловый аллювий, 7-пойменный аллювий, 8-старичный аллювий, 9-делювий

Пойма обычно сложена аллювием и покрыта растительностью. Но иногда она врезана в коренные породы и аллювий почти отсутствует (коренная пойма).

Ширина поймы больших рек с неравномерным стоком может составлять несколько десятков километров. Например, пойма в нижнем течении Волги имеет ширину 30-40 км. Часто соседние участки поймы сильно отличаются по ширине. Например, в долине Оки эти различия достигают 12-16 км. Обычная причина изменения ширины поймы на сравнительно коротком отрезке долины - различный характер размываемых рекой горных пород.

Пойма часто кажется совершенно ровной, но при изучении микрорельефа выявляются некоторые закономерности строения ее поверхности. Речное русло, извиваясь по широкому дну долины, делит пойму на ряд участков - сегментов со сходным микрорельефом. К руслу реки примыкает песчаная полоса, заливаемая рекой даже при небольших изменениях уровня. Это так называемая прирусловая пойма

(бичевник). Над бичевником поднимается один или несколько прирусловых валов, сложенных песчаными отложениями. Образование прируслового вала - результат отложения наносов при разливе реки. Выливаясь из русла на пойму, вода замедляет свое течение (в результате уменьшения глубины) и оставляет часть наносов на краю поймы.

Поймы используются как очень ценные сенокосные угодья и как территории, удобные для разведения ряда огородных культур.

Терраса - горизонтальная или слабонаклонная площадка, вытянутая вдоль склона долины и отделенная от нижележащей террасы (или дна долины) уступом (склоном террасы). Линия, разграничивающая площадку и склон, - бровка террасы. При медленном формировании террас переход от одной террасы к другой может быть постепенным и резко выраженного уступа не образуется.

Самой нижней речной террасой является пойма, ее иногда и называют пойменной террасой. Все остальные террасы называются поэтому надпойменными, счет их ведется снизу вверх: первая надпойменная, вторая надпойменная и т. д.

Речные террасы делятся на эрозионные (размыва) и аллювиальные (накопления).

Эрозионные террасы - результат врезания реки в коренные (не аллювиальные) породы. Создаются они неравномерным и энергичным врезанием реки при преобладании глубинной эрозии. Врезание вызывается поднятием бассейна реки, понижением базиса эрозии, увеличением массы воды в реке (изменение климата, перехват рек). Формирование эрозионных террас может происходить очень быстро. Эрозионные террасы хорошо выражены в верхнем течении рек, расположенных в предгорьях. В долинах равнинных рек они встречаются значительно реже, чем аллювиальные террасы.

Аллювиальные террасы связаны с накоплением речных отложений в долине и с последующим врезанием в них реки. Эти террасы очень распространены. Аллювиальные отложения могут слагать всю террасу или только часть ее, прикрывая сверху размытую поверхность коренных пород. В последнем случае коренные породы обнаруживаются в уступе террасы под аллювиальным отложением.

Террасы с коренным основанием, покрытым аллювием, называются цокольными или смешанными. Если толща аллювия оказывается смытой с поверхности коренных пород, цоколь террасы обнажается, образуя коренную террасу.

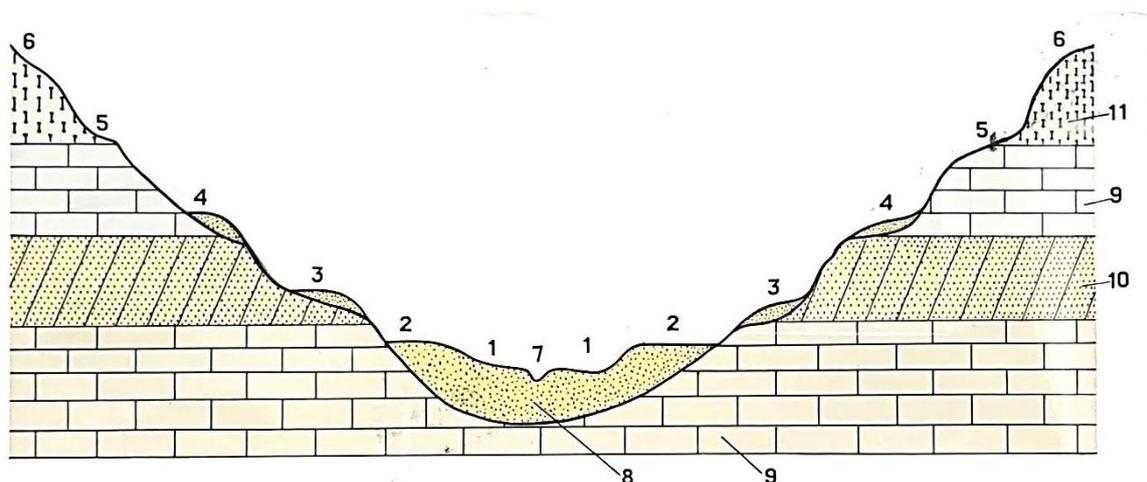


Рис.4.17.Схема строения речных террас

1,2-аккумулятивные террасы (1-пойменная терраса);
3,4-цокольные террасы; 5-эрозионная терраса; 6-коренной берег; 7-русло;
8-аллювиальные пески; 9-известняк; 10-песчаник; 11-мергель.

Образование аллювиальных террас показано схематично на рис. 4.17. В речной долине в результате боковой эрозии и блуждания русла создается широкое плоское дно, сложенное аллювием (аллювиальная пойма). Этот процесс особенно хорошо выражен при ослаблении глубинной эрозии в реке, уже выработавшей профиль, близкий к профилю равновесия. Усиление глубинной эрозии, связанное с увеличением уклона русла, вызванного обычно тектоническими (реже иными) причинами, приводит к врезанию русла в аллювиальное дно и к превращению пойменной террасы в надпойменную. По мере приближения продольного профиля русла к профилю равновесия глубинная эрозия замедляется, но одновременно усиливается боковая, и снова создается широкое плоское дно, но уже на более низком уровне. При этом надпойменная терраса может подвергнуться частичному и даже полному разрушению (срезанию). Поэтому террасы сохраняются не полностью и могут совсем не сохраниться. Если произойдет еще одно врезание русла, возникнет еще одна надпойменная терраса, расположенная на более низком уровне, чем предшествующая, и т. д.

Дельты - аккумулятивные формы рельефа, конусы выноса рек, образующиеся в их устьях. Формирование дельт зависит не только от наносов, приносимых рекой, но и от движения воды в водоеме, в который река впадает, от рельефа дна в месте впадения реки. Сильные течения, приливо-отливные движения воды уносят частицы, вынесенные рекой; на крутом подводном склоне наносы не задерживаются и скатываются вниз. Поэтому не все реки имеют дельты, даже если их твердый сток достаточно велик. Открытые, без дельты устья рек называются эстуариями или губами.

Процесс формирования дельты сложен. Речной поток, достигнув - базиса эрозии, замедляет движение, речная вода смешивается с водой принявшего водоема, и принесенные наносы полностью осаждаются. При этом гравитационная дифференциация приводит к тому, что более грубые частицы остаются у устья реки, более тонкие относятся дальше. Отложившиеся наносы образуют слои, выклинивающиеся от устья. В сторону долины слои выравниваются и в долине залегают горизонтально, постепенно переходя в отложения аллювиальных террас.

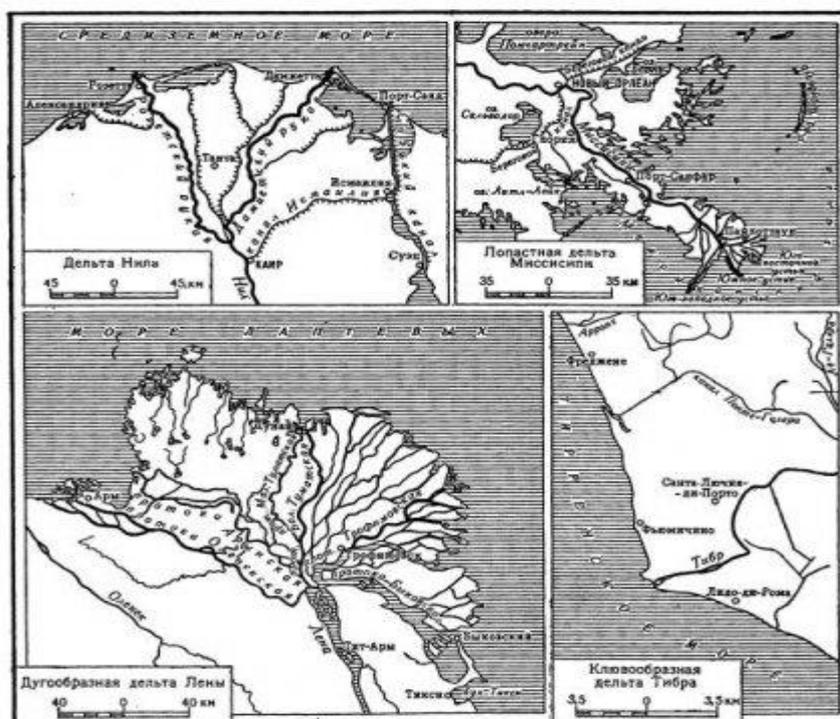


Рис.4.18. Дельты рек

Мощность отложений, накапливающихся в дельтах рек, может достигать десятков метров. Быстрота роста дельт разных рек различна,

но и для одной и той же дельты она не остается постоянной. Дельта реки По с 1200 по 1600 г. нарастала со скоростью 25 м в год, с 1600 по 1800 г. скорость нарастания дельты этой реки достигала 70 м в год. Дельта Сыр-Дарьи с 1847 по 1960 г. выдвинулась в Аральское море более чем на 5 км. Быстрота нарастания дельты Терека достигает 100 м в год. Дельты крупных рек имеют большие площади, например: у Амазонки-100 000 кв. км, у Волги - 13 000 кв. км.

По положению дельты делятся на дельты заполнения (расположенные в заливах) и выступания (выдвинутые в море) По форме различают дельты клювообразные (например, Тибра и Сулака), лопастные (Миссисипи), дугообразные (Лены) (рис.4.18).

Поверхность дельт обычно ровная, слабоволнистая, рассеченная множеством старых русел, постепенно превращающихся в дельтовые озера. Дельтовые озера со временем заполняются осадками, становятся болотами, а затем малозаметными блюдцеобразными понижениями. Вдоль русла по окраине дельты нередко расположены прирусловые валы. Большие площади поверхности дельт заняты песками с типичными для них формами рельефа.

В сухом климате распространенной формой рельефа являются так называемые *сухие дельты* - конусы выноса (иногда очень значительные) рек, постепенно теряющих воду на испарение, орошение, просачивание. В рельефе сухих дельт сочетаются черты конуса выноса временных потоков и речных дельт. Примеры сухих дельт можно найти в любой пустыне. Сухие дельты имеют многие реки Средней Азии: Мургаб, Теджен, Зеравшан.

В определенных природных условиях асимметрию речных долин могут вызвать *климатические факторы*, в частности солнечная инсоляция. Замечено, что чаще крутыми склонами являются склоны южной экспозиции. На них весной раньше стает снег, летом растительность выгорает и дождевые воды размывают склон сильнее, чем задернованный склон северной экспозиции.

Асимметричные долины возникают в области *моноклиального* залегания пластов различной твердости. Располагаясь по простиранию менее стойких пластов, долина имеет различные склоны. Один склон слагают пласты, падающие от реки, другой — пласты, падающие к

реке. Первый склон подмывается рекой и всегда круче второго.

К возникновению асимметрии долин может привести *первичный однообразный уклон поверхности*, создающий различия в величине стока по склонам долины, простирающейся перпендикулярно уклону поверхности, а следовательно, в величине смыва. По склону, обращенному навстречу общему уклону, стекает значительно меньше воды, чем по склону, совпадающему с уклоном поверхности, и поэтому он меньше выглаживается. Крутизна этого склона увеличивается и оттого, что рядом с ним протекает река, отодвигаемая наносами, смываемыми в долину с противоположного склона.

Рельеф, в котором господствуют эрозионные формы, - типичный эрозионный рельеф. Формируется он прежде всего на платформенных; участках с горизонтальным или слабонаклонным залеганием поверхностных слоев при условии достаточного количества атмосферных осадков. Эрозионный рельеф создается, как правило, совокупной деятельностью временных и постоянных водотоков. Однако в зависимости от конкретных природных условий в нем могут преобладать овраги и балки или речные долины. Рассмотрим наиболее характерные типы *эрозионного рельефа*.

Овражный рельеф развит преимущественно на возвышенных участках платформенных областей, покрытых толщей легко размываемых горных пород, при климатических условиях, благоприятных для образования временных потоков.

Речные долины и формы рельефа, созданные склоновым стоком, могут играть второстепенную роль в рельефе. Основные элементы морфологического комплекса - овраги и балки, образующие сложна разветвленные системы. Водораздельные пространства, подвергающиеся процессам денудации, имеют плавные линии выпуклого профиля. Переход от водораздельной поверхности к крутым склонам оврагов четко выражен, тогда как переход к пологим склонам балок мало заметен.

При наличии стойкого горизонтально залегающего пласта горных пород, предохраняющего от разрушения менее стойкие пласты, и при достаточно низком положении базиса эрозии речные долины глубоко расчленяют местность. Пространства, отделяющие долины друг от

друга, имеют резко ограниченную плоскую поверхность (например, центральные части Ставропольской возвышенности), создавая впечатление плоскогорного рельефа. В случае чередования пластов различной стойкости склоны долины осложнены широкими уступами (например, долины рек на плато Колорадо).

Речные долины, расчлняя поверхность, сложенную, моноклинально залегающими слоями осадочных пород различной твердости, создают куэстовый рельеф.

Куэсты - несимметричные гряды, пологий склон которых совпадает с падением более стойкого пласта, предохраняющего поверхность от размыва, крутой - сечет пласты, обнажая их «головы» (рис. 4.19). Куэстовый рельеф образуется преимущественно в пределах таких денудированных платформенных структур, как антеклизы (например, куэстовый рельеф Юго-Восточной Англии) и синеклизы (например, куэстовый рельеф Парижского бассейна Франции), он формируется также на причлененных к древней суше и поднимающихся вместе с ней первичных береговых равнинах.

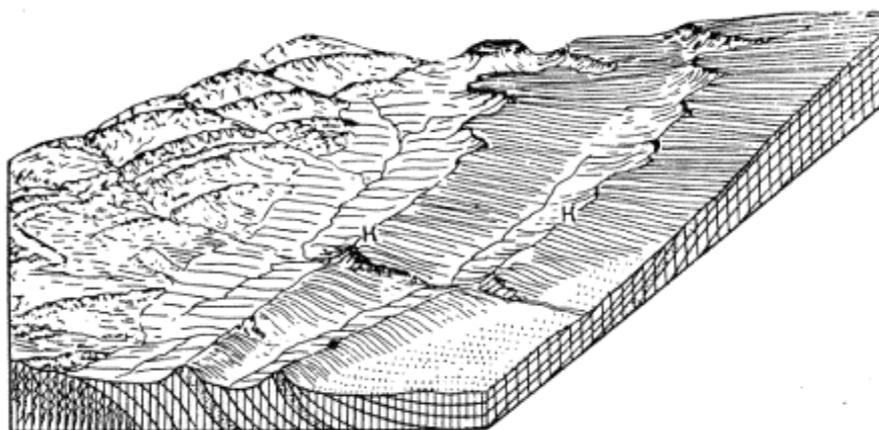


Рис.4.19. Куэсты: К-куэста

При поднятии древней суши непосредственно примыкающая к ней часть береговой равнины, сложенной горизонтальными слоями осадочных пород, также испытывает поднятие. В результате слои, слагающие равнину, приобретают однообразный уклон в сторону от поднимающейся суши. При разрушении поверхности равнины слои осадочных пород выходят к поверхности под некоторым углом.

Формирование куэстового рельефа начинается с возникновения

рек, стекающих по уклону топографической поверхности, секущей под небольшим углом пласты разной твердости, падающие в ту же сторону, в какую наклонена поверхность, но более круто. Река, пересекая твердые пласты, течет в узкой долине, в легкоразмываемых породах долина расширяется (четкообразные долины).

В полосе менее стойких пород закладываются притоки главных рек. По отношению к главной реке они располагаются в направлении, близком к перпендикулярному. Эти притоки создают асимметричные долины, обусловленные моноклинальным залеганием пластов. Разделяющие их пространства, бронированные с поверхности более стойкими пластами, также асимметричны. Они то и представляют собой куэсты. В образовании куэст имеет значение не только размыв мягких пластов реками, но и образование делювия, оползни, обвалы.

Высота куэст определяется положением поверхности над базисом эрозии. Куэсты могут представлять собой высокие хребты (например, Скалистый хребет Северного Кавказа - 3610 м) и могут возвышаться над понижением всего на 10-20 м (куэсты на п-ове Мангышлак).

Сочетание нескольких куэстовых гряд и разделяющих их долин образует куэстовый рельеф.

Куэстовый рельеф встречается нередко. В пределах страны СНГ он хорошо выражен на Кавказе, в Крыму, в Средней Азии и в ряде других мест. За рубежом его можно видеть в Англии, Франции, Северной Америке.

Вопросы

- 1. Основные элементы речной долины?*
- 2. Как образуются пойма?*
- 3. Особый тип аллювиальных отложений?*
- 4. Тектонические типы продольных долин?*
- 6. Как формируются временные потоки?*
- 7. Как образуются овраги?*
- 8. По внешнему виду сколько можно выделить типов долин?*
- 9. Где находится Большой каньон реки?*

5. ЭОЛОВЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА. ОСОБЕННОСТИ ВЫВЕТРИВАНИЯ. ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ВЕТРА И ЕГО РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ РЕЛЬЕФА ПУСТЫНЬ

Эоловые формы рельефа, формы рельефа, возникающие под действием ветра, преимущественно в районах с аридным климатом (пустыни, полупустыни); встречаются также по берегам морей, озер и рек со скудным растительным покровом, не способным защитить от действия ветра рыхлые и разрушенные выветриванием породы субстрата. Наиболее распространены аккумулятивные и аккумулятивно-дефляционные формы, образующиеся в результате перемещения и отложения ветром песчаных частиц, а также выработанные (дефляционные) Э. ф. р., возникающие за счет выдувания (дефляции) рыхлых продуктов выветривания, разрушения горных пород под воздействием динамических ударов самого ветра и особенно под действием ударов мелких частиц, переносимых ветром в ветропесчаном потоке.

Форма и величина аккумулятивных и аккумулятивно-дефляционных образований зависит от режима ветров (силы, частоты, направления, структуры ветрового потока), преобладающего в данной местности и действовавшего в прошлом, от насыщенности песчаными частицами ветропесчаного потока, степени связности рыхлого субстрата растительностью, от увлажнения и других факторов, а также от характера подстилающего рельефа. Наибольшее влияние на облик Э. ф. р. в песчаных пустынях оказывает режим активных ветров, действующих аналогично водному потоку с турбулентным движением среды близ твердой поверхности. Для средне- и мелкозернистого сухого песка (при диаметре зерен 0,5-0,25 мм) минимальная скорость активного ветра составляет 4 м/сек. Аккумулятивные и дефляционно-аккумулятивные формы, как правило, перемещаются в соответствии с сезонно господствующим направлением ветров: поступательно при годовом воздействии активных ветров одного или близких направлений; колебательно и колебательно-поступательно, если направления этих ветров в течение года существенно меняются (на противоположные, перпендикулярные и т. п.). Особенно интенсивно

(со скоростью до нескольких десятков м в год) происходит перемещение оголенных песчаных аккумулятивных форм.

5.1. Особенности выветривания

5.1.1. Выветривание

Выветривание – это совокупность процессов физического, химического, биологического разрушения, разложения магматических, метаморфических, древних осадочных пород на поверхности земной коры или вблизи нее, формирующих исходный материал для образования осадков, осадочных пород и остаточные образования, слагающие коры выветривания.

Выветривание отражает взаимодействие двух ведущих противоположных начал – дифференциации исходных пород и интеграции полученных компонентов, составляющих основу комплекса явлений литогенеза в зоне господства низких давлений, температур при обилии воды и кислорода, в условиях поверхностной части литосферы.

В ходе выветривания происходит дезинтеграция породы, разделение ее на составные части под действием различных факторов и сил. Но выветривание это не только дробление (кластогенез), фракционирование, дифференциация исходных пород, подготовка материала к последующему осадко- и породообразованию, перевод его в состояние и формы, способные к перемещению различными способами с последующим концентрированием в бассейнах седиментации различного типа. Это и способ созидания новых геологических тел, таких как наземные и подводные коры выветривания, почвы, способ образования пород и полезных ископаемых. При этом выветривание, как способ создания новых геологических тел, включает преобразования, процессы, характерные для формирования типично осадочных пород.

5.1.2. Продукты выветривания

Согласно традиционным представлениям остаточные, остающиеся на месте продукты выветривания, называются элювием. Этот термин использовался для обозначения рыхлых обломочных накоплений разного механического состава от глыб до глин, твердых продуктов –

метасоматитов, инсоляционных образований (панцири, кирасы, калькреты, корки, горизонты). Последняя группа новообразований, порожденных выветриванием, сочетанием процессов разложения, выщелачивания (элювиирование – вымывание) и синтеза, по В. Т. Фролову называется хемоэлювием. К этой группе относятся и остаточные твердые продукты выветривания, слагающие шляпы соляных структур, железные шляпы зон окисления сульфидных месторождений. Общей характерной особенностью подобных геологических тел, сформированных в результате выветривания, является переход к породам неизменным и сохранение в той или иной степени структурных особенностей коренной породы (структурный элювий по Л. Б. Рухину).

Образование продуктов выветривания происходит на фоне естественноисторической эволюции земной коры, ее структур, форм рельефа, климата, тектонического режима. Непосредственным элементом выветривания является удаление его продуктов с места разложения пород с образованием переотложенных скоплений, разнотипных по способу переноса, механизму отложения и обстановкам седиментации. Удаление продуктов выветривания с места их образования под действием сил гравитации, ветра, водных потоков, движущихся ледников называется эрозией. Содержание этого понятия разными школами литологов понимается по-разному.

Выветривание имеет два аспекта. С одной стороны это раздробление материнских пород, или физическое выветривание. Но процесс разрушения породы может состоять из химического разложения с участием реакций обмена, растворения, выщелачивания, окисления, гидратации, составляющих содержание выветривания химического. Обычно эти два основных типа выветривания сочетаются в разных пропорциях, причем физическое выветривание подготавливает горные породы к химическому выветриванию.

5.2. Виды выветривания

5.2.1. Физическое выветривание

Физическое выветривание – это дробление материнских пород, их дезинтеграция без существенного изменения состава минеральных

зерен. Такое выветривание характерно для Арктики, Антарктики, горных районов, областей аридных зон – пустынь, полупустынь со скудным содержанием влаги в почве, весьма малым годовым количеством осадков при сильном солнечном нагреве, со значительным колебанием суточных и сезонных температур.

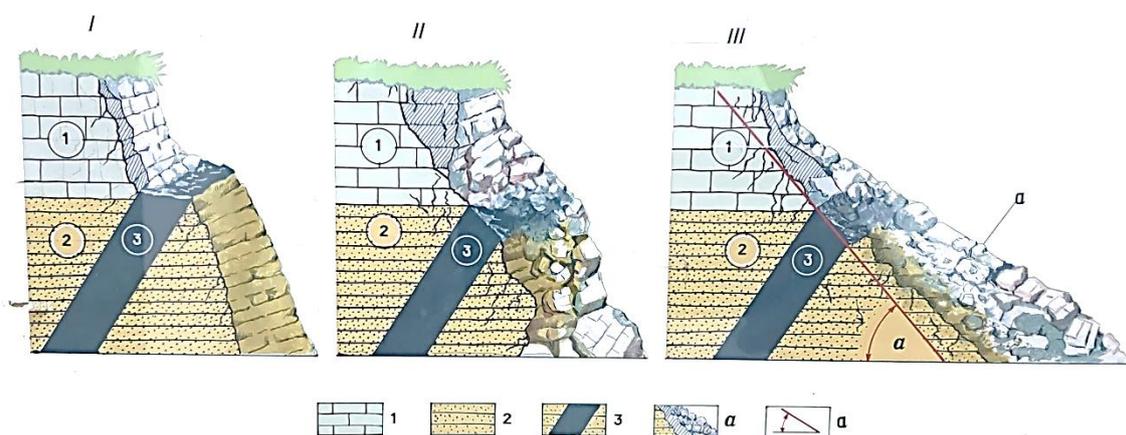


Рис.5.1. Физическое выветривание горных пород

I - начало выветривание, II - развитие трещин и образование обломков, III- обрушение пород. 1-известняки, 2-песчаники, 3-рудная жила, а-коллювий, α - угол естественногооткоса

Физическое выветривание происходит, в основном, под действием изменения температуры, заморзания-оттаивания воды, действия сверлящих (роющих) животных, животных, корневой системы растений, кристаллизации содержащихся в капиллярной воде солей. Существенных изменений состава обломков при этом не происходит (рис.5.1).



Рис.5.2. Мансийские болваны, образовавшиеся в результате физического выветривания. © Aleksandr Chazov

Среди факторов выветривания отмечается, в первую очередь, изменение температуры – суточные, сезонные (рис.5.2).

Горные породы являются агрегатом зерен различного состава, которые по разному реагируют на изменение температуры. Они обладают отличающимися коэффициентами объемного и линейного расширения, т.е. при нагревании на 1°C увеличивают свой объем или длину на разную величину. Например, у кристаллов кальцита по направлениям, параллельным оси симметрии третьего порядка и перпендикулярным к этой же оси, коэффициенты различаются существенно, составляя $25,6 \cdot 10^{-6}$ и $5,5 \cdot 10^{-6}$ соответственно. Не менее значительны различия этих коэффициентов у разных минеральных индивидов. Так у кварца он составляет $3,1 \cdot 10^{-4}$, у ортоклаза - $1,7 \cdot 10^{-3}$. При нагревании гранитной породы до 50°C размер каждого зерна кварца увеличивается на 15%. Поскольку температура в течение суток меняется, то различия в коэффициентах объемного и линейного расширения приводят к ослаблению связей между зернами. Порода растрескивается и делится на обломки.

При физическом выветривании действуют и силы кристаллизации. Вода при замерзании, превращаясь в лед, увеличивает свой объем на 9%. При этом порода как бы расклинивается по трещинам и разрушается. Отмечается также влияние тектонических напряжений. Под их воздействием пласты пород изгибаются, сминаются с

образованием разрывов, трещиноватости, т.е. происходит нарушение целостности породы. Ударное действие волны, абразия, и ветра, корразия – важные факторы физического выветривания. Волны морского прибоя и течения приводят к механическому разрушению коренных пород. Ударная волна, несущая камни, песчинки, действует на породы берега, вызывая их обрушение и растворение. Подводная абразия действует на дне озер, морей, океанов, на глубинах до нескольких десятков метров в озерах, морях и до 100 и более метров в океанах. Явление абразии и корразии – механическое разрушение, шлифование, истирание поверхности породы при трении и столкновении с твердыми частицами пород, происходят не только за счет переноса частиц движением воды, но и при переносе ветром, льдом, при перемещении под действием силы тяжести. Эрозионная деятельность льда проявляется в Арктике, в Антарктике, в хонах высоких широт, в высокогорьях. Льды, сползая, истирают и дробят породы.

К числу остаточных образований относятся остающиеся на месте грубообломочные продукты механического дробления пород – перлювий после вымывания или выдувания тонких частиц, мелкозема. Образование перлювия происходит при участии течений, волнений, деятельности ветра, грунтовых вод. При этом могут образоваться скопления конкреций, фаунистических остатков, тяжелых минералов. В. Т. Фролов считает их горизонтами конденсации по механизму накопления компонентов, сходному с повышением концентрации элементов при выпаривании.

5.2.2. Химическое выветривание

Это сложные процессы химического разложения горных пород, включающие значительную группу химических реакций, биогенных и биохимических процессов.



Рис.5.3. Химическое выветривание

Основные факторы данного типа выветривания – вода, углекислота, сильные (серная, азотная), органические кислоты, кислород, сероводород, метан, аммиак, биологическая деятельность. Ведущими процессами являются растворение, выщелачивание, окисление, гидратация, вторичная карбонатизация, гидролиз и пр. происходит вынос из зоны выветривания катионов металлов, щелочей и др. элементов, оксидов, гидроксидов в форме истинных и коллоидных растворов, в виде взвесей тончайших частиц (рис.5.3).

Биогенный фактор – важнейший агент влияния на совокупность процессов выветривания, протекающих в обстановке взаимодействия атмосферных, гидросферных и литосферных составляющих. Биомасса оказывает каталитическое воздействие, влияет на явления деградации и синтеза как источник энергии и вещества, создает благоприятную среду для деятельности бактериального микробиоса.

Большую роль при процессах химических разложения играет структура воды, определяющая ее свойства как слабого электролита, диссоциирующего на ионы H^+ и OH^- . Установлено, что при температуре $20^{\circ}C$ ионное произведение воды таково: $K_B = [H^+] [OH^-] = 1 \cdot 10^{-14}$, где K_B – ионное произведение воды в г/ион на литрах. Степень диссоциации воды возрастает с увеличением температуры, что

способствует активизации процессов разложения пород. Поскольку вода является электролитом, она растворяет почти все известные минералы.

Особую роль в процессах химического играют продукты разрушения органического вещества, прежде всего растительных остатков. В результате образуются гуминовые кислоты. Они создают кислую реакцию среды и участвуют в химическом разложении силикатов. С катионами ряда металлов гуминовые кислоты образуют комплексные анионы – гуматы, что способствует выносу этих элементов из продуктов выветривания в форме коллоидных растворов. Кроме того, присутствие органического вещества создает восстановительную среду, а растворимость многих закисных соединений выше, чем окисных. Микроорганизмы определяют также протекание таких реакций как сульфат-редукция, продуцируют водород, переводят окисное железо в нерастворимое состояние и др.

Большое значение для химического выветривания и выноса его продуктов с места разложения материнских пород принадлежит углекислоте, образующей с некоторыми металлами хорошо растворимые комплексы. Карбонаты металлов при взаимодействии с CO_2 превращаются в бикарбонаты, что значительно повышает их растворимость.

5.2.3. Подводное выветривание

Процессы выветривания происходят не только на суше, но и на дне морей и океанов. Здесь под воздействием минерализованной морской воды, ее температур, давления и газового режима идет разложение горных пород, минералов и создаются элювиальные новообразования, химические, метасоматические и биологические продукты. Данная совокупность химических, биохимических процессов, приводящих к изменению состава минеральных тел, находящихся в море как во взвешенном состоянии, так и на его дне, имеет специальное название – гальмиролиз. Гальмиролизу подвергаются не только минеральные компоненты, поступающие на морское дно с суши, но и продукты вулканических извержений.

Главные факторы подводного разложения – вода, биос, газовый режим, соленость, давление, температура, а слой придонной воды содержит взвешенные частицы и микроорганизмы. Средняя температура зоны подводного разложения более низкая, по сравнению со средней температурой континентальных областей химического выветривания. Давление возрастает по мере увеличения глубины донного осадка от 20 атмосфер на глубине 200 м, до 1000 атмосфер на глубине 10170 м, что влечет за собой рост растворимости твердых веществ и газов, а также активизацию различных химических процессов, влияет на их скорость, направление и эффективность. Заметнее всего изменения давления проявляется в реакциях с участием газов, в частности кислорода и углекислого газа, количество которых в результате понижения температуры и давления на больших глубинах увеличивается, способствуя более энергичному протеканию процессов окисления и карбонатизации. Эффективность гальмиролиза зависит также от скорости накопления осадков и жизнедеятельности организмов, прежде всего бактерий.

5.3. Коры выветривания

Комплекс горных пород, возникших в верхней части земной коры под влиянием различных факторов выветривания, называется корой выветривания. Кора выветривания (КВ) формируется в основном в зоне аэрации и просачивания. По характеру и степени изменения исходных горных пород выделяется несколько геохимических типов кор выветривания, рассмотренных ниже.

5.3.1. Латеритная кора выветривания

Латеритное выветривание сопровождается образованием простых окислов при полном гидролизе силикатов. Такой тип выветривания характерен для влажного климата (тропики, субтропики) при глубоко зашедшем химическом разложении исходной породы. Профиль латеритной коры выветривания по гранитам (описание снизу вверх) включает такие зоны:

- невыветрелый гранит;
- измененный гранит, мощность 3 м;

горизонт структурных глин, мощность 3 м;

горизонт плотных, часто шлаковидных масс кирпично-красного темно-бурого до почти черного цвета.

Это продукт полного гидролиза силикатов и выноса всех подвижных катионов, обогащения окислами и гидроокислами железа, алюминия. Эта зона является типоморфной для коры данного типа; слагающее ее образование называется латеритом;

современная коричневатая-серая почва, обогащенная каолинитом с большим количеством гумуса. В основании почвенного слоя – кремнисто-железистые конкреции.

В странах тропической Африки и на о. Мадагаскар мощность таких КВ 100-150 м.

В составе зоны латерита могут присутствовать горизонты, называемые кирасы. Мощность кирасы около 4 м. они соответствуют зонам цементации латеритной коры выветривания, но наблюдаются не всегда. Кирасы со временем, теряя железо, но одновременно обогащаясь алюминием, превращаются в бокситы, руду на алюминий.

5.3.2. Глинистая кора выветривания

В условиях умеренного влажного климата по гранитам образуется кора выветривания глинистого профиля. Профиль коры, развитой по гранитам, включает зоны:

невыветрелый гранит;

раздробленный частично измененный гранит;

горизонт каолинитовых или монмориллонит-каолинитовых элювиальных глин.

По основным, ультраосновным породам и вулканитам состав глинистого горизонта коры меняется на монтмориллонит-нонтронитово-охристый.

В области умеренного влажного климата (таежно-подзолистая зона) формируется относительно маломощная (0,5-1,2 м) кора выветривания, отождествляемая с почвенным покровом (Страхов, 1963). Для него характерен небольшой мощности (1-3 см) гумусовый слой, обогащенный органическим веществом, составляющий здесь верхнюю часть профиля выветривания. Ниже располагается горизонт,

сложенный преимущественно тонкодисперсным кремнеземом мощностью 15-20 см, иногда больше (элювиальный по Н. М. Страхову, 1963). В основании залегает слой с железистыми стяжениями, возникшими за счет поступления железа из вышележащих горизонтов. Это подзолистые почвы, подразделяемые на типы от дерновых до подзолов, для которых характерно максимальное развитие элювиального горизонта.

Значительное влияние климата на масштабы корообразования, на минеральный состав геохимического профиля КВ наряду с температурой определяется различиями в количестве влаги и биомассы, участвующих в выветривании.

5.3.3. Обломочная кора выветривания

В областях аридного климата с дефицитом влаги, а также в полярных и высокогорных, заметного разложения материала материнских пород не наблюдается, так как вода – это не только среда, но и активный компонент химических реакций при выветривании. Преобладает механическое разрушение пород – кластогенез и формируются обломочные КВ.

Различия геохимического профиля кор выветривания в существенной мере связаны с климатическим фактором, климатической зоной, и зависят от состава исходной породы. Кроме климата формирование профиля коры выветривания и ее сохранение зависят от интенсивности и характера тектонических движений. Оптимальные условия для развития кор выветривания существуют в пределах устойчивых, малоподвижных фрагментов земной коры с ослабленной тектонической активностью, со сглаженными формами рельефа (пенепленизированный рельеф). Данным условиям отвечают платформы, плиты с ландшафтами равнин, холмогорий. В горноскладчатых зонах тектонически активных областей химическое выветривание проявляется, но из-за эрозии КВ могут сохраниться лишь локально, в пределах зон разломов, проседания.

5.3.4. Площадная и линейная кора выветривания

Различия в геолого-структурных особенностях исходного образования, подвергаемого выветриванию (субстрата), обуславливает формирование КВ двух морфогенетических типов – площадного и линейного (сапожников, Витовская, 1981). Площадные КВ образуют сплошной покров на площади до сотен и тысяч квадратных километров, мощностью от нескольких до 100 м. линейные КВ, развиваясь по тектонически ослабленным зонам, развиты более локально, в соответствии с простираем зоны, проникая на глубины до 1000 м.

Подъем территории отдельных участков влечет за собой расчленение рельефа, что затрудняет формирование КВ. Воздымание может превышать скорость корообразования и КВ подвергнется денудации, не успев сформироваться. Огромные массы грубодисперсного материала выносятся при этом в конечные водоемы стока. Например, р. Обь ежегодно выносит в океан 394 км³ осадочного материала. Река Меконг, имеющая истоки в Гималаях, впадая в Южно-Китайское море, выносит 1 млрд. тонн. Общая масса продуктов выветривания, выносимая всеми реками в моря и океаны в виде взвесей, обломков, называется твердым стоком и составляет 18, 5 млрд. тонн/год.

Величина твердого стока зависит от скорости течения водных потоков. Для горных рек скорость течения может составлять 700 см/с, в равнинных реках от нескольких сантиметров до 100 см/с.

5.4. Ледники и их формы рельефа

Одним из важнейших факторов рельефообразования и накопления рыхлых кон-тинентальных отложений в четвертичный период были неоднократные оледенения.

Влияние этого фактора было настолько велико, что в геоморфологической систематике и систематике генетических типов континентальных отложений выделяется целая группа ледниковых и околледниковых ландшафтов и ледниковый ряд (группа) отложений. Особенно это важно для территории России, которая в периоды максимального развития оледенений практически вся попадала в

ледниковую и приледниковую зоны (рис.5.3).

Все формы рельефа и рыхлые континентальные отложения, так или иначе связанные с деятельностью или влиянием оледенений, составляют ледниковый комплекс.

Процессы ледниковой и околледниковой экзогеоморфодинамики, в общем, включают в себя ледниковую (гляциальную) экзарацию, ледниковую и водно-ледниковую (флювиогляциальную), ледниково-озерную и ледниково-морскую аккумуляцию, аккумуляцию “холодных” лессов и лессовидных пород и мерзлотные (криогенные) процессы.

Во время наступания оледенений и их отдельных стадий вся территория Евразийского и Североамериканского материков четко делилась на три зоны (рис.5.4).

На севере располагалась ледниковая (гляциальная) зона, полностью покрывавшаяся покровным ледником. Южнее располагалась приледниковая (перигляциальная) зона, ледником уже не покрывавшаяся, но испытывавшая его влияние. Наконец, еще южнее располагалась внеледниковая зона, экзогеоморфодинамика которой уже непосредственно не зависела от влияния ледника, хотя и испытывала те же климатические колебания, которые севернее приводили к наступанию и отступанию ледников.

5.4.1. Рельеф и отложения ледниковой зоны

Эта зона подразделялась на две подзоны: расположенную севернее внутреннюю подзону активного растекания льда и его преимущественно экзарационной деятельности и расположенную южнее внешнюю подзону малоактивного, а в период отступления “мертвого” льда, его аккумулятивной деятельности и флювиогляциальной и озерно-ледниковой аккумуляции.

5.4.1.1. Внутренняя подзона активного растекания льда

Классическим примером этой подзоны является территория внешней Фенноскандии. В России к этой подзоне относится Карелия и Кольский полуостров, а в Сибири – плато Путорана, для которого, впрочем, окончательно не решен вопрос о характере оледенения –

покровное или только горно-долинное. Наиболее характерными формами рельефа этой подзоны являются формы ледниковой экзарации: положительные – "курчавые скалы", "бараньи лбы" и отрицательные - котловины и ванны выпахивания, занятые в настоящее время озерами. В Европейской части России на фоне, в общем, беспорядочного расположения этих форм наблюдается их вытянутость цепочками в юго-юго-восточном направлении растекания льда от Скандинавского центра оледенения, на плато Путорана, – четко радиальное расположение от центра плато.

В южной половине описываемой подзоны, кроме чисто экзарационных форм, на поверхности рельефа начинает встречаться и ледниковый аккумулятивный покров - морена. Основным способом образования морены считается захват движущимся ледником горных пород, слагающих подледниковое ложе. Традиционно считается, что:

- а) морена совершенно не сортирована по составу и размерам - от коллоидной глины до глыб и валунов объемом десятки м³;
- б) обломочный, материал морены неокатан;
- в) в морене отсутствует слоистость.

В данную, в целом, верную характеристику морены следует внести некоторые уточнения и дополнения.

Наиболее распространенным названием, обусловленным смешанным составом морены, является "валунный суглинок", но достаточно часто для подчеркивания особенностей состава морены используются названия "супесчаная", "гравийная", "щебенистая" и др. морена. В одних случаях состав морены напрямую связан с литологическим составом подледных коренных горных пород – местные, локальные морены, с другой стороны, установлен перенос льдом эрратических валунов на тысячи км от коренных источников.

По расположению по отношению к телу ледника, способу образования и строению различают основную, абляционную и краевые (конечные) морены (рис.5.5). В зависимости от способа движения льда основная морена делится на две разновидности (группы фаций): монолитную и чешуйчатую

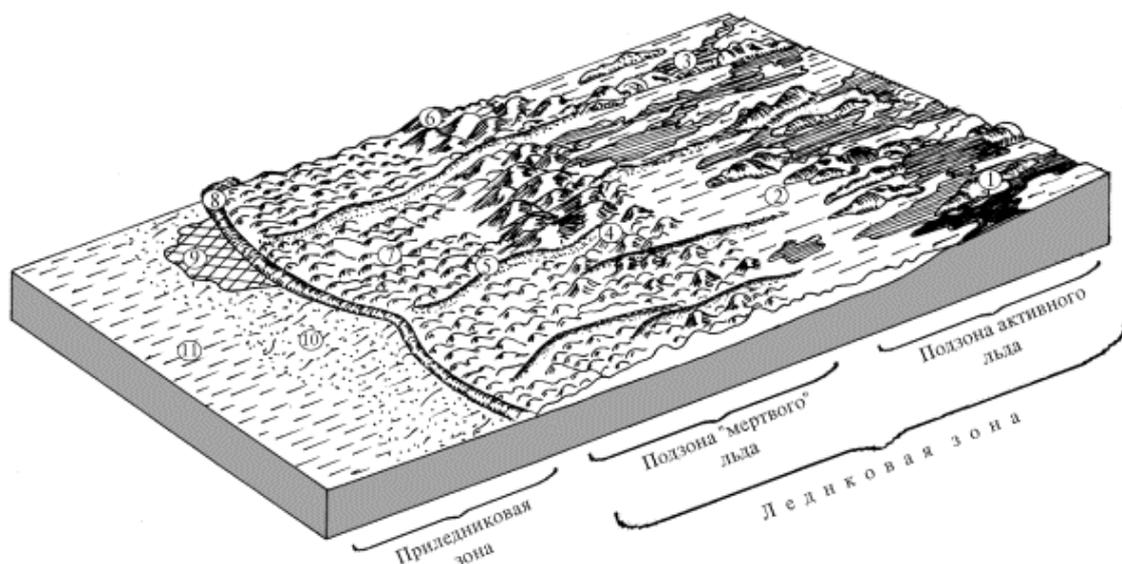


Рис. 5.4. Принципиальная схема распределения форм рельефа и толжений ледникового комплекса по зонам: 1 - барханы льды и курчавые скалы; 2 – эродированная льдом коренная порода; 3 – озера ледникового выпихивания; 4 – камы; 5 – озы; 6 – друмлины; 7 - всхолмленная моренная равнина; 8 – конечно-моренная гряда; 9 - приледниковое озеро; 10 – зандровая равнина; 11 – “холодные” лессы и флювиогляциальные суглинки

Монолитная морена характерна для описываемой подзоны активного растекания льда. Она образуется при пластическом течении льда. В этом случае придонный лед, насыщенный мореной, при движении расслаивается на полосы, движущиеся с разной скоростью. В результате в отложенной морене сохраняются признаки послойно-дифференцированного перемещения в виде напоминающей слоистость и похожей на гнейсовидность плитчатости (толщина плиток от 1-2 до 15-20 см), расланцовки и даже дисгармоничной складчатости течения и волочения. Только на участках медленного движения льда, расслоенного на толстые пластины, основная морена носит массивный характер. В рельефе монолитная морена слагает вытянутые в направлении движения льда валлообразные формы рельефа.



*Рис. 5.5. Принципиальная схема строения моренного комплекса
По Ю.А. Лаврушину и Ю.К. Голубеву с добавлениями*

В этой же подзоне среди экзарационных форм рельефа и моренных валов широко распространены оригинальные, подчиненные общему направлению движения льда, вытянутые холмы - друмлины, местами образующие самостоятельные друмлиновые ландшафты. Типичный друмлин имеет асимметричный продольный профиль - обращенный к надвигающемуся леднику проксимальный склон друмлина более крутой и часто сложен ядром коренных пород (бараньим лбом). Обращенный в сторону движения льда дистальный склон - более пологий и сложен мореной, хотя встречаются друмлины, полностью сложенные мореной или коренными породами. Очевидно, что друмлины - результат одновременно и экзарационной, сглаживающей выступ коренных пород, и аккумулятивной деятельности движущегося льда, когда в тени "бараньего лба" накапливается выдавленная из льда морена (рис. 5.6).



Рис. 5.6. Продольный разрез Друмлина

В этой же южной подзоне начинают встречаться формы

рельефа и отложения водно-ледникового (флювиогляциального) происхождения, представленные озами – вытянутыми в основном по движению ледника извилистыми грядами с крутыми до 30° склонами. Высота озов достигает нескольких десятков м, ширина - до сотен м, а длина - от сотен метров до десятков км. В средней Финляндии озы часто служат единственными водораздельными гривами среди озер. Озы сложены хорошо промытым обломочным материалом с размерностью от песка до глыб с невыдержанной диагональной и косой потоковой слоистостью. Замечательной особенностью озов является их независимость от подстилающего рельефа - они как бы насыпаны сверху. В формировании озов принимают участие два механизма. В первом случае озы представляют собой отложения подледных, внутриледных и наледных потоков талых ледниковых вод, переносивших и откладываявших по дну канала стока вытаявающую и вымытую из льда морену. По мере исчезновения ледника полосы озových отложений проектировались на коренное подледное ложе и основную морену. По другим представлениям (дельтовая гипотеза) озы формировались как конусы выноса потоков в местах выхода их из льда. По мере отступления южного края ледника во время его таяния полоса конусов выноса наращивалась к северу, образуя в конечном итоге ленту озových отложений.

5.4.1.2. Рельеф и отложения приледниковой зоны

С внешней (дистальной) стороны от конечной морены главными формами рельефа и отложениями ледникового комплекса являются флювиогляциальные дельты, зандровые поля и ленточные глины приледниковых и ледниково-подпрудных озер. Флювиогляциальные дельты представляют собой отложения подледных и внутриледных потоков с большим гидродинамическим напором, препятствующим отложению обломочного материала в каналах стока (т.е. в последних не образуются озы). Но зато на выходе из канала стока сразу за краевой мореной на суше или в приледниковом озере идет массовое сбрасывание материала потоком и образуется конус выноса по типу дельты, сложенный обломочным материалом с размерностью, быстро меняющейся в дистальном направлении, от валунов и гальки до песка.

Отличительной чертой этих отложений является четкая наклонная слоистость в том же направлении. В случае слияния многих близко расположенных дельт формируется резко асимметричный (дистальный склон положе проксимального) вал, параллельный конечной морене, - маргинальный оз.

Дистальные более пологие склоны флювиогляциальных дельт плавно переходят в зандровое поле - слабо наклоненную от ледника равнину, образованную отложениями дробящихся и блуждающих потоков талой воды, переполненной наносами. В вертикальном разрезе этих отложений видно, что они сложены полого срезающими друг друга очень пологокосослоистыми и горизонтальнослоистыми пластами и линзами песков, по мере удаления от ледника сменяющихся алевритами и далее флювиогляциальными суглинками. От других видов суглинков, в частности, субаэральные лессовидных, флювиогляциальные отличаются присутствием алевритовых и песчаных прослоев. Общая мощность зандровых отложений обычно не превышает нескольких метров.

Во всех замкнутых понижениях рельефа вдоль внешнего края ледника как на удалении от него, так и примыкающих к нему, образуются приледниковые озера, в которых накапливаются оригинальные осадки с четкой сезонной слоистостью - ленточные глины (а также и алевриты и пески). Каждая годовая лента состоит из двух слоев:

темного маломощного - от долей мм до 2-3 см глинистого зимнего и светлого, заметно более мощного - 3-5 и до 10-15 см алеврито-песчанистого летнего. Переход от летнего слоя к вышележащему зимнему постепенный с элементами градационной слоистости, кровля зимнего слоя всегда резкая, именно по ней отмечаются границы лент. Изучение ленточных глин легло в основу одного из геохронометрических методов определения возраста четвертичных отложений и форм рельефа.

5.4.2. Специфические мерзлотные процессы и формы рельефа зоны распространения многолетней мерзлоты (криолитозоны)

Практически вся приледниковая зона в периоды оледенений

редставляла собой зону развития многолетней (“вечной”) мерзлоты, в пределах которой мерзлотные (криогенные) процессы создавали и создают разнообразные специфические формы микрорельефа и некоторые виды рыхлых отложений.

Промерзание и пучение рыхлых влагосодержащих пород приводит к изменению их строения и изменениям поверхности рельефа. В этих породах при их промерзании возникают вторичные криотекстуры. Разнообразие особенностей первичного строения пород: состава, характера слоистости, пористости и трещиноватости и, следовательно, степени насыщенности водой и путей и способов ее миграции в породе создавало большое разнообразие возникающих криотекстур - массивные с равномерным распределением льда, зернистые по порам, сетчатые, линзовидные, прожилковые, пятнистые, узорчатые. В случае движения промерзших масс в породах наблюдается комплекс динамических криотекстур в виде пластинчатости, складок волочения, следов обтекания пластичным материалом крупных жестких включений.

При значительной внутривидовой миграции воды в процессе промерзания происходит ее притягивание к центрам промерзания, в которых, таким образом, увеличивается объем пронизанных льдом пород. На поверхности рельефа это ведет к образованию бугров пучения высотой до нескольких м и диаметром до десятков м, на вершине которых могут возникнуть характерные радиальные и концентрические трещины растяжения. При больших масштабах описанного процесса после многократных размораживаний и замерзаний внутри бугра пучения может возникнуть линза чистого льда - гидролакколит, увеличивающийся затем из года в год. На поверхности это приведет к возникновению крупных холмов - булгунняхов высотой до 30 - 40 м.

Морозобойное растрескивание в результате общей контракции объема пород при замерзании ведет к возникновению вертикальных трещин, на поверхности образующих систему сопряженных 5-6 сторонних многоугольников. В трещинах возникают вертикальные клиновидные ледяные жилы, вместе составляющие систему полигонально-жильных льдов. Ежегодное повторение замерзания и

оттаивания ведет к расширению и углублению трещины, а увеличивающееся давление растущего ледяного клина на стенки трещины - к микродеформациям во вмещающих породах и выдавливанию вверх рыхлого пластичного материала, в результате чего на поверхности по обе стороны от трещины возникают валики пучения грунта (рис. 5.7,А).



Рис. 5.7. Схема развития системы полигонально-жильных льдов от трещины через ледяные клинья к псевдоморфозам

Деградация, а затем и полное исчезновение льда приводит к заполнению трещины рыхлым материалом и образованию псевдоморфоз по полигонально-жильным льдам (рис. 5.7,Б), являющихся надежным индикатором палеокриологических процессов. Принципиальным отличием этих псевдоморфоз от других форм заполнения трещин являются указанные выше явные следы давления со стороны ледяного клина и полосы оплывания и микросбросов непосредственно по контакту вмещающих пород с тающей ледяной жилой.

Сезонное промерзание и протаивание деятельного слоя ведет к солифлюкции, криогенному морозному выветриванию и морозной сортировке рыхлых грунтов.

Криогенное (морозное) выветривание может довести дезинтеграцию обломочного материала до размеров алевритовой фракции. Одновременно идет коагуляция глинистых частиц до тех

же размеров. В результате возможно накопление криогенных “холодных” лессовых горизонтов, участвующих в разрезах субаэральных водораздельных толщ Украины, юга Западной Сибири.

Морозная сортировка и вымораживание ведут к дифференциации разнофракционных рыхлых пород на мелкоземистую глинисто-суглинистую часть и крупнообломочную, образующую скопления, прослой и линзы в мелкоземистой массе. Выдавленная на поверхность рельефа в результате вымораживания обломочная фракция образует там небольшие полосы, гряды и валики.

Развитие полигональных систем трещин совместно с морозной сортировкой и вымораживанием создают на поверхности тундры своеобразный микрорельеф в виде пятнистых, медальонных, полигональных по рисунку почв. Для всех этих образований характерно чередование пятен растительности с голыми пятнами, сложенными глинисто-суглинистым материалом, часто выпуклыми, полигональные границы которых подчеркнуты валиками крупнообломочного материала.

5.4.3. Особенности ледникового комплекса горных стран

Влияние деятельности снега (нивальные процессы) и льда в горах начинает явно сказываться при приближении к снеговой линии.

В горных странах, вершины которых не поднимаются выше снеговой линии, в полосе летующих снежников, характеризующейся максимальным числом дней в году, когда суточная температура переходит через 0°C, интенсивно развивается снежная эрозия, заключающаяся в более интенсивном морозном выветривании под снегом и выносе продуктов выветривания солифлюкцией. В результате на поверхности склона появляется снежный забой – углубление, днище которого расширяется из года в год. На выпуклых в плане склонах этот процесс ведет к образованию нагорных (гольцовых) террас или гольцовых педиментов – пологонаклонных в ту же сторону, что и склон, площадок, покрытых курумами и заканчивающихся скальными уступами высотой до нескольких метров. Многолетние колебания снеговой линии относительно ее некоторого среднего положения ведут к тому, что гольцовые террасы ярусами

располагаются друг над другом. Длительное отступление уступов террас в горизонтальном направлении ведет к расширению террас и в конечном итоге может привести к нивальной планации - полному срезанию вершины на уровне чуть ниже снеговой линии. В результате образуются уплощенные поверхности вершин гольцов, покрытые курумами, над которыми местами могут возвышаться скальные денудационные останцы (рис. 5.8 и 5.9, А и Б). Для эпиплатформенных гор существует проблема: является ли уплощенность гольцовых вершин результатом описанной гольцовой планации или эта уплощенность – реликт доорогенной поверхности выравнивания.

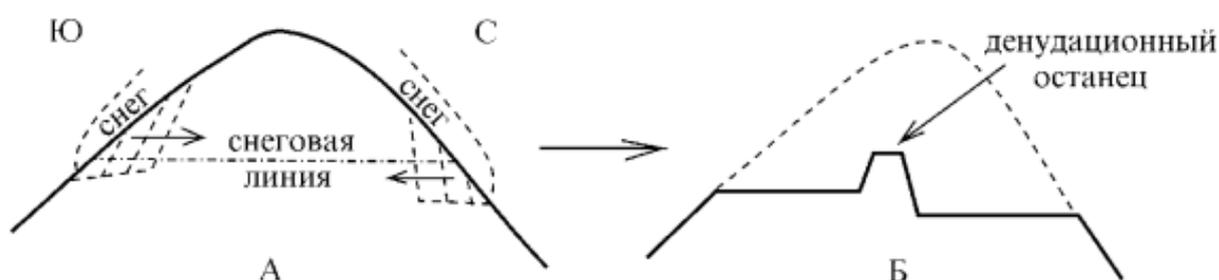


Рис. 5.8. Схема нивальной планации гольцового рельефа:

А – начало процесса – формирование снежных забоев и гольцовых террас;

Б – конечный результат – полное срезание и формирование поверхности гольцового выравнивания

На вогнутых в плане склонах, в местах многолетнего накопления более мощных толщ снега образуются уже не террасы, а округлые углубления в склоны – снежные цирки. По мере их углубления наступает момент, когда мощность накапливающегося снега становится достаточной для превращения его в лед и нивальная (снежная) эрозия сменяется идущей гораздо энергичнее ледниковой экзарацией. В конечном итоге формируются кары, - крутосклонные до отвесных циркообразные углубления, с диаметром до нескольких км, резко врезаемые в склоны гор. Днища современных каров, расположенных ниже снеговой линии, заняты озерами, по их внешнему, подгорному краю на выходе из кара часто наблюдаются небольшие конечные морены (рис.5.10).

И гольцовые террасы, и одиночные кары, и встречающиеся местами ниже по склонам погребенные под склоновыми отложениями реликтовые курумы являются свидетелями более

низкого по сравнению с современным положением снеговой линии в период максимального развития четвертичного оледенения. В горах южной Сибири эта разница колеблется от первых сотен метров (Кузнецкий Алатау) до одного км (Алтай).



Рис. 5.9 А. Срезанные гольцовой планацией вершины массива г. Мустаг, Горная Шория. Стрелкой помечены денудационные останцы, более крупное фото которых приведено на рис. 54,Б (фото автора)

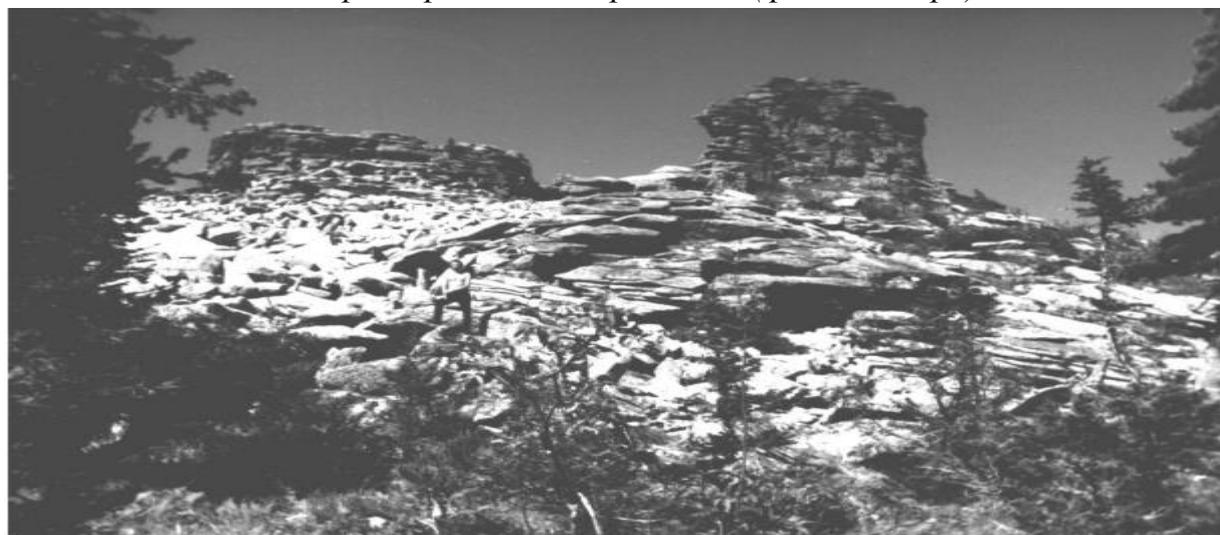


Рис. 5.9. Б. Курумы и денудационные останцы на южной вершине массива г. Мустаг (фото автора)

В горных странах, существенно возвышающихся над снеговой линией, развивается горно-долинное оледенение, формирующее Альпийский рельеф гор. В горно-долинный ледниковый комплекс входят (рис.5.11): область питания в виде фирнового бассейна,

представляющего собой (после полной деградации оледенения) гигантский кар; ледниковая долина - трог с характерным продольным и поперечным профилем (рис. 5.12); основная и четко разделенная на береговые (боковые) и конечные фации краевая морена; камовые террасы, камы, озы и зандры.

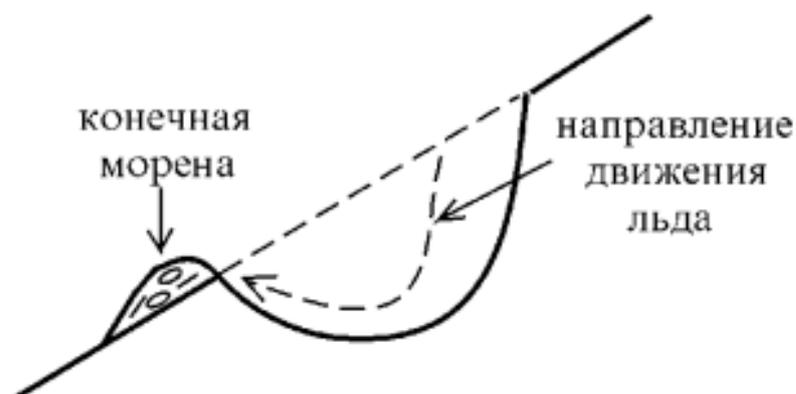


Рис. 5.10. Схема образования кара

Развитие альпийского рельефа, главным образом, расширение днищ фирновых бассейнов-каров также ведет к срезанию вершин гор и общей планации рельефа. В промежуточную стадию по мере сближения стенок каров разделяющие их горные массивы приобретают форму крутосклонных пиков - карлингов, которые и придают всему рельефу неповторимый островершинный альпийский вид. В конечном итоге дальнейшее расширение каров приводит к слиянию их днищ, исчезновению разделявших их карлингов и образованию эквиплена - поверхности высокогорного выравнивания на уровне днищ фирновых бассейнов, т.е. несколько выше снеговой линии.

Морены горно-долинных ледников отличаются от морен равнинных покровных ледников большим процентным содержанием грубообломочного материала и присутствием хорошо окатанных валунов и галек, очевидно захваченных из доледникового аллювия. Поэтому не всегда легко отличить боковую морену исчезнувшего ледника от аллювиальной террасы. В спорных случаях в пользу морены свидетельствуют явная валоподобность аккумулятивного тела, наличие желобообразного понижения между мореной и склоном, перегораживание устьев долин небольших притоков.



Рис. 5.11. Строение горно-долинного ледникового комплекса (по Р.Флинту, с дополнениями)

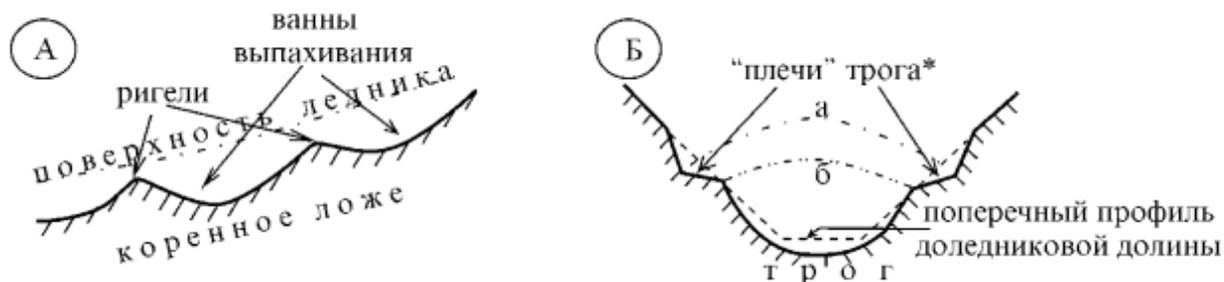


Рис. 5.12. Строение трюга: А – продольный, Б – поперечный профили; а, б – варианты поверхности ледника

Для основной морены горно-долинных ледников характерен мелкохолмисто-западинный рельеф. Местами встречается сетчато-ячеистый рельеф в виде асимметричных в поперечном сечении (более крутым является дистальный склон) дугообразно выгнутых вниз по долине гряд, расположенных косопоперечно к направлению движения ледника и отражающих, очевидно, блоковый характер этого движения по внутренним сколам. При увеличении длины моренных гряд до перегораживания всей ширины трюга и высоты до нескольких метров рельеф поверхности морены начинает напоминать гигантскую рябь течения - ребристая морена.

Водно-ледниковый комплекс горно-долинных ледников, в целом, не отличается от связанного с покровными ледниками.

Некоторые виды водно-ледниковых отложений гор являются предметом продолжающихся дискуссий. Например, известные "Высокие террасы р. Катунь", а также гигантская рябь на поверхности Курайской котловины (рис. 35) на Алтае, сложенные грубокослоистыми и горизонтальнослоистыми градационными, преимущественно валунно-галечными отложениями, рассматриваются и как ребристая морена, и как обычный горный аллювий повышенной мощности, и как отложения гигантских паводков (дилювий йокульлаупов, по А.Н. Рудому) после прорыва ледниково-запрудных озер.

5.5.Абразионные и аккумулятивные формы рельефа

Важным рельефообразующим фактором на земной поверхности является деятельность морей и озер, которая приводит как к возникновению характерных абразионных и аккумулятивных форм рельефа морских побережий, так и к накоплению специфических типов морских и озерных отложений.

Важнейшим фактором развития берегов является движение морской воды. Наибольшее значение имеют волнение, волноприбой, связанные с действием ветра, затем приливно-отливные движения, обусловленные притяжением Луны и Солнца, и различные виды морских течений. Существенное влияние оказывают также структурно-литологические особенности строения морских берегов, их изрезанность, высота и крутизна, характер новейших тектонических движений. Кроме того, развитие береговой зоны происходит в связи с жизнедеятельностью некоторых организмов.

Береговой линией принято называть линию пересечения поверхности моря (океана, озера или водохранилища) с поверхностью суши. Положение береговой линии быстро меняется в связи с приливами и отливами, в зависимости от сгонов и нагонов воды ветром и значительно медленнее от размыва берега или накопления осадков. Эти перемещения береговой линии сравнительно невелики. Главные же перемещения ее связаны с трансгрессиями и регрессиями моря.

Полоса суши, примыкающая к современной береговой линии и отличающаяся развитием форм рельефа, созданных волнами при современном положении уровня моря, называется **берегом** (рис. 5.13). Полоса морского дна, примыкающая к берегу и подвергающаяся воздействию волн и прибрежных течений, называется **подводным береговым склоном** (прибрежье, или взморье). Берег и подводный береговой склон образуют **береговую зону**. Вследствие тектонических опусканий или поднятий берега либо в результате эвстатических колебаний ранее созданные древние береговые линии и связанные с ними формы рельефа окажутся либо «поднятыми», т. е. сформировавшимися при относительно более высоком уровне моря, либо «погруженными» - образовавшимися при более низком его положении, чем современное. Обе эти зоны ограничивают распространение сохранившихся форм древнего взаимодействия моря и суши и вместе с береговой зоной называются **побережьем**. Под влиянием береговых процессов именно в береговой зоне происходит разрушение ранее существовавших и образование новых форм рельефа и толщ прибрежных отложений.



Рис. 5.13. Схема строения побережья (по О. К. Леонтьеву, с изменениями)

Движение морской воды. Основным фактором формирования рельефа и процессов перемещения наносов в береговой зоне являются волны, волноприбойная деятельность воды, развивающаяся на водной поверхности под действием ветра. Энергия ветра передается верхнему слою водной оболочки, вызывая колебательные движения

частиц воды, описывающих замкнутые круговые орбиты в вертикальной плоскости и одновременно совершающих поступательное движение по направлению действия ветра.

Наряду с деформацией орбит происходит деформация и поперечного профиля волн — передний склон волны становится круче, а задний выполаживается. Асимметрия профиля волн связана с неравенством орбитальных скоростей вследствие трения о дно в зоне мелководья. Когда волна достигает критической глубины, равной ее высоте, на какой-то момент фронтальный склон волны становится вертикальным, затем происходит закручивание, нависание и обрушение гребня. Такой тип разрушения волны называют прибоем. С прибойными волнами и связана основная разрушительная деятельность моря, или **абразия** (лат. *abrader*- соскабливаю)

Известный исследователь морфологии и динамики морских берегов В. П. Зенкович выделяет **абразионный** и **аккумулятивный типы берегов**, отличающиеся друг от друга своим развитием и образованием различных, характерных для каждого типа, форм рельефа. Величина уклона дна в пределах подводного берегового склона определяет расход энергии волн, а в зависимости от этого берег развивается либо как абразионный, либо как аккумулятивный.

Абразионный тип берегов. Наиболее интенсивное разрушение происходит у берегов, близ которых дно моря имеет крутой уклон (**приглубый берег**). На берегах, сложенных кристаллическими и крепкими осадочными породами, абразия протекает медленно, но в конечном итоге приводит к образованию отчетливых абразионных форм. Рыхлые породы песчаного и гравийно-галечного составов наиболее интенсивно абрадируются и образуют значительные наносы. При достаточной крутизне дна приглубых берегов ширина прибрежного мелководья мала и волны, проходя над ним, мало расходуют свою энергию на трение о дно. В результате волны, имея еще большой запас энергии, доносимый до берега, с большой силой обрушиваются на него. Давление волн во время шторма может достигать 30—70 т/м². У линии уреза или выше, до уровня заплеска волн при прибое, в породах вырабатывается **волноприбойная ниша**,

над которой коренные породы нависают в виде карниза. По мере углубления ниши происходит обрушение нависающего карниза и образование отвесной стенки абразионного уступа, называемого **клифом**. При дальнейшем разрушении береговой обрыв отодвигается в сторону суши. Одновременно волны разрушают и подводный склон, ниже береговой линии. Перед подножием отступающего клифа в коренных породах образуется все расширяющаяся в сторону суши и слабо наклоненная (0,05-0,02) к морю широкая абразионная прибрежная площадка (платформа) - **бенч**. Между подводной частью площадки и береговым обрывом у его подножия образуется узкая полоса **пляжа**, покрывающего надводную часть бенча, образованного обломочным материалом (гравием, галькой, ракушечным детритом, песком). Это очень подвижный материал; в сильные штормы он может временно уноситься на подводный склон, а затем снова выбрасываться на берег. В породах, дающих мало материала для наносов, часть бенча может быть обнажена над водой. Перемещаемый обломочный материал обрабатывает абразионную площадку, понижает ее. Иногда над водой на абразионной площадке

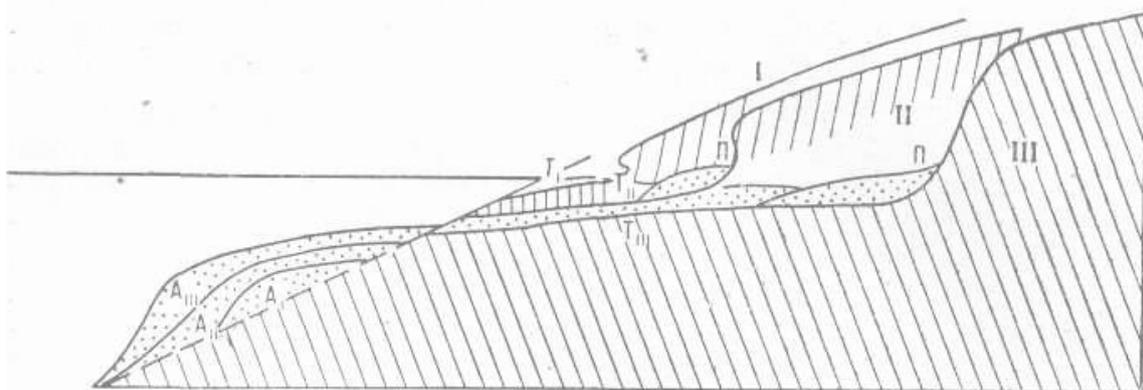


Рис. 5.14. Стадии развития абразионного берега — I, II, III (по В. П. Зенковичу). T_1, T_2, T_3 - абразионные террасы в соответствующие стадии развития; A_1, A_2, A_3 - то же, аккумулятивные террасы; П - пляж возвышаются остроконечные или столбообразные скалы крепких пород - абразионные останцы прежнего положения отступающего берега моря - кекуры.

Обломочный материал, уносимый с пляжа на подводный склон, во время движения дробится, истирается, окатывается, сортируется. Более крупный материал перемещается к берегу прямой волной, движущейся с большей скоростью, чем обратная, которая уносит за

нижний край бенча более тонкий материал. Здесь начинается формирование подводной аккумулятивной прислоненной террасы, пологая поверхность которой в процессе ее развития непосредственно продолжает поверхность абразионной террасы (рис. 5.14). Процесс абразии и отступления берега постепенно замедляется вследствие увеличения полосы мелководья за счет расширения абразионной и аккумулятивной террас. Профиль береговой зоны приближается к состоянию абразионного профиля равновесия, при котором в любой точке берегового профиля уже не происходит ни абразии, ни аккумуляция материала. На всех участках профиля выработаны уклоны, уравнивающие размывающую силу волн. Оживление абразии может быть вызвано понижением поверхности берега, т. е. увеличением глубины бенча, связанным с трансгрессией моря. В результате же регрессии моря абразионная терраса может оказаться выше уровня моря, а абразионная деятельность приведет к выработке новой абразионной террасы на более низком уровне. Неоднократные регрессии формируют несколько уровней морских террас.

Аккумулятивные формы береговой зоны. Для отмелых берегов с пологим уклоном дна, в отличие от приглубых интенсивно размывающихся берегов, характерно накопление обломочного материала и образование аккумулятивных форм. Морские отложения, формирующиеся в береговой зоне в условиях мелководья - прибрежно-морские наносы - очень подвижны. Если волны по отношению к берегу направлены под прямым углом, морские наносы будут испытывать поперечное перемещение, а если волны подходят под косым углом, наносы будут перемещаться продольно вдоль берега. Чаще всего волны подходят к берегу под некоторым углом, поэтому оба вида перемещения происходят одновременно.

Основные закономерности поперечного перемещения обломков были впервые рассмотрены В. П. Зенковичем в 1946 г. В связи с асимметричным строением волнового потока скорости прямых волновых движений (направленных к берегу), возникших под действием ветра, больше скорости обратных (идуших от берега), подчиненных действию силы тяжести. Это преобладание возрастает по мере приближения к берегу. В верхней части пологого склона,

ближе к береговой линии вследствие преобладания прямых скоростей над обратными в итоге волнового колебания частицы наноса будут перемещаться вверх по склону, в сторону берега.

В результате различных типов перемещения обломочного материала образуются разнообразные аккумулятивные формы рельефа берегов. Наиболее характерными формами аккумулятивных типов берегов при поперечном перемещении наносов являются пляжи, подводные и береговые валы и береговые бары.

В процессе формирования берегов аккумулятивного типа может возникнуть таким образом целый ряд древних береговых валов, что приведет в итоге к наращиванию берега и продвижению его в сторону моря. Строение и расположение береговых валов позволяет восстановить историю формирования берега, положение древних береговых линий.

Подводные валы наблюдаются обычно в верхней части пологого подводного склона, сложенного мелкозернистым песком, и протягиваются вдоль берега в виде параллельных песчаных гряд высотой от 0,5 до 2,5 м. Обычно насчитывается от двух-трех до десятка таких валов, протягивающихся на несколько десятков километров. При неоднократном повторении процесса возникает несколько подводных валов, которые растут в высоту, ширину и перемещаются к берегу за счет переотложения материала с фронтального склона на тыловой (обращенный в сторону берега). В конечном итоге подводный вал может выйти на дневную поверхность и присоединиться к пляжу, образовав береговой вал.

Береговые бары, это крупные береговые аккумулятивные формы, протягивающиеся параллельно общему направлению берега на многие десятки километров. Высота их, включая и подводную часть, достигает 10 - 25 м, ширина - от сотен метров до нескольких километров. Береговые бары имеют очень широкое распространение. Особенностью является то, что они сложены материалом донного происхождения (ракушечником, оолитовым песком и т. п.), который выстилает дно моря непосредственно перед баром, что свидетельствует о поперечном перемещении этих наносов при образовании бара.

Береговой бар в своем развитии последовательно проходит три стадии - подводную, островную и береговую; в соответствии с этим различаются подводный, островной и береговой бары. Подводный бар формируется полностью за счет придонных вод, а в образовании островного и берегового баров участвует волноприбойный поток. Островной бар возвышается над водой, но в отличие от берегового не соединяется с берегом ни в одной точке (рис. 5.15).

Аккумулятивные формы, образовавшиеся при продольном перемещении наносов. При подходе волн под косым углом к берегу, на полосе мелководья происходит вдольбереговое перемещение наносов. Набегающий под некоторым углом волновой поток и переносимый им обломочный материал при обратном движении перемещаются не в направлении распространения волн, а в направлении силы тяжести, описывая асимметричные кривые. Максимальное перемещение вдоль берега происходит при подходе волн под углом 45° к берегу.

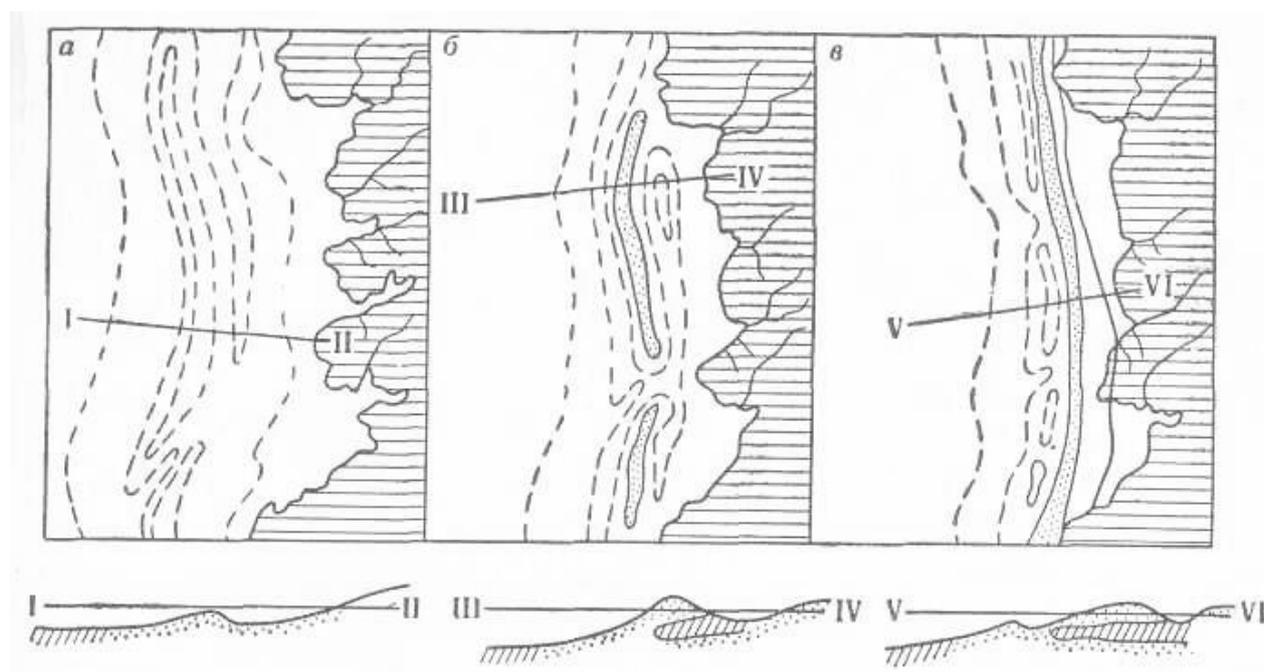


Рис. 5.15. Стадии развития берегового бара в плане (а, б, в) и в разрезе (I-II, III-IV, V-VI): а—подводная, б—островная, в—береговая

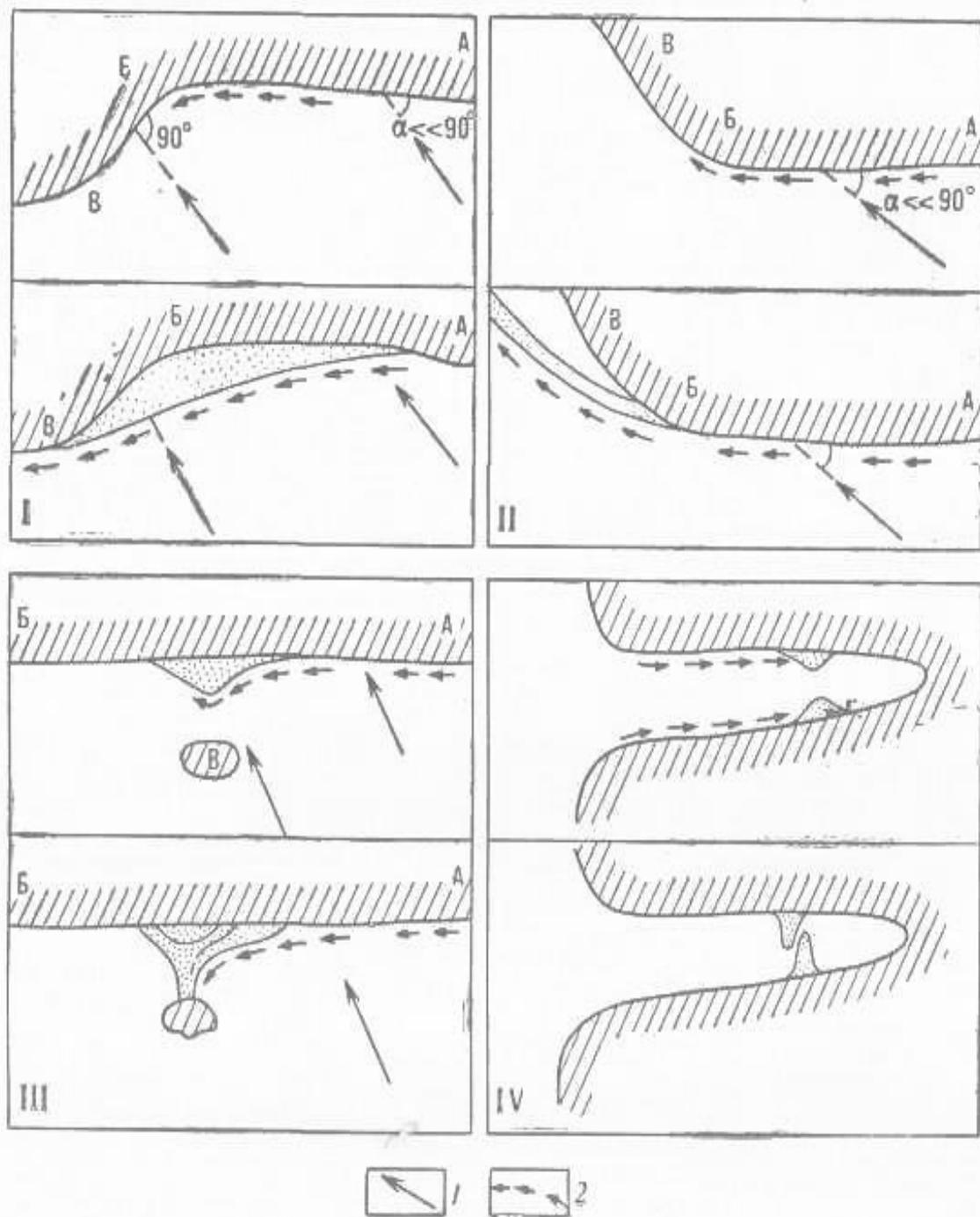


Рис. 5.16. Образование элементарных аккумулятивных форм при продольном перемещении наносов (по В. П. Зенковичу).
 I - при заполнении входящего угла; II - при огибании выступа берега;
 III - при внешней блокировке берега; IV - при падении энергии волнового поля в бухтах; 1 - направление волновой равнодействующей;
 2 - направление перемещения наносов

В зависимости от формы береговой линии продольное перемещение наносов может привести к образованию различных

аккумулятивных форм, наращивающих берега и изменяющих их очертания.

1. Заполнение входящего угла берега. Береговая линия резко поворачивает в сторону моря (рис. 5.16, I). К линии берега АБ волны подходят под острым углом, а к БВ - подпрямым. Скорость вдольберегового перемещения наносов по линии АБ резко падает у линии БВ; продолжающие поступать со стороны АБ наносы интенсивно накапливаются, заполняя угол и создавая характерную примыкающую форму – аккумулятивную террасу.

2. Огибание выступа берега. Береговая линия изогнута в сторону суши (рис. 5.16, II). К отрезку берега АБ волны подходят под углом, близким к 45° , и с максимальной скоростью перемещают наносы к точке Б. Здесь скорость движения резко замедляется из-за рефракции волн и начинается аккумуляция наносов. Вновь поступающие наносы наращивают аккумулятивную форму, которая свободным концом выдвигается в море в виде *косы*. Коса часто имеет серповидную форму, может быть крючковидной, петлевидной или очень протяженной при незначительной ширине - *стрелка*,

3. Внешняя блокировка берега. В случае блокировки берега островом, отмелью или мысом (рис. 61, III) последние создают как бы волновую тень, т. е. волны достигают участка берега за островом, но очень ослабленные в результате рефракции. Здесь происходит образование сначала небольшого аккумулятивного выступа (наволока), превращающегося в дальнейшем в замыкающую аккумулятивную форму - *томболо* или *перейма*.

4. Общее падение энергии волнового поля в бухтах. В узких и длинных заливах волны испытывают рефракцию, постепенно затухают, не доходя вершины бухты (рис. 61, IV). С двух сторон залива, где энергия волн недостаточна для перемещения наносов, начинает расти аккумулятивный выступ (как при блокировке берега), достигающий противоположного берега. Такая аккумулятивная форма, отчленяющая от моря вершинную часть бухты, превращенную в лагуну, называется *пересыпью*.

Изучение процессов, связанных с вдольбереговым перемещением наносов, направлением и изменением формы берегов, имеет

важнейшее значение для портостроения и укрепления берегов.

Вопросы:

1. Эоловые формы рельефа
2. Что такое выветривание
3. Как происходит физическое выветривание
4. Как образуются ледники?
5. Особенности ледникового комплекса горных стран?
6. Что такое морена?
7. Движение морской воды?
8. Абразионный тип берегов?
9. Аккумулятивные формы береговой зоны?

6. ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ КАРТЫ

Геоморфологические карты не являются обязательными при выполнении геолого-съёмочных работ. Поэтому общепринятых инструкций по составлению карт и условных знаков (легенд) к ним пока нет.

По номенклатуре и масштабности геоморфологические карты аналогичны геологическим картам.

По основному содержанию различают общие, частные и прикладные (специализированные) геоморфологические карты. Особняком стоят морфометрические карты.

6.1. Общие геоморфологические карты

Общие геоморфологические карты являются (по аналогии с общими геологическими) главными, обобщающими и характеризуют рельеф по совокупности основных данных - морфологии, морфометрии, генезиса и возраста. В зависимости от масштаба и способов изображения различных характеристик рельефа наметилось три вида общих геоморфологических карт: «морфогенетические», «генетические» и «возрастные».

На «**морфогенетических**» (синтетических, по А.И. Спиридонову) картах по комплексному обобщающему описанию, отражающему все четыре указанные выше основные характеристики рельефа, показываются достаточно сложные его элементы (включающие в себя большое число более мелких форм и поверхностей различной морфологии, генезиса и возраста). Чаще всего это подтипы, типы рельефа и более крупные таксоны, показываемые различным цветом или штриховкой (рис. 6.2,а).

На «**генетических**» картах (аналитических, по А.И.Спиридонову) показываются элементарные поверхности (границы) рельефа различного генезиса, возраста, уклона и т.д., а также простые формы, причем, каждая из характеристик рельефа показывается отдельно своим способом: генезис, как главная характеристика, показывается цветом, а детали генезиса - оттенками цвета или гашурными знаками; морфология и морфометрия рельефа - горизонталями, оттенками цвета, дополнительной штриховкой или крапом; возраст

показывается оттенками цвета, штриховкой, цветными дополнительными сетками, индексами. В случае показа литологии и генетического типа рыхлых отложений для их изображения применяются обычные знаки, используемые при составлении литологических карт. Широко используются (как и вообще на всех геоморфологических картах) немасштабные знаки для обозначения мелких элементов рельефа, не выражающихся в масштабе карты (рис. 6.2,б).

Разница между «морфогенетическими» и «генетическими» картами видна при сравнении фрагментов **а** и **б** на рис. 6.2, составленных для одной и той же территории в одинаковом масштабе.

В литературе «морфогенетические» и «генетические» карты иногда противопоставляются друг другу. Одни авторы предлагают вообще отказаться от «морфогенетических» карт, считая, что они дают слишком общее схематизированное, лишенное конкретности и индивидуальности, изображение рельефа, другие отмечают, что «генетические» карты, во-первых, излишне дробят рельеф, а потому не дают о нем общего впечатления, а, во-вторых, трудно читаются вследствие наложения многих знаков друг на друга. По-видимому, спор в значительной степени беспредметен. Содержание и тип карты зависит от масштаба. Обзорные и мелкомасштабные карты не могут не быть обобщающими и должны строиться как синтетические «морфогенетические», тогда как крупномасштабные карты, преследующие цель максимальной детализации рельефа, по сути дела, являются аналитическими и должны строиться как «генетические». Практически речь идет о лучшей методике построения среднемасштабных карт (1:100 000 - 1:200 000, отчасти 1:50 000).

На наименее распространенных "возрастных" картах главным способом изображения - цветом (по аналогии с геологическими картами) - показывается возраст рельефа. Наиболее удобны эти карты для изображения аккумулятивных равнин и разновозрастных поверхностей выравнивания.

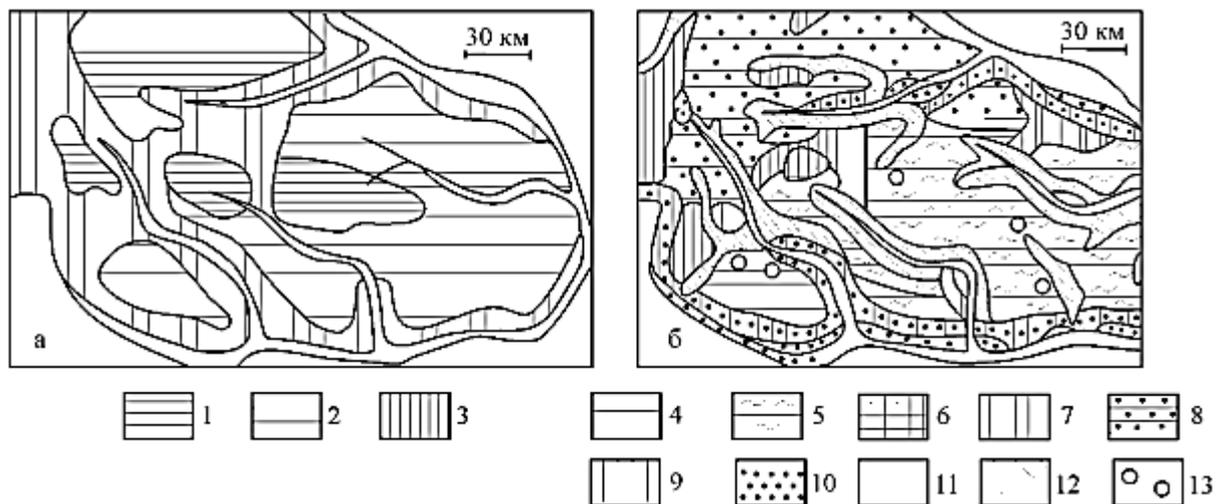


Рис. 6.2. Морфогенетическая (а) и генетическая (б) геоморфологические карты Подмосковья (по А.И. Спиридонову).

К рис. 62,а. 1-3 – типы рельефа. 1 – возвышенные холмистые моренные равнины, сильно расчлененные эрозионной сетью; 2 – низкие плоскохолмистые моренные равнины, слабо расчлененные; 3 – зандрово-аллювиальные равнины и среднечетвертичные террасы; К рис. 55,б. 4- 13 – поверхности и формы рельефа: 4 – моренные плоскохолмистые; 5 – моренно-водноледниковый равнинный рельеф Днепровского оледенения; 6 – моренно-камовый; 7 – зандровый плосковолнистый; 8 – моренно-водноледниковый равнинный рельеф Московского оледенения; 9 – долинные зандры Московского оледенения; 10 – долинные зандры Валдайского оледенения; 11 – поймы; 12 – склоны гравитации, плоскостного смыва и долинно-балочные врезы позднечетвертичные; 13 – карстовые воронки

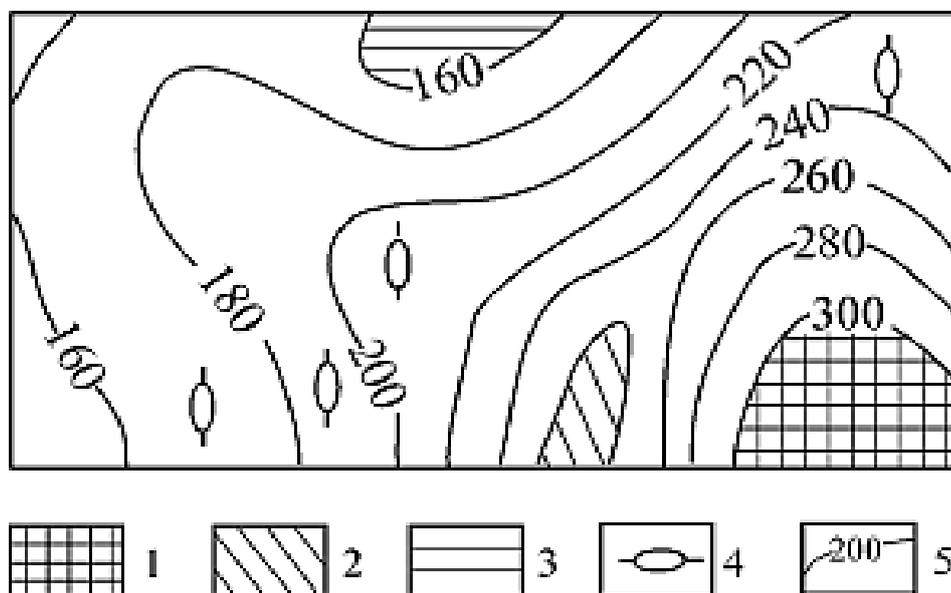


Рис. 6.3. Фрагмент карты морфоструктур (по С.К. Горелову).

Морфоструктуры: 1 – положительные, унаследованно развивающиеся с мезозоя; 2- то же с миоцена; 3 – отрицательные, развивающиеся с плиоцена; 4 – локальные активно развивающиеся с плейстоцена; 5- изолии абсолютных отметок подошвы миоцена

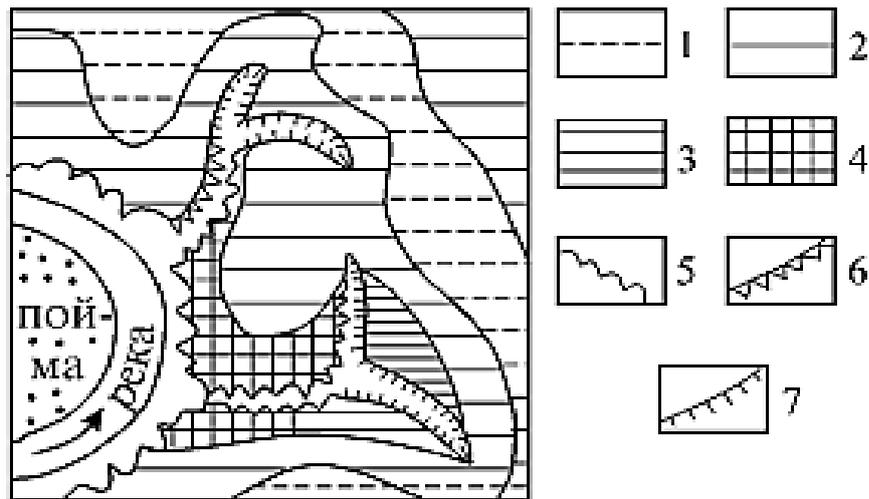


Рис. 6.4. Карта современных склоновых процессов (по А.И. Спиридонову).

Склоны плоскостного смыва: 1 – слабого; 2 -среднего;

3 – сильного; 4 - сильного с участием струйчатого размыва;

5 – оползневые; 6 - оползне-оплывные склоны; 7- склоны делювиально-эрозионного сноса

6.2. Частные геоморфологические карты

На частных геоморфологических картах показываются какие-либо отдельные элементы или характеристики рельефа. Огромное разнообразие тех и других ведет к большому числу разновидностей частных карт, наиболее распространенными среди которых являются карты элементов рельефа определенного происхождения или карты процессов.

К этим картам относятся: структурно-геоморфологические карты, карты вулканического рельефа, карты экзогенного рельефа - овражности, закарстованности, генетических типов склонов, оползневых процессов, современных рельефообразующих процессов и др.

На структурно - геоморфологических картах активного неотектонического рельефа в изолиниях показывается деформация какой-либо поверхности (чаще всего поверхность донеогенового рельефа) за какой-либо отрезок времени (чаще за неотектонический этап); контурными знаками очерчиваются наиболее резко выраженные положительные и отрицательные морфоструктуры (рис. 6.3). Как дополнительная нагрузка, на этих картах показываются геоморфологические элементы, отражающие характер и знак

тектонических движений, например, террасовые комплексы, участки активной донной эрозии или, наоборот, преобладающей аккумуляции в долинах. Составление структурно-геоморфологических карт активной неотектоники является неотъемлемой частью общего морфоструктурного анализа.

На *структурно-геоморфологических* картах пассивной (денудационной) морфотектоники различными условными знаками показываются элементы рельефа, обусловленные селективной денудацией геологической структуры и литологии субстрата - субсеквентные долины, гребни куэст, бронированные поверхности, отпрепарированные интрузивные тела и др.

На картах *экзогенного рельефа* различным цветом или различной густотой штриховки показывают площади с различной интенсивностью проявления того или иного процесса и частотой встречаемости созданных им форм и поверхностей рельефа, а немасштабными знаками (или цветом при выраженности в масштабе карты) - сами поверхности и формы с разделением (с целью прогноза) на отмирающие, зрелые, активно развивающиеся, зачаточные (рис. 6.4). Желательно, если это не вызовет перегрузки карты, отразить на ней географо-геологические условия, способствующие или препятствующие развитию данного процесса. Например, на картах закарстованности - площади распространения карстующихся пород, на картах овражности - литологию и мощность рыхлого покрова, участки перехода площадного стока в линейный, на картах оползней - выходы подземных вод, элементы геологического строения, направление и уклоны подземного стока.

6.3. Морфометрические карты

Эти карты представляют собой результат некоторой графической и математической обработки топографической карты в горизонталях с целью получения различных количественных характеристик рельефа. Существуют десятки видов морфометрических карт, из которых чаще всего используются карты густоты (длина эрозионных форм на один км²), глубины (разница в метрах между абсолютными отметками водоразделов и тальвегов того же порядка в пределах 1 км²),

интенсивности эрозионного расчленения (сумма густоты и глубины расчленения, выраженная в условных баллах), уклонов склонов в градусах и уклонов тальвегов в метрах падения на километр эрозионных форм. Карты строятся в изолиниях значений коэффициентов указанных морфометрических показателей.

К морфометрическим картам относится также комплекс карт, строящихся по методике, разработанной В.П. Филосовым. Предварительно строятся исходные карты порядков эрозионных форм (долин) и порядков водоразделов. За эрозионную форму I-го порядка принимаются минимальные по размерам, более не делящиеся долины, лога, овраги, различимые на топооснове данного масштаба. Слияние двух форм I-го порядка дает форму II-го порядка; две формы II-го порядка, слившись, дают начало форме III-го порядка и т.д. (заметим, что по подобным расчетам такие реки, как Волга, Обь являются реками XX-XXII порядков). Аналогичным образом составляется схема порядков водоразделов.

Далее в изолиниях (изобазитах) абсолютных отметок тальвегов эрозионных форм одного или нескольких порядков строятся карты базисных поверхностей, представляющие собой структурное изображение поверхностей, касательных к тальвегам этих эрозионных форм. По своей сути, карты базисных поверхностей сходны с картами уклонов тальвегов. В изолиниях (изогипсобазитах) абсолютных отметок водоразделов одного или нескольких порядков строятся карты вершинных поверхностей, представляющие собой структурное изображение поверхности рельефа до развития современной эрозионной сети.

Вычитанием из топографической поверхности базисных поверхностей получают карты остаточного рельефа, показывающие распределение по площади объемов горных пород, которые в будущем подвергнутся денудации; вычитанием топографической поверхности из вершинных поверхностей получают карты сноса, показывающие распределение объемов пород, уже сденудированных к настоящему времени.

Морфометрические карты, помимо количественных характеристик рельефа, необходимых при экономическом районировании

территории или при инженерногеологических изысканиях, являются основой для морфоструктурного анализа неотектонических движений, а также используются при поисках нефтегазовых месторождений и месторождений подземных вод.

6.4. Прикладные (специализированные) геоморфологические карты

Прикладные карты строятся на основе общих и частных геоморфологических карт с определенной практической целью, чаще всего в связи с поисками полезных ископаемых или инженерно-геологическими исследованиями. В соответствии с конкретной задачей видоизменяется основное содержание карты и наносятся дополнительные специальные данные. Например, на обзорных мелкомасштабных геолого-геоморфологических картах, составляемых в связи с поисками россыпных месторождений, дополнительными условными знаками будет показано пространственное распределение известных коренных и россыпных месторождений и выделены районы (типы рельефа, морфоструктуры, выраженные в рельефе зоны и т.д.), по геологическому строению, геоморфологии и истории развития рельефа, перспективные на обнаружение россыпных районов и узлов, а на крупномасштабных геолого-геоморфологических картах, составляемых в связи с поисками конкретных россыпей, особенно детально показываются элементы эрозионно-аккумулятивного долинного и ложкового рельефа, генетические типы, фации, подфации, мощность рыхлых отложений, могущих создавать россыпи, а в качестве специальной дополнительной нагрузки выносятся сведения об известных россыпях и коренных источниках, данные опробования, поисковые выработки, контуры перспективных площадей.

Вопросы

- 1. Какие бывают геоморфологические карты?*
- 2. Морфометрические карты?*
- 2. Прикладные карты?*

ЧАСТЬ 2. ТЕКТОНИКА

7. ОБЩИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ТЕКТОНОСФЕРЕ

Тектоносфера включает литосферу и астеносферу, т.е. земную кору и верхнюю мантию (до некоторой глубины).

Источники сведений о составе и строении тектоносферы

Существуют две главные группы методов изучения состава и строения земной коры и верхней мантии - геологические и геофизические.

К геологическим относится - полевые наблюдения. Они дают возможность познакомиться на суше с породами верхней мантии и нижней континентальной коры.

На суше известны древние аналоги океанской коры и верхней мантии - это так называемые офиолиты.

Ценные данные о составе нижних горизонтов коры и верхней мантии дает изучение ксенолитов в базальтах континентов, а также включений в алмазоносных кимберлитах, поступающих с глубин до 150 км.

Научные сведения о составе и особенно физическом состоянии континентальной коры на больших глубинах дало бурение Кольской сверхглубокой скважины, достигшей глубины -12261 м.

Строение и состав океанической коры освещены бурением более 800 скважин в Мировом океане с американских судов «Гломар Челленджер» и «Джойдес Резолюшн».

Большая роль в изучении тектоносферы принадлежит геофизическим и прежде всего сейсмическим методам. Строение осадочного чехла крупных впадин на континентах и во внутренних и окраинных морях успешно освещается сейсмостратиграфией. Для расшифровки строения коры в целом широкое применение нашло глубинное сейсмическое зондирование (ГСЗ) (рис.7.1).

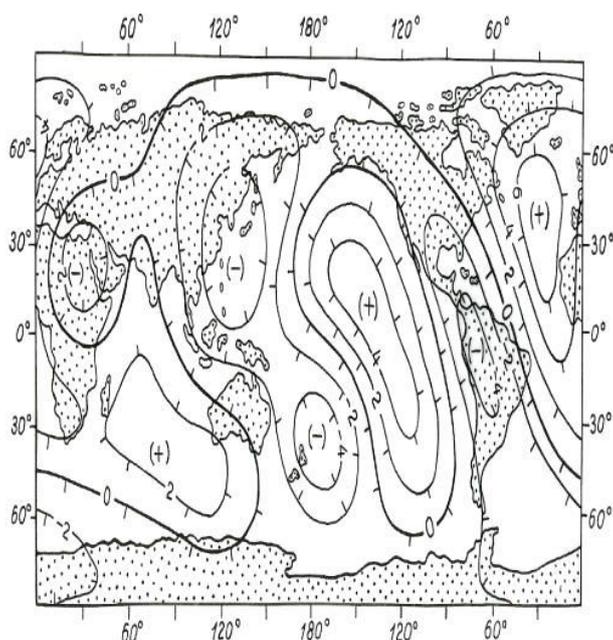


Рис 7.1. Рельеф поверхности ядра по данным сейсмотомографии (А. Morelli, А. Dzевонский, 1987). Изолинии через 2 км.

7.1. Общие представления о составе и строении тектоносферы

По вещественному составу тектоносфера делится на земную кору и верхнюю мантию до глубины порядка 400 км, а в физическом смысле - на литосферу и астеносферу.

Земная кора составляет самую верхнюю оболочку твердой Земли. Ее мощность изменяется от 0 до 70-75 км под высокими горными сооружениями Анд, Гималаев, Тибета, Памира. Состав и строение коры очень различны под континентами и под океанами и поэтому выделяются два ее главных типов.

Океанская кора занимает на Земле несколько большую площадь, чем континентальная - 56% земной поверхности, но обладает значительно меньшей мощностью, не превышающей 5-6 км и возрастающей лишь к подножию континентов. В ее строении отчетливо выделяются 3 слоя.

Первый или осадочный (не более 1 км в центральной части океана до 10-15 км на периферии океанов). Состав первого слоя - глинистые, кремнистые и карбонатные глубоководные пелагические осадки. Ближе к континенту появляется примесь обломочного материала, снесенного с суши, это так называемые гемипелагические осадки. Скорость распространения продольных сейсмических волн (V_p) изменяется от 2,0 до 5,0 км/с. Возраст осадков этого слоя не превышает 180 млн. лет.

Второй слой океанской коры в верхней части сложен базальтами с редкими и тонкими прослоями пелагических осадков. В нижней части слоя развиты параллельные дайки долеритов. Общая мощность слоя 1,5-2 км, а скорость продольных сейсмических волн 4,5-5,5 км/с.

Третий слой океанской коры состоит из полнокристаллических магматических пород основного и подчиненно ультраосновного состава. В его верхней части обычно развиты породы типа габбро, а нижнюю часть составляет «полосчатый комплекс», состоящий из чередования габбро и ультрамафигов. Мощность слоя 5 км. Скорость продольных волн —6,0-7,5 км/с.

Океанская кора развита также в глубоководных котловинах окраинных морей (Японское, Южно-Охотское, Филиппинское, Карибское и др.), а также в глубоких впадинах континентов и внутренних морях.

Континентальная кора распространена не только в пределах суши, за исключением наиболее глубоких впадин, но и в пределах шельфовых зон континентальных окраин и отдельных участков внутри океанских бассейнов - микроконтинентов.

Площадь занятая континентальной корой составляет 41% земной поверхности. Средняя мощность континентальной коры 35-40 км, она уменьшается к окраинам континентов и возрастает под горными сооружениями до 70-75 км.

Континентальная кора имеет трехслойное строение, но состав слоев, особенно двух нижних существенно отличается от наблюдаемых в океанской коре.

1.Осадочный слой, мощность от 0 на щитах до 10 и даже 20 км во впадинах платформ, передовых и межгорных прогибах горных поясов.

Состав осадочного слоя - горные породы континентального или мелководного морского, реже батинального происхождения, а также не повсеместно покровы и силлы основных магматических пород, образующие траптовые поля. Скорость продольных волн в осадочном слое - 2,0-5,0 км/с. Возрастной диапазон пород осадочного чехла до 1,7 млрд. лет.

Верхний слой консолидированной коры выступает на дневную поверхность на щитах и массивах платформ и в осевых зонах

складчатых сооружений, он вскрыт на глубину 12 км в Кольской скважине, на Балтийском щите Золотодобывающая шахта в Южной Индии прошла по данному слою до 3,2 км, в Южной Африке до 3,8 км. Состав этого слоя, по крайней мере его верхней части составляют различные кристаллические сланцы, гнейсы, амфиболиты, граниты, в связи с чем он нередко именуется гранито-гнейсовым. Скорость продольных волн - 6,0-6,5 км/с. В фундаменте молодых платформ, имеющих R-Pz или даже Mz возраст этот слой сложен менее метаморфизованными породами и содержит меньше гранитов и поэтому его часто называют гранитно-метаморфическим слоем, а типичные продольные волны в нем имеют скорость порядка 5,5-6,0 км/с. Мощность данного слоя коры достигает 15-20 км на платформах и 25-30 км в горных сооружениях.

Нижний слой консолидированной коры. Ранее предполагалось что между двумя слоями консолидированной коры существует четкая сейсмическая граница, именуемая границей Конрада. Но бурение Кольской скважины поставило под сомнение существование такой четкой границы, иногда вместо нее сейсмика обнаруживает в коре не одну, а две (K1, K3) границы, что дало основание выделить в нижней коре два слоя. (рис.66) Состав пород, слагающих нижнюю кору недостаточно известен. Исходя из общих соображений В.В.Белоусов пришел к заключению, что в нижней коре должны преобладать, с одной стороны, породы более высокой степени метаморфизма, а с другой стороны, породы более основного состава, чем в верхней коре. Поэтому он назвал этот слой коры гранулит- базитовым. Скорость продольных волн в нижней коре 6,4-7,7 км/с.

Между двумя крайними типами земной коры - океанским и континентальным - существуют переходные типы. Один из них - субокеанская кора - развит вдоль континентальных склонов и подножий и возможно подстилает дно котловин некоторых не очень глубоких и широких окраинных и внутренних морей. Субокеанская кора представляет собой утоненную до 15-20 км и пронизанную дайками и силлами основных магматических пород континентальную кору. Другой тип переходной коры- субконтинентальный - образуется в том случае, когда океанская кора в энсиматических вулканических

дугах превращается в континентальную, но еще не достигает полной «зрелости», обладая пониженной, менее 25 км, мощностью и более низкой степенью консолидированности, что отражается в пониженных скоростях сейсмических волн - не более 5,0-5,5 км/с в низах коры.

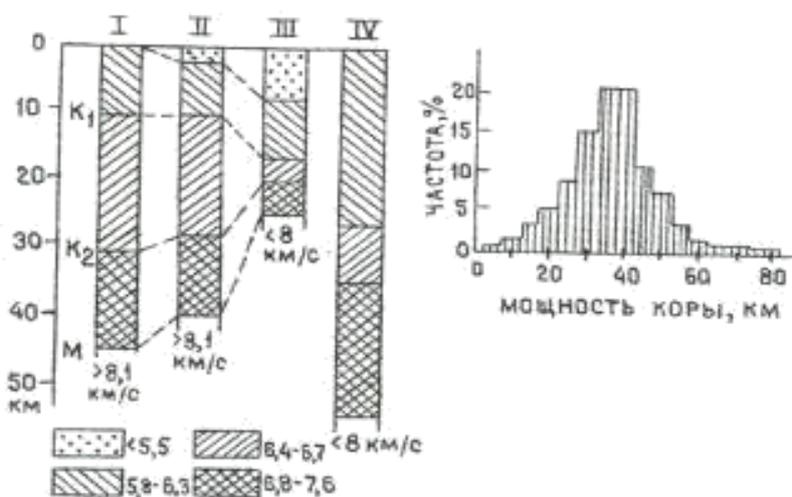


Рис 7.2. Строение и мощность земной коры

А. Основные виды Разрезов по сейсмическим данным. I, II – древние платформы, (I – антиклиналы, II - синклинали); зоны шельфа; IV- молодые орогены. K₁, k₂ –поверхность конрада, M- поверхность Мохоровичича, В. Дистограмма респределение мощности континентальной земной коры. (Dj.Kogley, 1984.)

7.2. Поверхность Мохоровичича и состав верхней мантии

Граница между земной корой и мантией достаточно четко отбивается скачком скоростей продольных волн от 7,5-7,7 до 7,9-8,2 км/с, известна как поверхность Мохоровичича по имени хорватского геофизика. Верхи океанской мантии можно наблюдать местами на суше в составе низов офиолитовых комплексов. Сложены они перидотитами, в основном гарцбургитами. На континентах поверхность Мохо недоступна непосредственному изучению и есть основание полагать, что здесь переход от коры к мантии носит более сложный характер, тем более что на ряде профилей ГСЗ обнаруживается не одна, а несколько границ М (М)5 М;) которые интерпретируются как перескок поверхности Мохо с одного уровня на другой вследствие фазовых превращений. Тем не менее изучение включений в лавах и кимберлитах из трубок показывает, что и под континентами верхняя мантия в

основном сложена перидотитами и в подчиненном количестве присутствуют эклогиты.

Верхняя часть мантии вторично обеднена рядом компонентов: кремнеземом, щелочами, ураном, торием, редкими землями благодаря выплавлению из нее базальтовых пород земной коры. Это «истощенная» (деплетированная) мантия простирается под континентами на большую глубину, сменяясь глубже «неистощенной» мантией. Средний первичный состав мантии должен быть близок к шпинелевому лерцолиту или гипотетической смеси перидотита и базальта в пропорции 3:1, названной австралийским ученым Рингвудом пиролитом.

На глубине около 400 км начинается быстрое возрастание скорости сейсмических волн; отсюда до 670 км простирается слой Голицына. Его выделяют в качестве средней мантии или мезосферы - переходной зоны между верхней и нижней мантией. Возрастание скорости объясняется увеличением плотности вещества в мантии примерно на 10% и в связи с переходом одних минеральных видов в другие, с более плотной упаковкой атомов: оливина в шпинель, пироксена в гранат.

Нижняя мантия начинается с глубины 670 км и она должна быть сложена в основном перовскитом ($MgSiO_3$) и магнезиовюститом ($(Fe,Mg)O$) - продуктами дальнейшего изменения минералов, слагающих среднюю мантию.

Ядро Земли в своей внешней части, по данным сейсмологии, является жидким, а внутреннее - снова твердым. Состав ядра - железный, возможно имеется примесь никеля, серы, либо кислорода, либо кремния.

Вопросы:

- 1. Основные методы изучения состава и строения земной коры и верхней мантии*
- 2. Какие слои составляют земную кору океанского типа?*
- 3. Какие слои составляют земную кору континентального типа?*
- 4. Что из себя составляет понятие «Поверхность Мохоровичича»?*

8. ЛИТОСФЕРА И АСТЕНОСФЕРА

В физическом, а точнее в реологическом смысле тектоносфера подразделяется на литосферу и астеносферу. Исходным основанием для выделения астеносферы является - пластичная оболочка подстилающая более жесткую и хрупкую литосферу. В этом была необходимость объяснения факта изостатической уравновешанности коры, обнаруженного при измерениях силы тяжести у подножия горных сооружений. Первоначально ожидалось, что такие сооружения как Гималаи должны создавать избыточное притяжение. Однако выяснилось, что такого притяжения не наблюдается. Следовательно, крупные неровности рельефа компенсируются и уравновешаны на глубине.

Исследователи пришли к выводу, что имеется общее стремление земной коры к уравновешанности за счет мантии, явление это получило название изостазии. Существует два способа осуществления изостазии. Первый - горы обладают корнями погруженными в мантию, т.е. изостазия обеспечивается вариациями мощности земной коры и нижняя поверхность последней обладает рельефом, обратным рельефу земной поверхности. Но имеется и другой вариант реализации изостазии - участки повышенного рельефа должны быть сложены менее плотными породами, а участки пониженного - более плотными (рис.8.1).

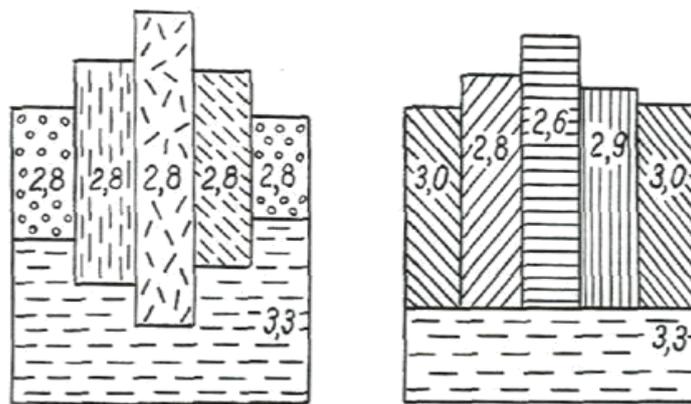


Рис 8.1. Изостатическая схема земной коры по DJ.Eri, DJ Pratt

Для того чтобы стремление к изостатическому равновесию было эффективным, т.е. под дополнительной нагрузкой происходило погружение коры, а при снятии нагрузки - ее подъем, надо чтобы под корой существовал достаточно пластичный слой, способный к

перетеканию из областей повышенного геостатического давления в области пониженного давления. Именно для этого слоя, американский геолог Баррелл предложил в 1916 г. название астеносфера, что означает «слабая оболочка». Т.о. астеносфера характеризуется как оболочка пониженной по сравнению с литосферой вязкости. Такое свойство астеносферы объясняют частично расплавленным состоянием слагающего ее вещества.

Астеносфере принадлежит ведущая роль в движениях литосферы. Течение астеносферного вещества увлекает за собой литосферные плиты и вызывает их горизонтальное перемещение. Подъем поверхности астеносферы приводит к подъему литосферы, а в предельном случае к разрыву ее сплошности, образованию раздвиги и опусканию.

Т.о. астеносфера является активным, а литосфера - относительно пассивным элементом. Их взаимодействием определяется тектоническая и магматическая «жизнь» земной коры.

Первоначально считалось, что в океанах граница литосферы и астеносферы проходит на глубине 50-60 км, а на континентах 100-120 км. Однако развитие глубинного сейсмического зондирования показало, что амплитуда колебаний глубины кровли астеносферы гораздо больше. В осевых зонах срединно - океанических хребтов кровля астеносферы на глубине 3-4 км. По мере движения к периферии океана толщина литосферы увеличивается за счет низов коры 80-100 км. В пределах континентов мощность литосферы - 150-200 км.

Вопросы:

- 1. На какие сферы подразделяется тектоносфера?*
- 2. Объясните явление изостатического равновесия?*

9. КОНЦЕПЦИЯ ТЕКТониКИ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

С появлением научной геологии с середины XVII в., ее главной задачей было объяснение причин движений земной коры, изменения ее структуры и явлений магматизма. С этой целью последовательно выдвигались различные гипотезы:

1. Гипотеза поднятий, контракции, пульсационная, ротационная, расширения Земли, глубинной дифференциации и, наконец, дрейфа Материков. Каждая из этих гипотез опиралась на какую-то реально наблюдаемую сторону тектонических процессов и в конечном счете терпела неудачу, т.к. не учитывала их действительно многообразия и не могла предложить удовлетворительного их механизма. (рис.9.1)

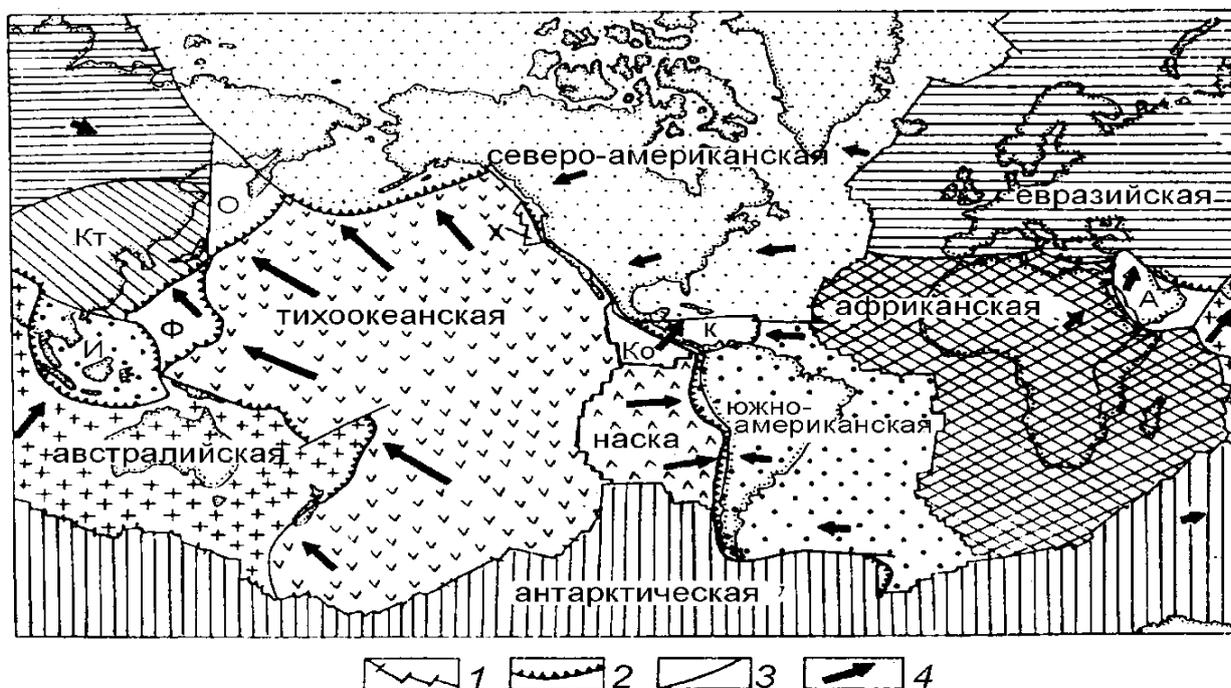


Рис. 9.1. Литосферные плиты

Земли. Среди малых плит и мик ро плит: X - Хуан-де-Фука; Ко - Кокос; К - Карибская; А - Аравийская; Кт - Китайская. И - Индокитайская; О - Охот ская; Ф - Филиппинская. 1 - дивергентные границы (оси спрединга); 2 - конвергентные границы (зоны субдукции, реже - зоны коллизии); 3 -- трансформные разломы и прочие границы; 4 -- векторы «абсолютных» движений литосферных плит (в координатах горячих точек), по Дж. Минстеру, Т. Джордану (1978), с дополнениями; максимальная скорость около 10 см/год

Ближе всего к истине подошла гипотеза дрейфа материков А.Вегенера, но она не смогла предложить убедительный механизм

этого дрейфа. Между тем такой механизм уже выдвигался в начале XX века австрийским геологом О.Ампферером и др., которые назвали его подкоровыми течениями. Далее было выдвинуто объяснение дрейфа материков действием конвекции. В 30-50 г. господствующее положение заняла гипотеза глубинной дифференциации, которая связала образование поднятий и сопряженных с ними опусканий земной коры с глубинной, на уровне мантии, дифференциацией мантийного вещества и подъемом к поверхности легких продуктов этой дифференциации - астенолитов. Складчатость и надвиги рассматривались этой гипотезой как побочный результат образования поднятий, а крупные горизонтальные перемещения коровых масс отрицались - основная роль отводилась вертикальным движениям. В конце 50-х начале 60-х годов началось интенсивное изучение дна океанов. Было установлено существование астеносферы на поверхности которого возможно относительное перемещение литосферы. Было выяснено коренное отличие мощности и состава океанской коры от континентальной. Было обнаружено существование грандиозной системы срединно-океанических хребтов и рифтов. В океане были открыты линейные знакопеременные магнитные аномалии, параллельные и симметричные - относительно осей срединных хребтов. Выяснилось, что горные породы обладают остаточным намагниченностью, позволяющей восстановить их положение в древнем магнитном поле. Возникло новое научное направление - палеомагнетизм, что помогло установить, что материки испытали значительные перемещения, прежде чем занять современное положение. Все эти новые открытия не могли быть объяснены ни одной тектонической гипотезой. В 1961-1968 г.г. усилиями американских, английских, канадских и французских геофизиков и геологов были разработаны основы новой мобилистической теории, первоначально больше известной как новая глобальная тектоника, а затем тектоника плит (тектоника литосферных плит) (рис.9.2). Зародыщем ее явилась идея об образовании океанов в результате раздвижения континентов и разрастания пространства молодой океанской коры, начиная от осей срединно-океанических хребтов. Этот процесс именовался спредингом океанского дна. Развивая эту идею американский геофизик Хейртцлер и др. разработали

первую возрастную шкалу магнитных аномалий океана, охватывающую кайнозой и вторую половину позднего мела. Было установлены разломы пересекающие срединно-океанские хребты, которые были названы трансформными. Американские сейсмологи изучив распределение землетрясений по земному шару и механизмы смещений в их очагах, смогли нарисовать общую картину смещений литосферных плит.

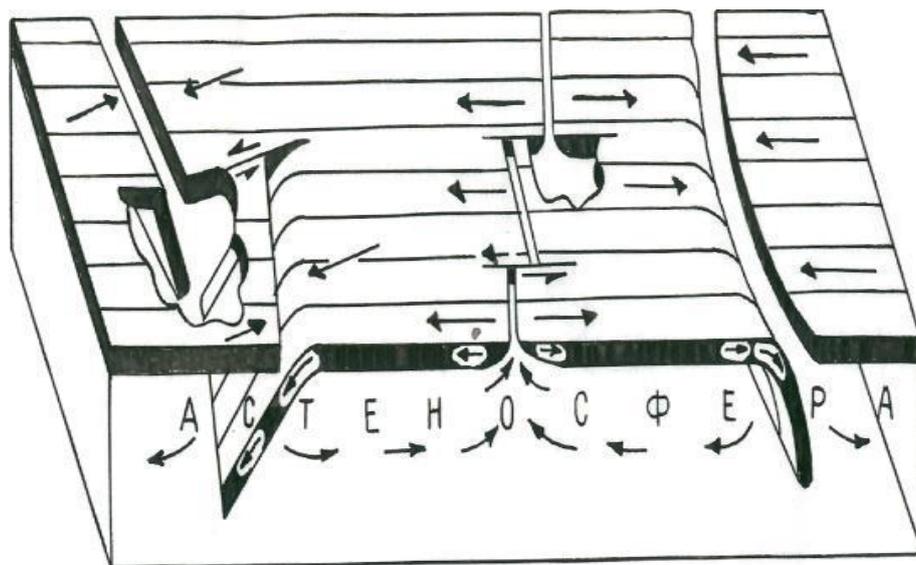


Рис.9.2. Блок-диаграмма Б. Айзекса, Дж. Оливера и Л. Сайкса (1968). иллюстрирующая относительное движение жестких литосферных плит, формирующихся в зонах спрединга и поглощаемых в зонах субдукции

В 1968 г. началось глубоководное бурение с американского судна «Гломар Челленджер» и уже первые результаты обнаружили совпадение возраста океанской коры с возрастом предсказанным по магнитным аномалиям, а также закономерное увеличение этого возраста по мере удаления от оси срединного хребта. В дальнейшем, к началу 1993 г. было пробурено более 800 скважин во всех океанах и все они подтвердили датировки возраста океанской коры и шкалы инверсии магнитного поля, распространенный на мел, позднюю и отчасти среднюю юру. Бурение принесло и другое подтверждение - увеличение мощности осадочного слоя от нуля на оси хребта до многих км на континентальных подножиях.

Другое подтверждение реальности спрединга принесли наблюдения с подводных спускаемых аппаратов. Они обнаружили

следы растяжек в осевых рифтовых зонах и зоны сближения плит, доказывающие правильность представления о поддвиге одних плит под другие.

Третью категорию доказательств справедливости тектоники плит доставили данные космической геодезии, которые подтвердили, что плиты испытывают относительно друг друга горизонтальные перемещения.

И наконец, с появлением сейсмической томографии нашла подтверждение реальность конвективных течений в мантии, рассматриваемых тектоникой плит в качестве основной движущей силы.

Все это дает полное основание расценивать тектонику плит как первую научную теорию (рис.9.3).

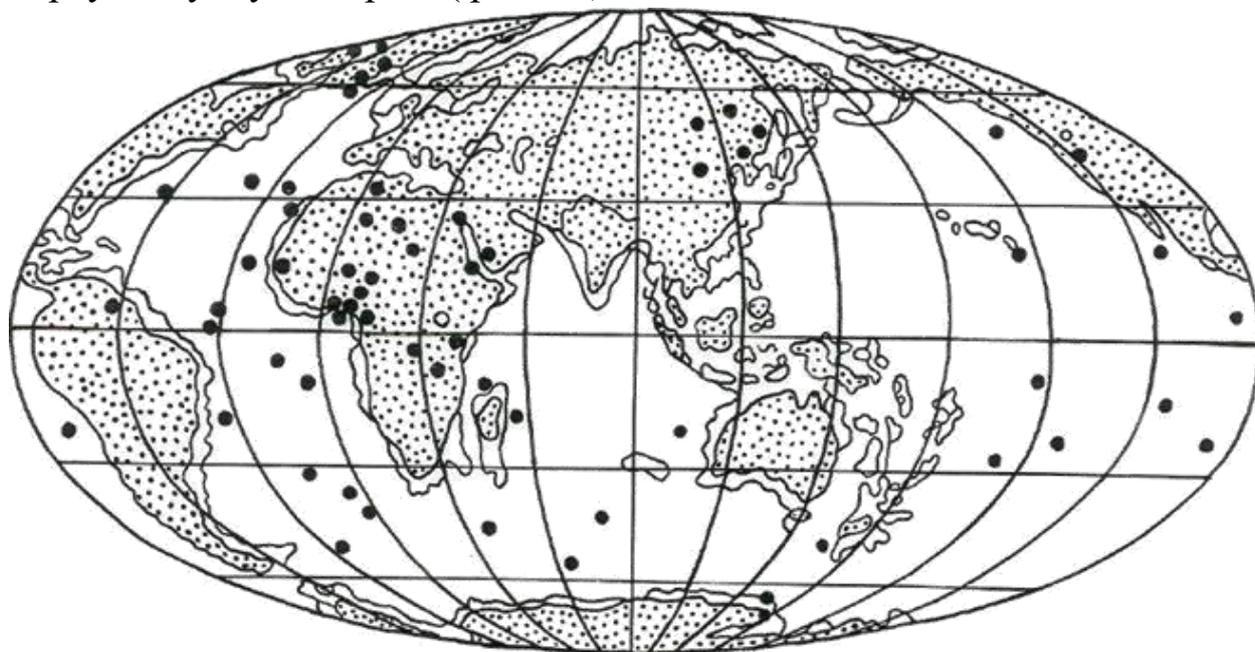


Рис.9.3. Современное распространение основных “горячих точек” Dj. Vilson, (1973)

9.1.. Основные положения тектоники литосферных плит

Разделение верхней части твердой Земли на две оболочки, существенно отличающиеся по реологическим свойствам (вязкости) - жесткую и хрупкую литосферу и более пластичную и подвижную астеносферу.

Литосфера подразделена на ограниченное число плит - в настоящее время на 7 крупных и 7 малых. Основанием для их выделения и

проведения границ между нами служит размещение очагов землетрясения.

Различаются три рода перемещений плит и соответственно границ между плитами:

1. Дивергентные границы-раздвижение плит, спрединг;

2. Конвергентные - сближение плит, обычно выражающиеся поддвигом одной плиты под другую, если океанская плита поддвигается под континентальную - процесс называется субдукцией, а если океанская надвигается на континентальную - обдукцией, если сталкиваются две континентальные плиты – коллизией.

9.2. Трансформные разломы

Плиты при перемещении подчиняются законам сферической геометрии, а точнее теореме Эйлера, согласно которой любое перемещение двух сопряженных точек по сфере совершается вдоль окружности, проведенной относительно оси, проходящей через центр Земли.

Объем поглощаемой в зонах субдукции океанской коры равен объему коры, нарождающейся в зонах спрединга.

Основная причина движения плит в мантийной конвекции. Эта конвекция является чисто тепловой и общемантийной, а способ ее воздействия на плиты состоит в том, что эти плиты, находящиеся в вязком сцеплении с астеносферой, увлекаются течением последней и движутся на манер ленты конвейера от осей спрединга к зонам субдукции. Под срединно-океанскими хребтами располагаются восходящие ветви конвективных ячеек, под зонами субдукции - нисходящие. В настоящее время полагают, что перемещение литосферных плит вследствие вязкости сцепления между литосферой и астеносферой не считается единственной движущей силой, поскольку значительная большая роль отводится двум другим силам - отталкиванию литосферных плит от осей срединных хребтов под влиянием гравитации и их затягиванию в зоны субдукции вследствие того, что в результате охлаждения океанская литосфера оказывается более тяжелой, чем астеносфера, и утрачивает благодаря этому свою плавучесть.

7. Одним из важнейших представляется вопрос о внутриплитной тектонике. Внутриплитные и окраинно - плитные дислокации и проявления магматизма объясняются гипотезой «горячек точек» и «мантийных струй» (плюмов).

Вопросы:

1. *Перечислите основные положения тектоники литосферных плит?*
2. *Что означает понятие мантийная конвекция?*

10. РИФТОГЕНЕЗ

Современная тектоническая активность распределена крайне неравномерно и сосредоточена главным образом на границах литосферных плит. На дивергентных границах развивается рифтогенез.

Термин рифтовая долина (rift - расщелина) Грегори обозначил ограниченные сбросами грабены Восточной Африки, образующиеся в условиях растяжения.

Затем, понятие имевшее вначале структурное содержание обогатилось представлениями о геологических условиях и вероятных глубинных механизмах формирования этих линейных зон растяжения, о характерных магматических и осадочных образованиях, таким образом наполнилось генетическим содержанием. Оказалось что, большинство рифтовых зон находится в океанах и способом их формирования является растягивающие силы.

10.1. Глобальная система рифтовых зон

Глобальная система рифтовых зон протягивается через континенты и океаны. Большая часть рифтовых зон Земли (около 60 тыс. км) находится в океанах. Пересекая границу с пассивными континентальными окраинами они продолжают континентальными. Красноморский океанский рифт

сочленяется с рифтом долины Афар. Здесь океанский рифт выклинивается и начинается Восточно-Африканская континентальная зона. Там, где срединно-океанский хр. подходит к активной окраине, они могут поглощаться в зоне субдукции. Так, у Андской окраины заканчиваются Галапагосский и Западно-Чилийский хребты.

10.2. Континентальный рифтогенез

Активным рифтовым зонам континентов свойственны расчлененный рельеф, сейсмичность, вулканизм. Главный современный пояс континентального рифтогенеза протягивается почти меридионально более чем на 3 тыс. км через всю Восточную Африку (пояс Великих африканских разломов). В рифтах этого пояса образовались озера Танганьика, Ньяса (Малави) и др., среди приуроченных к нему вулканов - Килиманджаро. Байкальская рифтовая система.

10.3. Рельеф, структура и осадочные формации

Центральное положение в рифтовой зоне занимает долина шириной до 40-50 км, ограниченная сбросами, образующими ступенчатые системы. Тектонические блоки на обрамлении рифта бывают приподняты до отметок 3000-3500 м. В своей верхней обнаженной части сбросы наклонены к горизонту под углом 50-60° и круче.

Для осадочных формации континентальных рифтов, преимущественно молассовых, характерно сочетание с вулканическими. Мощность кайнозойского заполнения рифтов может достигь 5-7 тыс. м. (Южно-Байкальский), но обычно 3-4 тыс. м. Преобладают обломочные отложения озерного и ледникового происхождения. В жарких странах как в условиях рифта Афар возможно накопление эвапоритов. Магматические породы исключительно разнообразны, среди них широко представлены щелочные разности. В контрастных формациях Восточно-Африканского пояса наряду с щелочными оливиновыми базальтами, трахитами встречаются риолиты, комендиты.

Геофизическая характеристика. По геофизическим данным мощность коры под континентальными рифтами уменьшается и происходит соответственно подъем поверхности Мохо. Мощность коры под Байкальским рифтом снижается до 30-35 км, под Рейнским до 22-25 км, под Кенийским - до 20 км. Близость разогретой астеносферы, вулканизм и повышенная проницаемость нарушенной разломами коры выражается в геотермическом поле, тепловой поток в рифтах резко повышен (рис.10.1).

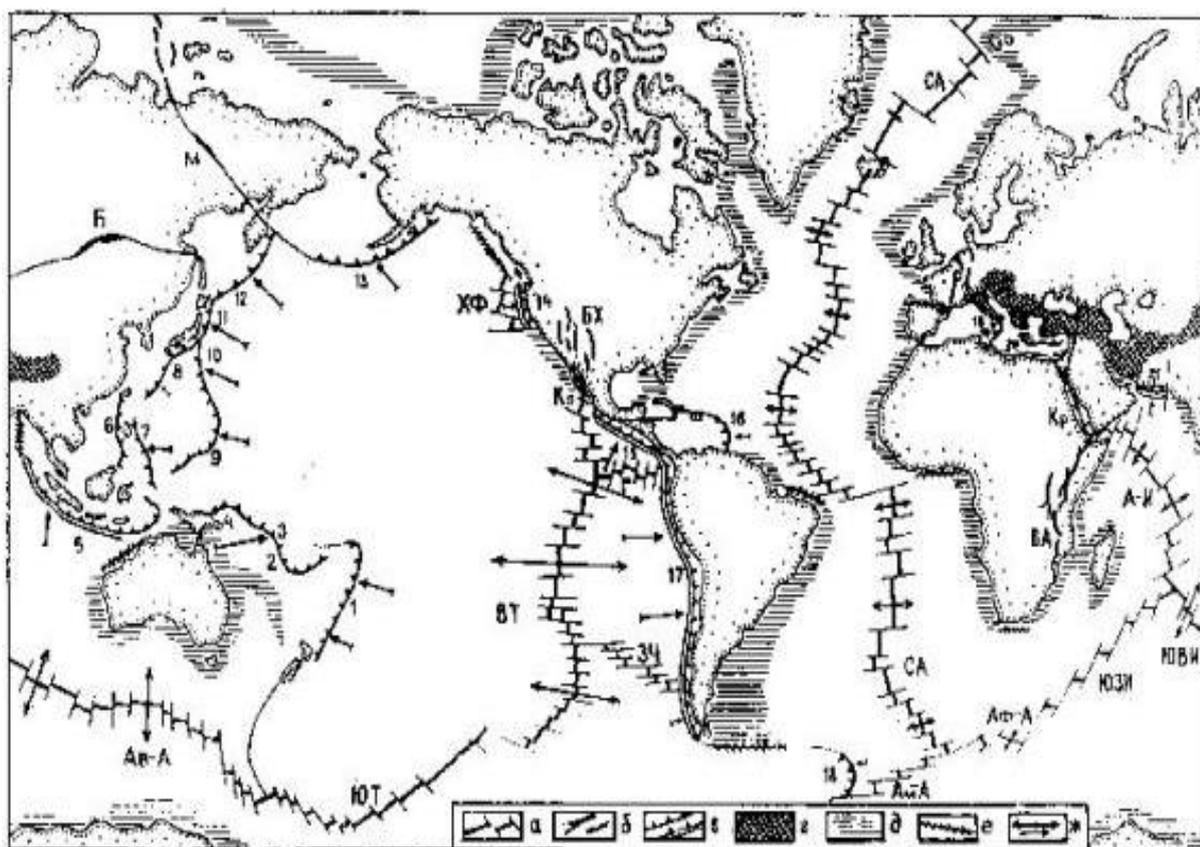


Рис.10.1. Глобальная система современных континентальных и океанских рифтов, главные зоны субдукции и коллизии, пассивные (внутриплитные) континентальные окраины. Рифтовые зоны Срединно-Атлантическая (СА). Америко-Антарктическая (Ам-А) Африка-Антарктическая (Аф-А). Юго-Западная Индоокеанская (ЮЗИ). Арависко-Индийская (А-И). Восточно-Африканская (ВА). Красноморская (КР). Юго Восточная Индоокеанская (ЮВИ). Австрало-Антарктическая (Ав-А). Юж. Тихоокеанская (ЮТ). Восточно Тихоокеанская (ВТ). Западно-Чалийская (ЗЧ). Галатапагоская (Г), Калифорнийская (Кл). Рио-Гранде – Бассейнов и Хриптов (БХ). Горда-Хуан де-Фука (ХФ). Нансена Гаккеля. Момская (М). Байкальская (Б), Рейнская (Р). Зоны субдукции: 1- Тонга-Кермадек; 2- Новогейбридская; 3- Соломон; 4-Новобританская; 5- Зондская; 6- Манильская; 7- Филиппинская; 8- Рюкю; 9-Марннанская; 10- Идзу-Бокинская; 11- Японская; 12 - Курило-Камчатская; 13 - Алеутска; 14 - Каскадных гор; 15 - Центральноамериканская; 16 - Малых Антиль; 17- Андская; 18 - Южных Антиль (Скотия); 19 - Эоловая (Калабрийская); 20 - Эгейская (Критская); 21 - Мекран. а - океанские рифты (зоны спрединга) и трансформные разломы; б - континентальные рифты; в - зоны субдукции: островодужные и окраинно-материковая двойная линия); г - зоны коллизии; д - пассивные континентальные окраины; е - трансформные континентальные окраины (в том числе пассивные); ж - векторы относительных движений литосферных плит, по Дж.Минстеру, Т.Жордану (1978) и К.Чейзу (1978), с дополнениями; в зонах спрединга: до 15-18 см/год в каждую сторону, в зонах субдукции- до 12 см/год

10.4. Океанский рифтогенез (спрединг)

Океанский рифтогенез может развиваться как прямое продолжение континентального. Предположение о формировании земной коры в срединно-океанских хребтах при их раздвиге мантийной конвекцией, подъеме и кристаллизации базальтовой магмы высказал Холмс в 30 и 40-е годы. Эта идея получила дальнейшее развитие после того как Хесс (1960) положил ее в основу представлений об эволюции океанов. Дитц (1961) ввел термин спрединг морского она. Затем появилась идея разрастания океанской коры посредством внедрения даек.

Спрединг в Исландии. Исландия располагается на Срединно-Атлантическом хребте в его приподнятой над уровнем воды части (протяж.- 350 км).

История повторяющихся здесь трещинных излияний базальтов известна на протяжении тысячелетий. Современная тектоническая и вулканическая активность сосредоточена в субмеридиональных неовулканических зонах, пересекающих остров в его центральной части. Самые молодые базальты, соответствующие эпохе Брюнес приурочены к их оси. Они окаймляются базальтами с возрастом 0,7-4 млн. лет, далее из под них выступает мощная серия платобазальтов вплоть до среднемиоценовых (16 млн. лет).

Вопросы:

1. На каких границах развивается рифтогенез ?
2. Что означает термин рифтовая долина ?
3. Чем отличается океанский рифтогенез от континентального ?

11. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ НА КОНВЕРГЕНТНЫХ ГРАНИЦАХ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ. СУБДУКЦИИ, ОБДУКЦИИ И КОЛЛИЗИИ

Взаимодействие литосферных плит при встречном движении порождает сложные и многообразные тектонические процессы. Они выражены мощными зонами тектономагматической активности, как островные дуги, континентальные окраины андского типа и складчатые горные сооружения. Различают два вида конвергентных взаимоотношений литосферных плит: субдукцию и коллизию.

11.1. Субдукции

Субдукция происходит там где сходятся континентальная и океанская литосфера или океанская с океанской. Коллизия - столкновение литосферных плит - континентальная литосфера с континентальной: их дальнейшее встречное движение затруднено, оно компенсируется деформацией литосферы, ее утолщением и скупиванием в складчатых горных сооружениях. Надвигание океанской литосферы на континентальную называется обдукцией. Протяженность современных конвергентных границ около 57 тыс. км 45 из них приходится на субдукционные, остальные на коллизионные (рис.11.1)

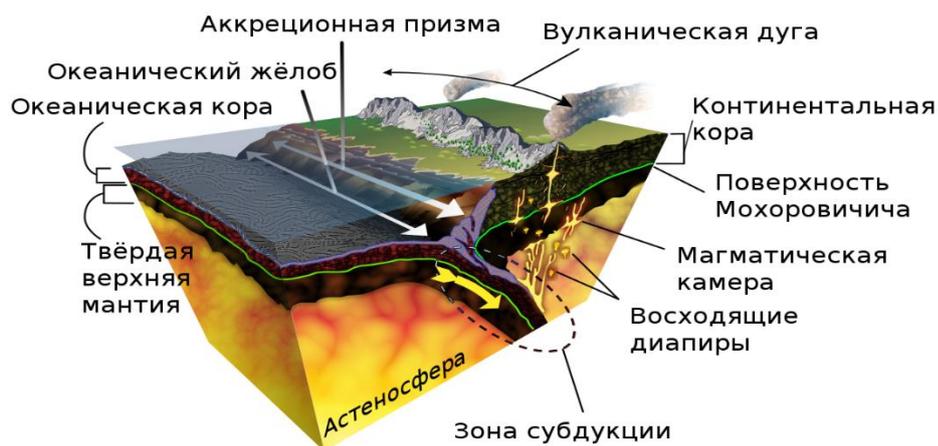


Рис.11.1. Зона субдукция

Еще в 30-х годах было установлено что вдоль глубоководных желобов Индонезии наблюдается резкие отрицательные аномалии. Ученые пришли к выводу, что в этих активных зонах происходит

затягивание в мантию складок легкого корового вещества. Было выяснено что по наклонным скалам Азиатский континент надвигается в сторону Тихого океана. Затем Вадати впервые установил наклонную сейсмофокальную зону, уходящую от глубоководного желоба под вулканические цепи Японских островов.

Эту идею поддержали как сейсмологи так и геологи. Современная субдукция выражается в подводном и наземном рельефе, тектонических движениях и структурах, вулканизме и условиях седиментации.

Линия активного контакта взаимодействия литосферных плит при субдукции выражены глубоководными желобами. Поскольку желоба служат седиментационной ловушкой, в первую очередь для турбидитов островодужного или континентального происхождения, их глубина искажается осадконакоплением. Глубина океана над Марианским желобом 11022 м, а обычно достигает 4000 м. При протяженности до нескольких тыс. км. Ширина желобов не превышает 50-100 км. Они дугообразно изогнуты, выпуклостью навстречу субдуцирующей плите.

Профиль глубоководных желобов всегда асимметричен: субдуцирующее крыло пологое (около 5°), висячее крыло более крутое (до 10° и даже 20°). На многих пересечениях океанский склон желоба бывает осложнен продольными грабенами и горстами, а противоположный склон - ступенчатой системой крутых разломов (рис.11.2).

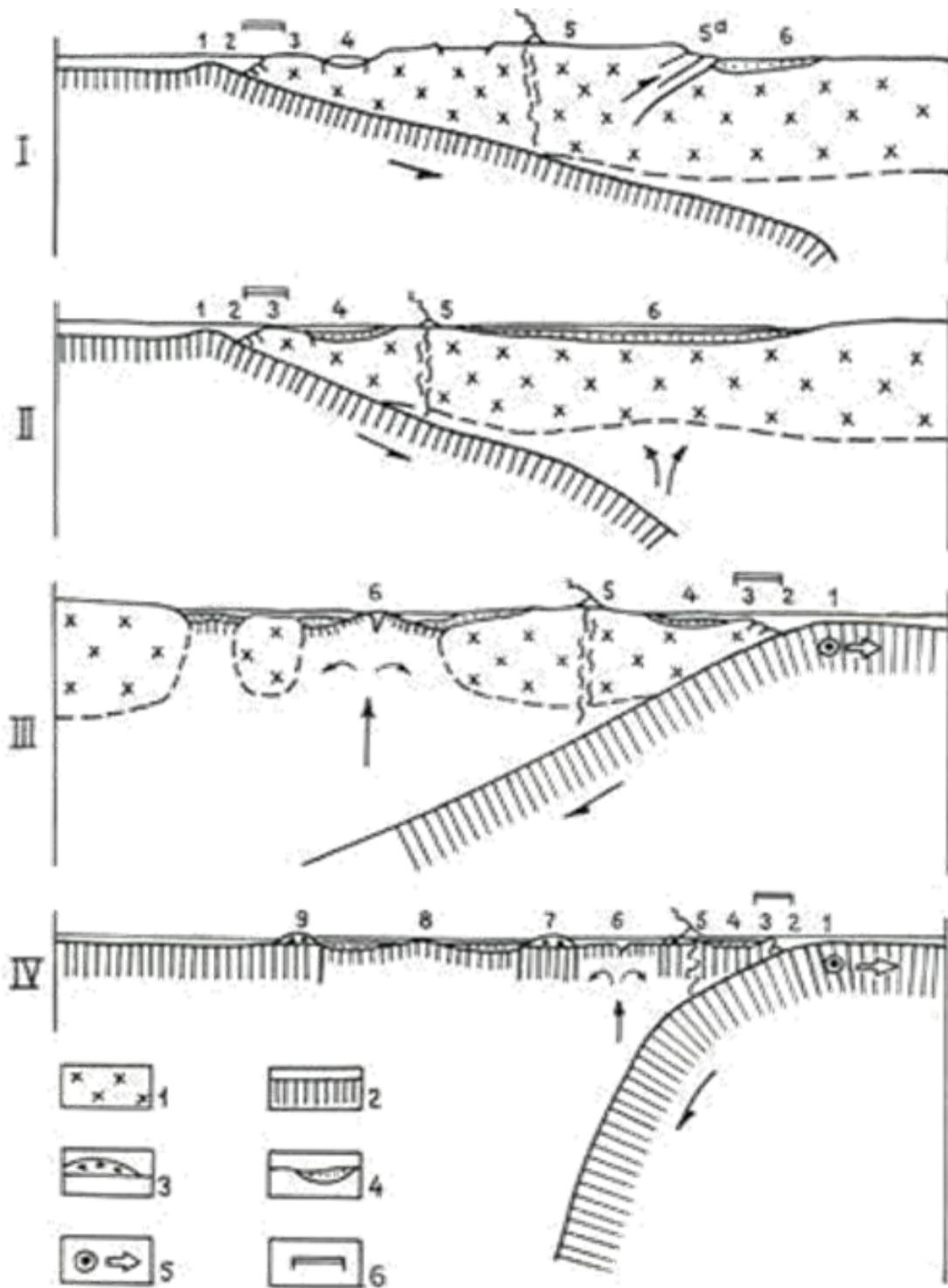


Рис.11.2. Главные тектонические типы зон субдукции и их латеральные структурные ряды, по М. Г. Ломизе, с использованием схем Д. Карига, У. Дикинсона, С. Уеды. I-III- окраинно-материковые зоны субдукции: андский, зондский и японский тектонотипы; IV - океанская зона субдукции, марианский тектонотип; а - континентальная литосфера, б - океанская литосфера, в - островодужные вулканисты, г - вулканогенно-осадочные формации, д - откат перегиба субдуцирующей плиты, е - место возможного формирования аккреционной призмы

11.2. Тектоническое положение и основные типы субдукции

Современное размещение зон субдукции весьма закономерно. Большинство из них приурочено к периферии Тихого океана.

Субдукционные системы Малых и Южных Антил, хотя и находятся в Атлантике, тесно связаны своим происхождением с эволюцией структур тихоокеанского обрамления. В начале МЗ субдукция полностью обрамляла единый суперконтинент Пангея, под который субдуцировала литосфера окружавшего его океана Панталасса. В дальнейшем, по мере распада Пангеи и центробежного перемещения его фрагментов, зоны субдукции продолжали развиваться перед фронтом движущихся континентальных масс. Эти процессы не прекращаются до наших дней. А поскольку, современный Тихий океан это оставшейся пространство от Панталассы, то на его обрамлении расположены зоны субдукции.

Различают два главных тектонических зон субдукции: окраинно-материковый (андский) и океанский (марианский). Первый формируется там, где океанская литосфера субдуцирует под континент, второй - при взаимодействии двух участков океанской литосферы.

Андская дуга (около 8 тыс. км) характерна пологая субдукция молодой океанской литосферы, господство сцепляющих напряжений и горообразование на континентальном крыле.

Зондская дуга отличается отсутствием таких напряжений, что приводит к утонению континентальной коры.

Японский тип зоны субдукции - для него характерно наличие краевого морского бассейна с новообразованной корой океанского типа. Геолого-геофизические и палеомагнитные данные позволяют проследить раскрытие краевого Японского моря по мере того, как от азиатской окраины отчленилась полоса континентальной литосферы. Постепенно изгибаясь, она превратилась в Японскую островную дугу с синопическим континентальным основанием, т.е. в энсиапическую островную дугу. Океанский тип субдукции (марианский тип) выражен тем, что более древняя (и поэтому более мощная и тяжелая) океанская литосфера субдуцирует под более молодую, на краю которой образуется энсиматическая островная дуга.

11.3. Зоны Бенъофа

Наиболее выразительным проявлением современной субдукции служат, сейсмофокальные зоны, наклонно уходящие на глубину. В середине 30-х годов Вадати установил под Японией первую такую зону. Затем геолог Заварицкий обратил внимание на то, что существует связь между глубинными сейсмофокальными зонами и расположенными над ними проявлениями тектонических и вулканических процессов.

В 1949-55 гг Бенъоф из Калифорнийского института опубликовал серию работ о сейсмофокальных зонах, которые использовались авторами новой глобальной тектоники» и поэтому они стали именовать их «зоны Бенъофа».

11.6. Субдукция и метаморфизм

Термические и барические эффекты субдукции определяют вероятные масштабы метаморфических процессов в зонах субдукции и над ними. Субдукция порождает парные метаморфические пояса: зона метаморфизма высоких давлений - низких температур находится вблизи глубоководного желоба, зона метаморфизма низких и умеренных давлений - высоких температур формируется на удалении от желоба под вулканическим поясом. Для первой характерна минеральная ассоциация глаукофана (фация голубых сланцев).

Глаукофановые сланцы вместе с зелеными сланцами и филлитами образуются по базальтоидам и морским осадкам, вовлеченным в субдукцию.

Вторая зона - метаморфизм амфиболитовой фации, образование глейсов и палингенез, обусловлена подъемом флюидов и магм над субдуцирующей плитой, а вместе с ними и подъемом геоизотерм.

11.7. Обдукция

Это такое тектоническое условие, при котором океанская литосфера бывает поднята и надвинута на континентальную окраину на пассивных и активных ее берегах. Об этом говорят хорошо сохранившиеся фрагменты океанской коры размером в десятки и первые сотни км., залегающие в виде тектонических покровов поверх

осадочных или вулканических формаций. В настоящее время этот процесс, по-видимому, нигде не происходит. Установлено, что при обдукции представлена только верхняя часть океанской литосферы (рис.11.3).

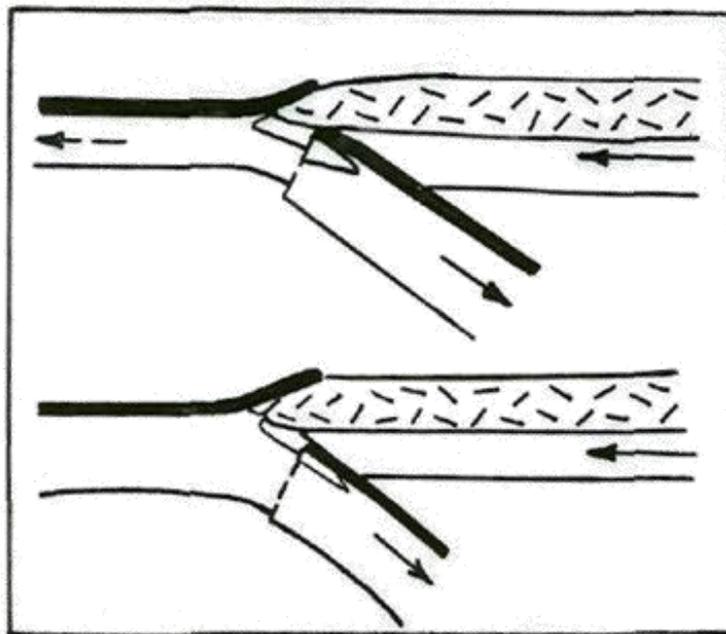


Рис.11.3 Основной механизм обдукции

11.8. Коллизия

Если к конвергентной границе с обеих сторон подходит континентальная литосфера, то относительно легкие сиалические породы не погружаются в мантию, а вступают в активное механическое взаимодействие. Интенсивное сжатие порождает сложные структуры, горообразование, утолщение континентальной коры, образуются очаги гранитной магмы. Такой режим проявляется на протяжении многих тысяч, км. вдоль Средиземноморско-Гималайского складчатого пояса и выражен соответствующей сейсмичностью. Различают коллизию континента с островной дугой или двух островных дуг (рис.11.4).

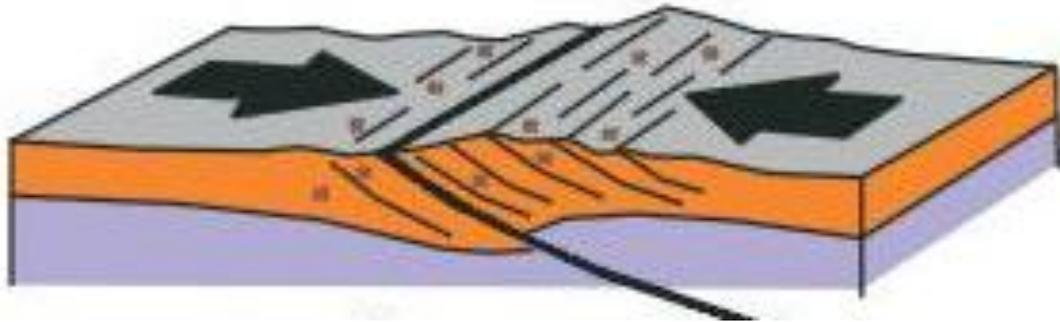


Рис.11.4. Коллизия

Грандиозное сооружение Гималаев и Тибета дает представление о более зрелой, но все еще активной фазе коллизионного взаимодействия крупных континентальных единиц. Оно началось в эоцене 50-45 млн. лет назад, когда океанская литосфера, отделявшая субконтинент Индостана от Евразийской окраины полностью под нее субдуцировапа. Направление этой субдукции предопределило южную вергентность складчатости и надвигов коллизионного этапа. Формирование Гималаев осуществлялось путем последовательного срыва и скучивания континентальной коры с мантийной литосферы. Встречное движение Индостана и Евразии, скорость которого до начала коллизии достигали 15-20 см/год, продолжалось и в дальнейшем. Сначала оно происходило со скоростью около 10 см/год, позже - 5 см/год и менее, а суммарное сближение после начала коллизии по-видимому превышает 2000 км. Горообразование при коллизии сопровождается накоплением мощных моласс в передовых и межгорных прогибах.

Вопросы:

1. Что означает термин «субдукция»?
2. Что означает термин «обдукция»?
3. Что означает термин «коллизия»?

12. СТРОЕНИЕ И РАЗВИТИЕ ОСНОВНЫХ СТРУКТУР ЛИТОСФЕРЫ. СКЛАДЧАТЫЕ ПОЯСА КОНТИНЕНТОВ

Что использование термина «структура» («тектоническая структура») применительно к структурным элементам земной коры не вполне корректно, но оно настолько давно и прочно вошло в повседневную практику, что отказаться от него теперь вряд ли возможно. Обычно под тектоническими структурами понимают отдельные структурные формы или совокупности структурных форм какого-либо участка земной коры, определяющие его геологическое строение. Наиболее существенными признаками, по которым систематизируют тектонические структуры, являются их масштаб и морфология.

Переходя к рассмотрению основных структурных элементов земной коры и литосферы, необходимо подчеркнуть, что единства в этом вопросе нет и существуют разные подходы к выделению крупнейших структурных единиц, приводящие к разным результатам. Поскольку мы рассматриваем понятия и термины, используемые при характеристике статических геологических систем, наиболее естественно считать, что такими единицами являются континентальные массивы и впадины океанов, резко различающиеся по составу, строению и мощности земной коры и литосферы.

Области сочленения континентов и океанических впадин характеризуются переходным типом строения земной коры и нередко выделяются в качестве самостоятельных структурных элементов — переходных зон или континентальных окраин. Однако, поскольку непосредственных структурных связей таких зон, представляющих собой части современных подвижных поясов, с океаническими котловинами нигде не наблюдается, в то время как они прямо переходят в материковые складчатые сооружения [63], логично выделять всего два главных типа структур: континенты и их окраины с одной стороны и впадины океанов - с другой.

Континенты и их окраины включают области с преимущественно континентальным и частично переходным типом строения земной коры. В их состав входят не только обширные участки континентов, возвышающиеся над уровнем моря, но и их края, опущенные до глубин

200-500м и покрытые водами морей и океанов (континентальные шельфы), а также окраины континентов с резко расчлененным подводным и надводным рельефом. В разрезе континентальной коры обычно выделяются следующие геофизические слои (сверху вниз): осадочный, гранитно-метаморфический («гранитный») и гранулит-базитовый («базальтовый») мощностью до 50-70 км (см. 2.2.1. Геофизические слои земной коры). В пределах переходных зон на окраинах континентов происходит выклинивание гранитно-метаморфического слоя и общее уменьшение мощности земной коры. Мощность литосферы достигает под континентами 200-400 км, а под щитами древних платформ, возможно, и более.

Впадины океанов включают области с преимущественно океаническим типом строения земной коры. Большинство исследователей придерживается мнения, что земная кора океанического типа принципиально отличается от земной коры континентов. Главной ее особенностью является сравнительно небольшая толщина: раздел Моховичича занимает относительно высокое гипсометрическое положение и общая мощность коры колеблется в пределах от 5 до 15 км, реже до 20-25 км. В разрезе океанической коры обычно выделяются 3 геофизических слоя, которые называют «первым», «вторым», и «третьим». Общая мощность литосферы под впадинами океанов составляет 50-100 км.

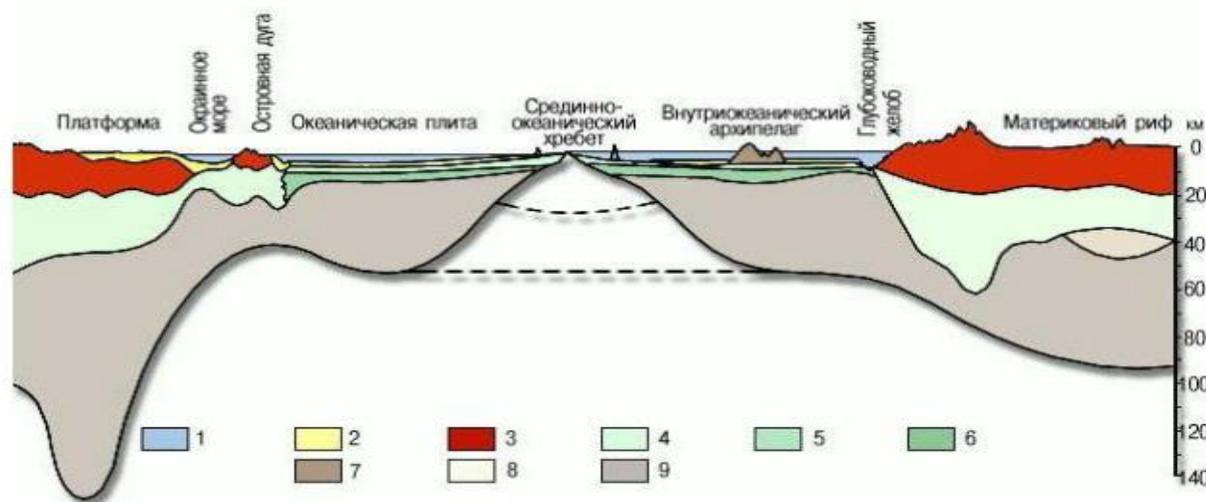


Рис.12.1. Строение земной коры. 1-вода, 2-осадочный чехол, 3-гранитный слой, 4- базальтовый слой континентальной коры, 5- базальтовый слой океанической коры, 6-магматический слой океанической коры (породы габроидного состава), 7- вулканические острова, 8,9-мантия (ультраосновные магматические породы)

12.1. Общая характеристика складчатых поясов

Складчатые пояса, разделяющие и обрамляющий древние платформы начали формироваться в позднем протерозое (1,0 -0,85 млрд. лет). Протяженность поясов составляет многие тысячи км, ширина обычно превышает тысячу км. Главными складчатыми поясами планеты являются следующие:

1. Тихоокеанский (Круготихоокеанский) пояс, отделяет впадину Тихого океана от древних платформ (кратонов): Гиперборейской на севере, Сибирской, Китайско-Корейской, Южно-Китайской, Австралийской, Антарктической и Севере и Южно-Американских. Пояс делится на два - Западно и Восточно-Тихоокеанский, последний именуется еще Кордильерским.

2. Урало-Охотский или Урало-Монгольский пояс простирается от Баренцева и Карского до Охотского и Японского морей' отделяет Восточно-Европейскую платформу от Сибирской и Сибирскую от Таримской и Китайско-Корейской. Имеет дугообразную форму выпуклостью к юго-западу. Северная часть пояса простирается субмеридионально и именуется Урало-Сибирским поясом, а южная простирается субширотно и называется Центрально-Азиатским Поясом.

3 Средиземноморской пояс пересекает Земной шар в широтном направлении от Карибского до Южно-Китайского моря. Отделяет южную группу древних платформ, до середины юры составляющую суперконтинент Гондвану, от северной группы Северо-Американской, Восточно-Европейской, Таримской, Китайско-Корейской. В районе Южного Тянь-Шаня практически смыкается с Урало-Охотским поясом.

4. Северо-Атлантический пояс отделяет Северо-Американский кратон от Восточно-Европейского и на юге сочленяется со Средиземноморским поясом, а на севере - с Арктическим на западе и Урало-Охотским на востоке.

5. Арктический пояс протягивается от Таймыра до Северо-восточной Гренландии вдоль современных северных окраин Азии и Северной Америки, отделяя Сибирский и Северо-Американской кратоны от Гиперборейского (Арктиды). На западе он сочленяется с Урало-Охотским поясом, на востоке - с Северо-Атлантическим. Все перечисленные складчатые пояса возникли в своей основной части в

пределах древних океанских бассейнов или на их периферии. Предшественником Урало-Охотского пояса был Палеоазиатский океан, Средиземноморского пояса - океан Тетис, Северо-Атлантического - океан Япетус, Арктического пояса - Бореальный океан.

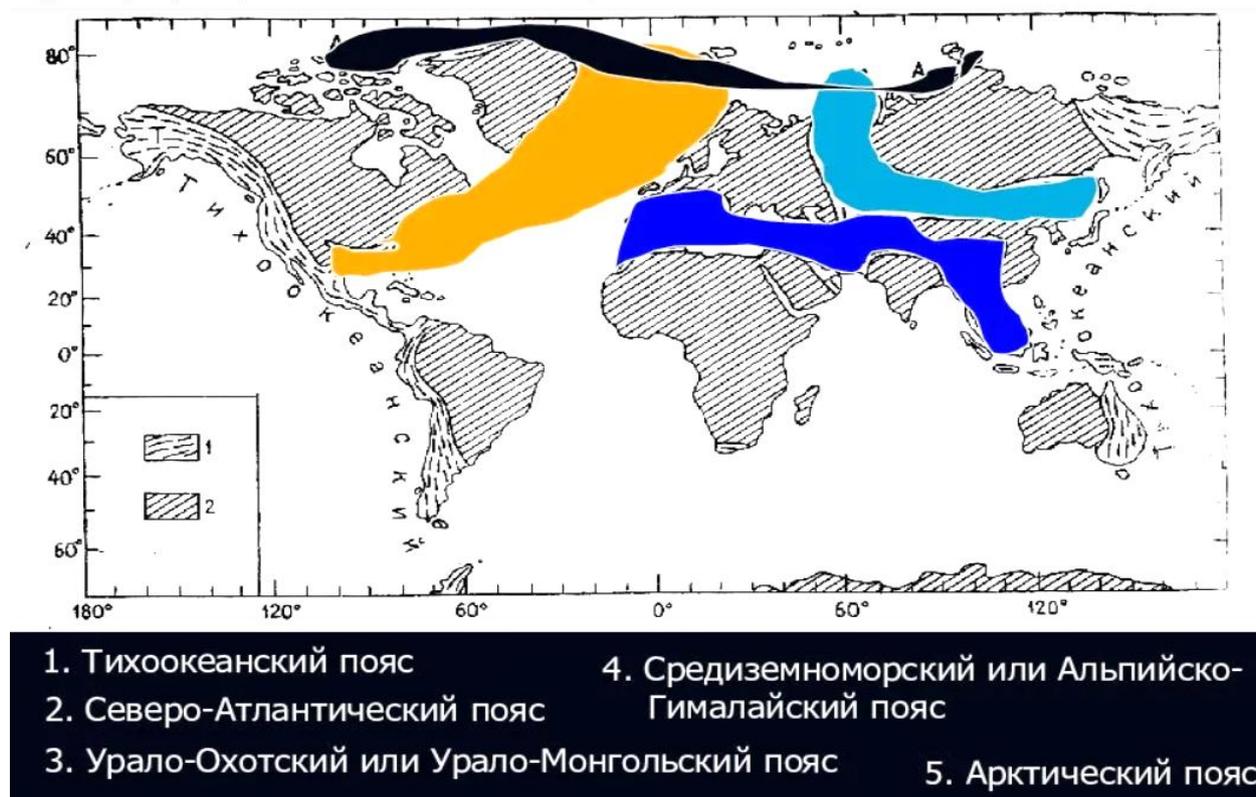


Рис.12.2. Складчатые пояса континентов

Свидетельством океанского происхождения складчатых поясов является присутствие в них многочисленных выходов офиолитов - реликтов океанской коры. Все названные океаны, кроме Тихого, были вторичными, образованными в результате раздробления и деструкции суперконтинента Пангея.

Со времени заложения в позднем протерозое складчатые пояса прошли сложную и длительную историю развития. Эта история включали заложение в их пределах новых глубоководных морских бассейнов с корой океанского или переходного типа, возникновение среди них островных дуг, замыкание бассейнов в результате столкновения ограничивающих их континентальных глыб или островных дуг. Эти процессы протекали одновременно в разных частях одного и того же пояса. Тем не менее в глобальном масштабе намечаются определенные эпохи заложения бассейнов с океанской

корой и окончания их развития с новообразованием континентальной коры - эпохи орогенеза. Главными эпохами орогенеза являлись байкальская, каледонская, герцинская, киммерийская, альпийская. Они завершают циклы продолжительностью 150-200 млн. лет, впервые выделенные в конце XIX в французским геологом М.Бертраном. Каледонская эпоха явилась завершающей для Северо-Атлантического складчатого пояса, герцинская для Урало-Охотского, киммерийская для Арктического пояса. Тихоокеанский и Средиземноморский пояса сохранили свою высокую подвижность до наших дней. Все эти складчатые пояса пережили более одного цикла Бертрана, и продолжительность их активного развития охватывает многие сотни миллионов лет. Полный цикл эволюции складчатого пояса, от возникновения до закрытия океана, получил название цикла Вилсона. Циклы Вилсона проявляются в масштабе всего пояса, в то время как составляющие их циклы Бертрана затрагивают лишь отдельные его части.

Различаются два главных типа складчатых поясов: межконтинентальные пояса и окраинно-континентальные. Первые возникли на месте вторичных океанов, возникших в результате деструкции среднепротерозойского суперконтинента - Пангея. Второй расположен на границе Пангеи и ее фрагментов с Панталассой - предшественницей Тихого океана.

Межконтинентальные пояса заканчивают свое развитие полным поглощением океанской коры и столкновением - коллизией - ограничивающих их континентов. Окраинно-континентальные пояса еще не закончили свое развитие и кора Тихого океана продолжает субдуцироваться под эти пояса. Вот почему пояса первого типа именуются еще коллизионными, а второго типа - субдукционными. После окончания активного развития складчатых поясов начинается постепенное срезание их горного рельефа и смена орогенного режима более спокойным, платформенным. Отдельные части поясов перекрывались осадочным чехлом и превращались в плиты молодых платформ (Западно-Сибирская, Скифская, Туранская).

12.2. Внутреннее строение складчатых поясов

Внутреннее строение складчатых поясов отличается большой сложностью - он состоит из разнородных структурных элементов - обломков континентов, островных дуг, образований ложа океанов и их окраинных морей, внутриокеанических поднятий. Складчатые пояса подразделяются на складчатые системы, границами их являются микроконтиненты (Уральская, Южно и Северо-Тяньшаньские, Большой Кавказ и др.).

Складчатые системы отделяются от континентальных платформ передовыми и краевыми прогибами.

12.3. Концепция террейнов

В конце 70-х - начале 80-х годов на материале Северо-Американских Кордильер возникла концепция, получившая название концепция террейнов. Было установлено, что внутренние зоны Кордильер состоят из большого числа блоков, разделенных разломами как надвигового, так и сдвигового типов, причем каждый такой блок - террейн - характеризуется специфическим литолого-стратиграфическим разрезом, структурой, геологической историей, тектонической природой. Эта природа разнообразна; террейны могут представлять обломки микроконтинентов, островных дуг, вулканических энсиматических и энсиалических, невулканических, внутриокеанических поднятий. Террейны могут резко различаться друг от друга, и создается впечатление, что они не могли первоначально располагаться рядом и их современное положение является вторичным и возникло в процессе горизонтальных перемещений. К таким фактам относится обнаружение в некоторых кордильерских террейнов фауны, резко различной от фауны близлежащей континентальной окраины Северной Америки и характерной для более южной тетической зоогеографической провинции. Эти фаунистические данные подтверждаются палеомагнитными определениями. Становится ясным, что соответствующие террейны испытали перемещение не только перпендикулярно к краю континента, но и в продольном к нему направлении.

12.4. Развитие складчатых поясов

Цикл Вилсона включает шесть стадий:

1. Континентального рифтогенеза (современный пример - Восточно- Африканская рифтовая система)
2. Ранняя (Красное море, Аденский залив)
3. Зрелая (Атлантический океан)
4. Угасание (западная часть Тихого океана)
5. Заключительная (Средиземное море)
6. Реликтовая (геосутура) (линия Инда в Гималаях)

12.5. Заложение подвижных поясов

Межконтинентальные подвижные пояса заложились на зрелой континентальной коре среднепротерозойской Пангеи (Родинии) в процессе ее рифтогенной деструкции. Они прошли в своем начальном развитии две стадии цикла Вилсона - стадию континентального рифтогенеза африканского типа в рифее и стадию межконтинентального рифтогенеза красноморского типа в конце рифея - начале палеозоя. В первую стадию накапливались обломочные толщи озерно-аплувиального происхождения и изливались бимодальные вулканы-базальты, риолиты, щелочные разности. Во вторую стадию появляются эвапориты, затем морские терригенные и карбонатные осадки, а вулканы принадлежат толеитам.

Окраинно-континентальные подвижные пояса зародились на периферии Пангеи I, на ее границе с Панталассой. Их заложение могло происходить по разлому. Намечается три варианта. Первый похож на вышеописанному и заключается в рифтогенезе и откалывании от основного континента глыб в несколько сотен км, в поперечнике (микроконтинент), между ними раскрывается глубоководный бассейн япономорского типа.

Другая модель заключается в новообразовании в океане, обычно на не очень большом (сотни км) расстоянии от континента энсиматической островной дуги типа Алеутской или Марианской, обычно вдоль трансформного разлома.

Третий вариант - на краю континента закладывается зона субдукции и подвижный пояс начинает развиваться по андскому типу.

Над зоной субдукции возникает энсиалическая вулканическая дуга, а ее тылу окраинное море на сиалическом или симатическом основании. Висячем крыле зоны субдукции начинает формироваться акреционный клин, в энсиалическом окраинном море накапливаются мелководные, а в энсиматическом более глубоководные осадки.

12.6. Начальная стадия развития подвижных поясов

В схеме Вилсона эта стадия - зрелая стадия, характерная обстановка океана Атлантического типа. На пассивной окраине формируется мощный обломочный клин сложенный темноцветной сланцевой (с основными магмитами - диабазами, спилитами) или флишовой формациями. Мощность этих отложений может достигать многих км.

В аридном климате существенная роль принадлежит карбонатам, причем на внешнем краю шельфа нередко протягиваются барьерные рифы, а в их тылу накапливаются лагунные красноцветы, местами с солями. На континентальном склоне и его подножии рифовые известняки сменяются карбонатным флишем с известковыми турбидитами.

12.7. Зрелая стадия развития подвижных поясов

Эта стадия характеризуется максимальным усложнением геодинамической обстановки и близка к западно-тихоокеанскому типу. В океанском бассейне на этой стадии может функционировать несколько осей спрединга (обычно возникающих разновременно), существовать несколько островных дуг, энсиматических и энсиалических, со своими зонами субдукции, глубоководными желобами над ними, преддуговыми, задуговыми и междуговыми прогибами и микроконтинентами. Соответственно наблюдается большое разнообразие осадков, среди которых наиболее характерны флиш и рифовые известняки.

В отличие от флиша континентальных склонов и подножий, песчаники которого обычно являются кварцевыми за счет сноса обломочного материала с платформ, этот флиш по составу граувакковый и туфогенный, поскольку имеет островодужное

происхождение.

Вулканы в островных дугах эволюционируют от толеитов до шошинитов, но преобладают породы известково-щелочной ассоциации. Появляются малые, частично субвулканические интрузии кварцевых диоритов, гранитоидов, внедренные в основание вулканических дуг.

Континентальные окраины подвижных поясов могут на данном этапе принадлежать разным типам - атлантическому, западно-тихоокеанскому, андскому.

12.8. Орогенная стадия развития подвижных поясов

Эта стадия знаменуется окончанием спрединга, завершением поглощения океанской коры в зонах субдукции и установлением обстановки господства сжатия. Но эти условия не охватывают сразу весь пояс, а обычно сначала его периферические или внутренние системы. В этих зонах происходит столкновение островных дуг или микроконтинентов друг с другом и в конечном счете с окраиной континента и в результате осадочные и вулканогенные толщи, слагающие их склоны, подвергаются интенсивным складчато-надвиговым деформациям с общим снижением в сторону континента. Для большей части Средиземноморского пояса и для восточной части Урапо-Охотского пояса характерно последовательное откалывание микроконтинентов от их южных пассивных окраин путем спрединга с последующей коллизией этих микроконтинентов с северной континентальной окраиной пояса. Это и явилось причиной проявления в первом из названных поясов ранне и позднекиммерийских эпох диастрофизма, а во втором - байкальской, салаирской, каледонской с закономерным смещением зон проявления этого диастрофизма с севера на юг.

В окраинно-континентальных поясах на данной стадии происходит наращивание (аккреция) края континента примыкающими к нему разнородными террейнами. На таком фундаменте нередко образуются краевые вулканоплутонические пояса андского типа.

Процессы регионального сжатия, вызванные столкновением микроконтинентов, островных дуг или других «террейнов» с континентальными окраинами, обычно сопровождаются развитием

шарьяжей, состоящих из пород промежуточных бассейнов или из пород самих же террейнов. Так образуются - флишевые, офиолитовые, метаморфитовые тектонические покровы. Перед фронтом таких покровов за счет их разрушения часто формируются олистостромы, нередко включающие в качестве своих элементов глыбы - олистолиты пород этих покровов, иногда огромных размеров, заключенные в глинистом матриксе. В подошве шарьяжей, особенно, офиолитовых часто встречаются микститы другого, не гравитационного, а часто тектонического происхождения, именуемые меланжем, в случае офиолитов это серпентинизированный меланж, матрикс которого состоит из тонкоперетертого серпентинитового материала.

В случае отсутствия обдуцированных офиолитовых покровов офиолиты выступают в виде меланжа или протрузий, т.е. дианировых внедрений, обязанных высокой пластичности серпентинитов вдоль

офиолитовых швов или сутур, маркирующих след столкновения литосферных плит. К этим же сутурам нередко приурочены выходы глаукофановых сланцев - метаморфитов высокого давления - низкой температуры. Если офиолиты вовсе отсутствуют или представлены небольшими выходами отдельных элементов офиолитовых комплексов в сутуре, это может свидетельствовать о ее полном поглощении океанской коры в зоне субдукции.

На орогенной стадии ядро формирующегося складчатого горного сооружения подвергается региональному метаморфизму до амфиболитовой фации и внедрению крупных плутонов гранитоидов. В межконтинентальных, коллизионных орогенах это происходит за счет нагнетания и сопутствующего разогрева и плавления нижней части континентальной коры. В окраинно-континентальных орогенах типа Кордильер гранитно-метаморфическое ядро образуется над зонами субдукции, но обычно также при участии плавления нижней части континентальной коры в их висячем крыле.

Развитие межконтинентальных коллизионных орогенов можно видеть на примере Альп и Гималаев, окраинно-континентальных, субдукционных на примере Северо-Американских Кордильер и Анд.

Орогенная стадия разделяется на две подстадии или стадии: раннеорогенную и позднеорогенную.

В раннеорогенную стадию горообразование идет в основном за счет тектонического скупивания, вызванного тангенциальным сжатием, к которому постепенно добавляется эффект метаморфизма и гранитизации. Но горный рельеф еще низкий, поэтому обломочный материал поступает с гор в результате их эрозии, еще мелкий. За счет этого материала отлагается сначала в морских, а затем в лагунных условиях нижняя, песчано-глинистая, нередко с участием пачек известняков или эвапоритов моласса.

На позднеорогенной стадии темп воздымания складчатого сооружения ускоряется. Теперь поднятие идет за счет изостазии, поскольку к началу этой стадии кора приобретает резко повышенную, вдвое против обычной для платформ с их равнинным рельефом, мощность. Такое большое увеличение мощности коры является следствием совокупности нескольких процессов - интенсивного осадконакопления, интенсивной вулканической деятельности, тектонического скупивания, регионального метаморфизма, гранитизации.

В окраинно-континентальных орогенах кордильерского типа ближе к краю континента продолжают существовать краевые вулканоплутонические пояса.

Складчато-надвиговые деформации сжатия продолжаются в эту эпоху на периферии орогена и в прилегающих крыльях передовых и межгорных прогибов. В самих этих прогибах идет накопление моласс, теперь уже в основном континентальных и крупно или даже грубообломочных, большой мощности.

Тафрогенная стадия развития подвижных поясов.

Орогенная стадия длится не более первых десятков миллионов лет; по ее окончании оно сменяется растяжением. Горные сооружения как бы расползаются, нередко вдоль поверхностей надвигов. За счет этого они осложняются тафрогенами - грабенами. Их выполняют континентальные угленосные, на юге красноцветные осадки, перемежающиеся с покровами толеитовых базальтов.

Вопросы:

- 1. Когда стали формироваться складчатые пояса?*
- 2. Перечислите и дайте характеристику складчатым поясам?*

13. КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ПЛАТФОРМЫ

Континентальные платформы (кратоны) или ядра континентов, они занимают большую часть их площади (миллионы кв. км.). Сложены они типичной континентальной корой (35-45 км). Литосфера в их пределах до 150-200 км, обладает изометричной формой. Большие площади в пределах платформ покрыты неметаморфизованным осадочным чехлом (3-5 км), в глубоких прогибах (10-12 км), а в Прикаспийской впадине до 20-25 км. В состав чехла могут входить покровы гтлатобазальтом. На участках, не покрытых чехлом, выступает фундамент платформ, сложенный метаморфизованными и интрузивно-магматическими породами. Платформы характеризуются равнинным рельефом. Некоторые части их могут быть покрыты эпиконтинентальным морем (Балтийское, Белое, Азовское). Для них характерна слабая сейсмичность, отсутствие или редкое проявление вулканической деятельности. В целом платформы - это наиболее устойчивые и спокойные части континентов.

Понятие о платформах зародилось в конце XIX в. Наиболее типичными платформами являются древние, т.е. платформы с раннедокембрийским фундаментом. Термин кратон применяется только к ним.

Древние платформы - Северо-Американская, Восточно-Европейская, Сибирская, Китайско-Корейская, составляющие северный ряд; Южно-Американская, Африканская, Индостанская, Австралийская, Антрактическая - южный ряд; промежуточное положение занимает Южно-Китайская платформа. В фундаменте древних платформ преобладают архейские и раннепротерозойские. Они как правило глубокометаморфизованы (амфиболитовая и гранулитовая фации метаморфизма), главную роль среди них играют гнейсы и кристаллические сланцы. Скорость продольных сейсмических волн в его верхней части составляет 6,0-6,5 км/с.

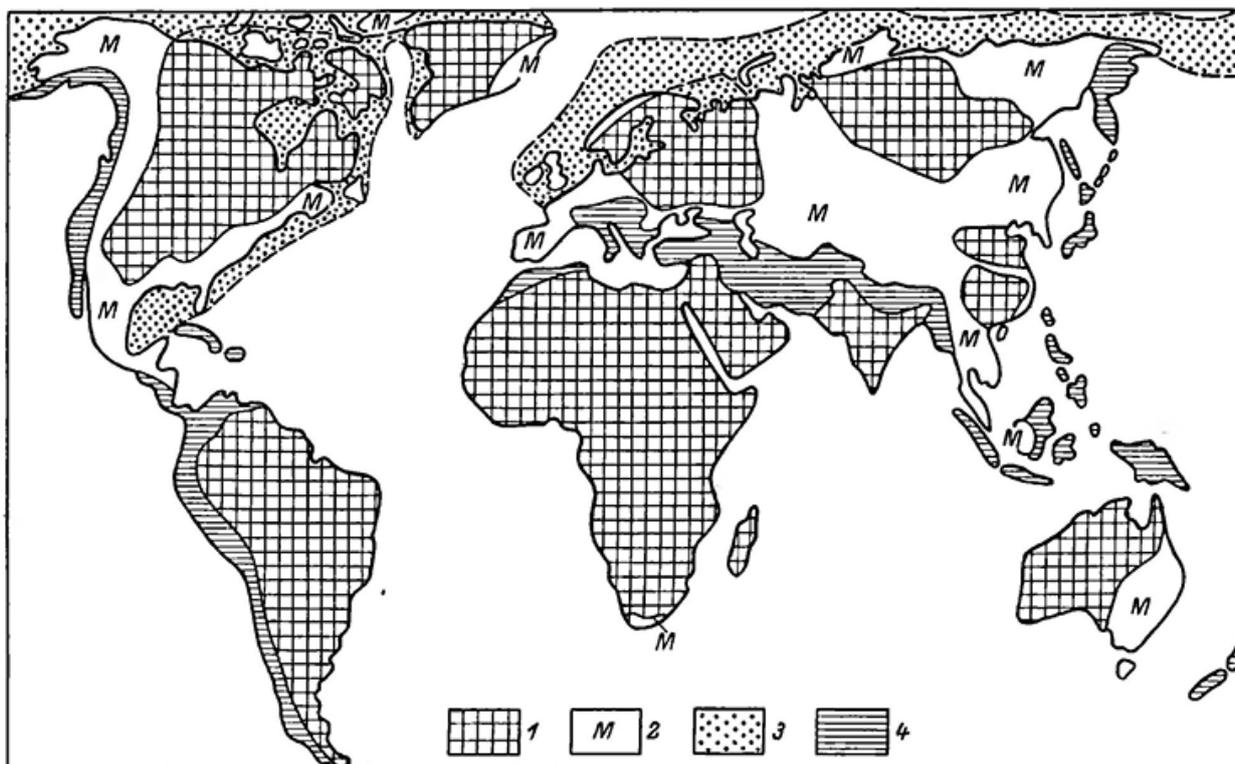


Рис.13.1. Возраст материковых платформ

*1 - древние платформы; 2 - молодые платформы; 3 - шельфовые области;
4 - континентальные области, находящиеся в состоянии поздне-геосинклинального орогенеза (протоорогены).*

Молодые платформы занимают значительно меньшую площадь в структуре материков (около 5%) и располагаются либо по периферии, либо между древними платформами (Западно-Сибирская пл.). Фундамент сложен в основном фанерозойскими осадочно-вулканическими породами, испытавшими слабый (зеленосланцевый) метаморфизм. Именуется такой фундамент складчатым, а не кристаллическим как у древних платформ. В зависимости от возраста завершающей складчатости этого фундамента молодые платформы подразделяются на эпикаледонские, эпигерцинские, эпикиммерийские. Осадочный чехол молодых платформ имеет в основном юрско или мел-четвертичный возраст; на эпигерцинских платформах чехол начинается с верхней перми; на эпикаледонских - с верхнего девона.

Между складчатым основанием и чехлом выделяется промежуточный комплекс, выполняющий обычно отдельные впадины. Этот комплекс отличается от фундамента слабой дислоцированностью и полным отсутствием метаморфизма и гранитов, а от чехла отделяется

несогласием и обнаруживает большую уплотненность своих пород. Это в основном обломочное (молассоидное) или обломочно-вулканогенное выполнение рифтовых впадин, образованных на стадии перехода от орогенного этапа к раннеплатформенному.

13.1. Внутреннее строение фундамента древних платформ

Главная роль в сложении фундамента древних платформ принадлежит архейским и нижнепротерозойским образованиям. Изучение фундамента показало, что он, как правило имеет крупнооблоковое строение.

В архее обнаруживаются два главных типа структурных элементов - гранит - зеленокаменные области и гранулы го-гнейсовые пояса.

Гранит-зеленокаменные области слагают целые области в сотни километров в поперечнике. В их пределах различаются извилистые, параллельные линейные полосы зеленокаменных поясов, сложенные относительно слабометаморфизованными, преимущественно основными, зеленокаменно измененными вулканитами и отчасти осадочными породами.

Протяженность поясов - многие сотни км, а иногда и больше тысячи, ширина - многие десятки - первые сотни км. Зеленокаменные пояса установлены на всех континентах (Канада, Южная Африка, Австралия, Индия, Кольский п-ов, Украинский и Алданский шиты).

В поперечном сечении зеленокаменные пояса имеют синклинорную структуру. Разделяются пояса широкими гранитогнейсовыми полями. Мощность осадочно-вулканогенного выполнения до 10-15 км. Они имеют трехчленное строение: нижняя часть сложена преимущественно основными, отчасти ультраосновными породами; средняя часть разреза — эффузивы и пирокласты среднего и кислого состава, вплоть до дацитов и риолитов; верхняя часть сложена обломочными породами. Основная масса зеленокаменных поясов образовалась между 3,5 и 2,5 млрд. лет.

Гранулитогнейсовые пояса, второй главный тип раннедокембрийских структур, разделяют и окаймляют гранит-зеленокаменные области. Пояса отмечаются высокой степенью метаморфизма (амфиболитовая - гранулитовая фации).

Другой тип подвижных поясов, свойственный раннему протерозою - это протогеосинклинали, протягивающиеся на многие сотни, нередко более тысячи км., при ширине в первые сотни км.

Структурные элементы поверхности фундамента и осадочного чехла платформ.

Платформы подразделяются на щиты и плиты. Щиты занимают территорию с поперечником, иногда более 1000 км, представляют собой выходы на поверхность фундамента. Хотя временами ненадолго могли покрываться мелким морем. Менее крупные и более длительное время затоплявшиеся морем выступы фундамента обычно именуется массивами (Анабарский).

Плиты - покрытие чехлом участки платформ, состав чехла - осадочные и осадочно-вулканогенные породы. В пределах плит различаются следующие структурные элементы второго порядка: антеклизы, синеклизы и авлакогены. Антеклизы - крупные и пологие погребенные поднятия фундамента. Синеклизы - крупные пологие, почти плоские впадины фундамента с глубиной залегания фундамента до 3-5 км. Угол наклона слоев обычно составляет менее 1°. Авлакогены, впервые выделены в 1960г. Шатским Н.С. - это четко линейные грабен-прогибы, протягивающиеся на многие сотни км при ширине в десятки, иногда более сотни км., ограниченные разломами и выполненными мощными толщами осадков и вулканитов (базальты). Среди осадков типичны соленосные и паралические угленосные пласты. Глубина залегания фундамента достигает 10-12 км.

13.2. Стадии развития платформ

Платформенная стадия устанавливается с наступлением стадии накопления плитного чехла. А перед этим, в течение «доплитного» этапа, платформы проходят две подготовительные стадии - стадию кратонизации и авлакогенную стадию.

Стадия кратонизации на большей части древних платформ отвечает по времени раннему рифею. Повидимому на этой стадии все современные древние платформы еще составляли части единого суперконтинента - Пангеи I, возникшей в конце раннего протерозоя.

Авлакогенная стадия соответствует на древних платформах

среднему и позднему рифею. Она знаменует начало распада суперконтинента и обособление отдельных древних платформ. Выполнены палеорифты - авлакогены обломочными континентальными и мелководно-морскими осадками - кварцитами, аргиллитами, карбонатами, эвапоритами. Встречаются покровы платобазальтов и силлы габбро-диоритов и габбро-диабазов.

Плитная стадия характеризуется началом накопления плитного чехла. Переход к плитной стадии выражается в замещении авлакогенов прогибами, с расширением авлакогенов до размеров синеклиз, затоплении морем промежуточных поднятий и их превращении в антеклизы. Начало накопления плитного чехла совпадает с началом распада суперконтинентов - в венде-кембрии Пангеи I и в юре - Пангеи II.

Осадочные формации плитного чехла и эволюция структурного плана платформ.

Платформенное осадконакопление протекало в континентальных или мелководных условиях и на него существенное влияние оказывала климатическая обстановка. В основании формационных рядов чехла обычно залегают континентальные обломочные формации - серо, красно или пестроцветные бескарбонатные, иногда с лимническими углями в условиях гумидного климата, нередко гипсоносные - в аридном климате. С началом морской трансгрессии на смену континентальным образованиям сначала приходят параличские или лагунные в гумидном и гипсосолёная эвапоритовая в аридном климате. В фазу максимальной трансгрессии преобладают карбонатные формации - гумидные мергельно-известняковые и аридные - преимущественно доломитовые. На протяжении плитной стадии, которая на древних платформах длится 500-600 млн. лет, их структурный план претерпевал неоднократные изменения. Эти изменения были приурочены в основном к границам циклов и подчинялись закономерности «правилу Карпинского» наибольшее погружение на каждом тектоническом этапе испытывает полоса, расположенная вблизи наиболее активного в данную эпоху подвижного пояса.

13.3. Платформенный магматизм

Наиболее широко распространенной на платформах является трапповая ассоциация. Она состоит из покровов толеитовых платобазальтов. Континентальные толеитовые базальты отличаются от срединно-океанических повышенным содержанием щелочей. Интрузивная трапповая формация состоит из силлов и даек долеритов, габбро-долеритов и габбро-диабазов. Распространение трапповой ассоциации во времени совпадает с периодами начала распада суперконтинентов - во первых, с рифеем и вендом и, во вторых, с поздним палеозоем и мезозоем.

Щелочно-базальтовая ассоциация состоит из эффузивной и интрузивной формаций. Первая представлена - трахибазальтами. Интрузивная формация выражена кольцевыми плутонами ультраосновных и щелочных пород до нефелиновых сиенитов, щелочных гранитов и карбонатитов включительно.

Кимберлитовая интрузивная формация родственна щелочно-базальтовой и встречается в виде трубок и даек вдоль разломов и в узлах их пересечения. Основные районы развития кимберлитовой формации - Сибирская платформа, Южная и Западная Африка.

Вопросы:

- 1. Какие платформы считаются древними?*
- 2. Какие платформы называются молодыми?*
- 3. Какие стадии в своем развитии проходит платформа?*

ЧАСТЬ 3. РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ

14. ПРЕДМЕТ РЕГИОНАЛЬНОЙ ГЕОЛОГИИ И ГЕОТЕКТониКИ, ИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ

Территории Русской и Сибирской платформ изучены очень хорошо. Здесь имеют распространение все породы, образованные с момента формирования земной коры вообще.

Все колебательные движения земной коры оставили отпечатки в фациях палеозойских, мезозойских и кайнозойских осадков. По этому студенту легко, изучая эти фации осадков, восстанавливать историко-геологическое развитие отдельных частей и в целом территории Русской платформы. Территория Русской платформы бы является природной лабораторией, где студент учится легко восстанавливать все аспекты истории геологического развития платформ, определять перспективы регионов на полезное ископаемое и в дальнейшем овладеет методикой восстановления палеогеографии подобных территорий в своей деятельности.

Истории развития земной коры во всех платформах (Канадский щит, Китайская платформа, Гондвана) повторяются в тех ил иных аспектах. Поэтому для восстановления историко-геологического развития палеозойских, мезозойских и кайнозойских эпох достаточно изучить состав осадков и условия их развития в пределах Русской и Сибирской платформ.

Конспект начнем с вопроса: "Что такое платформа?". Это жесткие участки земной коры, не поддающиеся никаким усилиям, имеющие двухъярусное строение, где нижний ярус состоит из сильно метаморфизованных пород архея и нижнего протерозоя и несогласно перекрыт относительно рыхлыми отложениями верхнего яруса. Возраст пород верхнего яруса начинается с верхнего протерозоя, охватывает палеозой и мезозой, вплоть до современных отложений.

В пределах Земного шара постоянно действуют вертикальные колебательные движения, так называемые, эпейрогенические, только с различной амплитудой и скоростью в различных структурных элементах земной коры.

Такие движения были интенсивными, сопровождались широким развитием основных эффузивов (базальты) и интрузивных пород

(габброиды) в состава отложений архея (2-2,2 млрд.лет тому назад - лунный период развития земной коры). После появления жестокого ядра и континентов характер движений изменился, появились огромные жесткие участки, внутри которых временами зарождаются геосинклинальные зоны. Этому способствует появление в составе верхней мантии мощного слоя астеноеферы, как активной зоны. Конвекционные потоки в земном шаре достигают астеносферы и здесь разгружаются, увеличивая мощность слоя. Вместе с тем возникают движения в противоположных направлениях, появляется разлом, пересекающий верхние толщи.

Создаются диапиры (валы), выше которых кора становится проницаемой, утончается. Одни участки погружаются, другие - вздымаются. Такие поднятия и опускания иногда сопровождаются метаморфизмом.

Учитывая эти движения в палеозое, мезозое и кайнозое,

Х.М.Абдуллаев - известный ученый, корифей науки, классифицировал земную кору в целом (рудно-петрографические провинции), назвав такие процессы активизацией, и указал на приуроченность к ним особых, молодых полезных ископаемых (Кольский полуостров - Хибины с редкометальным оруденением, Тунгусская впадина с алмазами и т.д.).

В пределах платформ имеются участки с погружением и образованием мощных осадков (Днепро-Донецкая впадина - 22-24- км, Прикаспийская низменность - 26 км, Печорская низменность - 17-18 км., Вилюйская впадина - 17 км. и т.д.).

Русская платформа занимает огромную площадь. Восточные границы проходят вдоль Уральского хребта, южные границы - по среднему течению реки Урал, северной части Каспия, по северной части равнинного Кавказа и по Причерноморской впадине. Далее по северной части Предкарпатского прогиба. Западная граница до сих пор не уточнена. Предполагают, что граница идет по среднему течению р. Рейна, по центральной части Франции, линия границы охватывает г. Лондон и направляется до островов Шпицбергена, далее - по северной части Земли Франца-Иосифа и по западной части островов Северной Земли до северной части Урала. В западной части территории Русской

платформы находятся моря: Северное и Норвежское, а в северной части территории - Баренцево море.

В этой огромной части Русской платформы существуют антеклизы (приподнятые части фундамента) и синеклизы (опущенные части площади) различного возраста и происхождения. **Крупнейшие** поднятия фундамента иногда называют щитами: Балтийский (площадь Скандинавского п.о.), Украинский кристаллический (Подольский) щиты. Слабо Приподнятые участки - валами: Польский Уфимский амфитеатр, Тиманский кряж, Воронежский Выступ и т.д.

Синеклизы имеют различные размеры и мощности осадков: Московская (северо-восточная часть) - до 3-х км., Печерская до 17-18 км., Прикаспийская - до 26 км., Днепро-Донецкая - 22-24 км.), Польско-Германская - до 12-14 км.

Балтийский щит не имеет покровных образований с момента формирования (кроме четвертичных). Украинский кристаллический щит покрыт только отложениями палеогена, неогена и четвертичного периодов, на Воронежском - покровы начинаются с мела. Фундамент Русской платформы сформировался полностью в архее и в протерозое. С верхнего протерозоя - существует как платформа.

Вопросы:

- 1. Цель и задачи региональной геологии и геотектоники?*
- 2. Назовите основные объекты региональная геологии?*
- 3. Какими другими науками связана региональная геология?*
- 4. Какими вопросами геологии занимается геотектоника?*

15. ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ТЕРРИТОРИИ СТРАН СНГ

Территория России занимает значительную часть Евразийского материка и должна рассматриваться вместе со смежными частями Евразии. В методическом отношении тектоника плит в общем виде представляет собой геодинамический анализ геологических комплексов развитых на той или иной территории.

Евразийская плита граничит с Северо-Американской, Тихоокеанской, Индийской, Аравийской и Африканской плитами. Рассматриваемая нами территория, в основном, занимает континентальные пространства Северной Евразии. С ней соприкасаются два океана - Северный ледовитый и Тихий. Большая часть территории нашей страны примыкает к Евразийскому бассейну (самому молодому - около 60 мл.л). Он обрамлен шельфами Баренцева, Карского и моря Лаптевых. В его центре прослеживается активный спрединговый хребет - хр. Гаккеля из Северной Атлантики. Эта рифтовая зона из Евразийского бассейна через дельту Лены выходит на континент и прослеживается в Момском рифте хребта Черского.

Восточные моря - Восточно-Сибирское и Чукотское относятся к шельфовым окраинам другого океана Арктики - Канадского или Американского, который раскрылся в юре-позднем мелу и сейчас в нем нет активных осей спрединга. Евразийский и Канадский океаны разделены поднятием Ломоносова - осколком, оторвавшимся от Евразии. Шельфовое обрамление океанических бассейнов относится к пассивным континентальным окраинам.

Граница с Тихим океаном относится к типу активных окраин с желобами и сопряженными с ними вулканическими островными дугами. В территорию России входит восточная часть Алеутской дуги (Командоры) и Курило-Камчатская дуга.

Позади дуг расположены окраинные моря: Берингово, (Командорская котловина). Охотское и Японское. Части этих морей заняты шельфовыми бассейнами опущенных окраин континентов. Важными структурами бассейнов являются глубоководные впадины с молодой океанической корой, образовавшиеся в результате задугового

спрединга. Во фронте островных дуг в глубоководных желобах идет субдукция коры Тихого океана со скоростью 9 см/год.

Континентальная часть территории состоит из мозаики древних блоков, спаянных складчатыми поясами в единый континент. В соответствии с плитной тектоникой континенты разрастаются за счет припаивания к ним складчатых поясов, но первоначально они могли находиться далеко друг от друга, а складчатые пояса возникли на месте прежних океанов.

В структуре материков выделяют древние платформы и складчатые области. Фундаментом платформ всегда являются глубоко метаморфизованные складчатые образования архея и нижнего протерозоя, перекрытые почти горизонтальным чехлом рифейских вендских и фанерозойских отложений. Фрагменты этих древних складчатых областей встречаются также и в молодых складчатых образованиях в виде срединных массивов, террейнов, микроконтинентов.

На территории России выделяют две крупные платформы (эпипротерозойские и эpiarхейские): Восточно-Европейская и Сибирская.

Между платформами или по краям платформ и океанов выделяются складчатые пояса, образовавшиеся начиная с позднего протерозоя. Так, между ВЕП и Сибирской платформами располагается Урало-Могольский или Центрально-Азиатский складчатый пояс, сформировавшийся в течение байкальской, салаирской, каледонской, герцинской и даже раннекиммерийской складчатостей. На юге нашей страны находится внешняя часть широтного Средиземноморского пояса, включающего герцинскую, киммерийскую и альпийскую складчатости. На востоке располагается северо-западная часть Тихоокеанского пояса, где выделяются области мезозойско-киммерийской, ларамийской и альпийской складчатостей. На побережье Ледовитого океана и островах располагаются складчатые палеозойские и мезозойские сооружения **Арктического пояса**. (рис.15.1.)

Комментарии. Складчатая область - это часть пояса с общими чертами строения (например время завершающей складчатости). Складчатая система - часть складчатой области, отделенная от другой

системы срединными массивами, зонами пережима или глубинными разломами

В этих поясах складчатые комплексы либо обнажены либо перекрыты почти горизонтальным чехлом палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений. В этом (последнем случае) они образуют эпипалеозойские плиты с гетерогенным фундаментом. Таким образом, на территории выделяются древние платформы и складчатые пояса.

В Урало-Монгольском межплатформенном складчатом поясе выделяются складчатые области, системы и плиты разного возраста.

Сибирская платформа с юга и юго-запада обрамляется Енисее-Восточно-Саяно-Байкальской областью рифейской и байкальской складчатостей.

В центральной части **Урало-Монгольского пояса** (УМП) располагается палеозойская складчатая область Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня, в состав которой входят каледонские и герцинские складчатые системы. На крайнем западе пояса УМП, обрамляя ВЕН, располагается Урало-Новоземельская скл. область, состоящая из герцинской системы Урала и Пайхойско-Новоземельской герцинско - раннекиммерийской системы, тяготящему к Арктическому поясу. С запада указанные складчатые области ограничены Предуральским краевым прогибом. На северо-западе УМП расположена эпибайкальская Тимано-Печерская плита.

Значительная северная часть УМП перекрыта чехлом мезозойско-кайназойских отложений эпипалеозойской Западно-Сибирской плиты, в центральной и северной частях которой предполагается добайкальский кристаллический массив.

На юго-юго-западе часть складчатых сооружений УМП образуют эпипалеозойскую Туранскую плиту, южная половина которой входит уже в состав Среднеземноморского пояса.

На востоке УМП в герцинское время распространялся вплоть до современных берегов Охотского моря. Но в мезозойское время восточная часть пояса подверглась сильному влиянию Тихоокеанского пояса и вошла в состав последнего в виде Монголо-Охотской области (МОО).

Тихоокеанский складчатый пояс на западе включает **Верхояно-Колымскую (ВКО)** мезозойскую складчатую систему вместе с Колымским и Омолонким срединными массивами и с краевым Предверхоянским прогибом. С востока ВКО ограничена Охотско-Чукотским позднемеловым вулканическим поясом. От Тихоокеанского пояса апофизом вглубь Азиатского материка уходит **Монголо-Охотская** позднекиммерийская область, а восточнее располагается **Сихотэ-Алиньская** мезозойская область (С-АО), также ограниченная с востока Сихотэ-Алиньским вулканическим поясом. Между МОО и САО располагается эпибайкальский Буреинский срединный массив, который является периферической частью Восточно-Китайской платформы.

К востоку от вулканических поясов находятся внутренние меловые складчатые области: **Карякская, южнее - Камчатская** кайнозойская складчатая область, на самом юге - Сахалинская кайнозойская скл.

Самая восточная часть **Тихоокеанского** пояса это Командоро-Алеутская островная дуга, восточное побережье Камчатки и Курильская дуги. Эти структуры обладают большой подвижностью, вулканизмом, резким рельефом и относятся к современным подвижным областям.

Арктический складчатый пояс включает Таймыро-Северо-Земельскую палеозойско-киммерийскую складчатую область, в которую входит ряд систем: Северо-Земельская, Карский массив, Южно-Таймырская, Новосибирско-Чукотская.

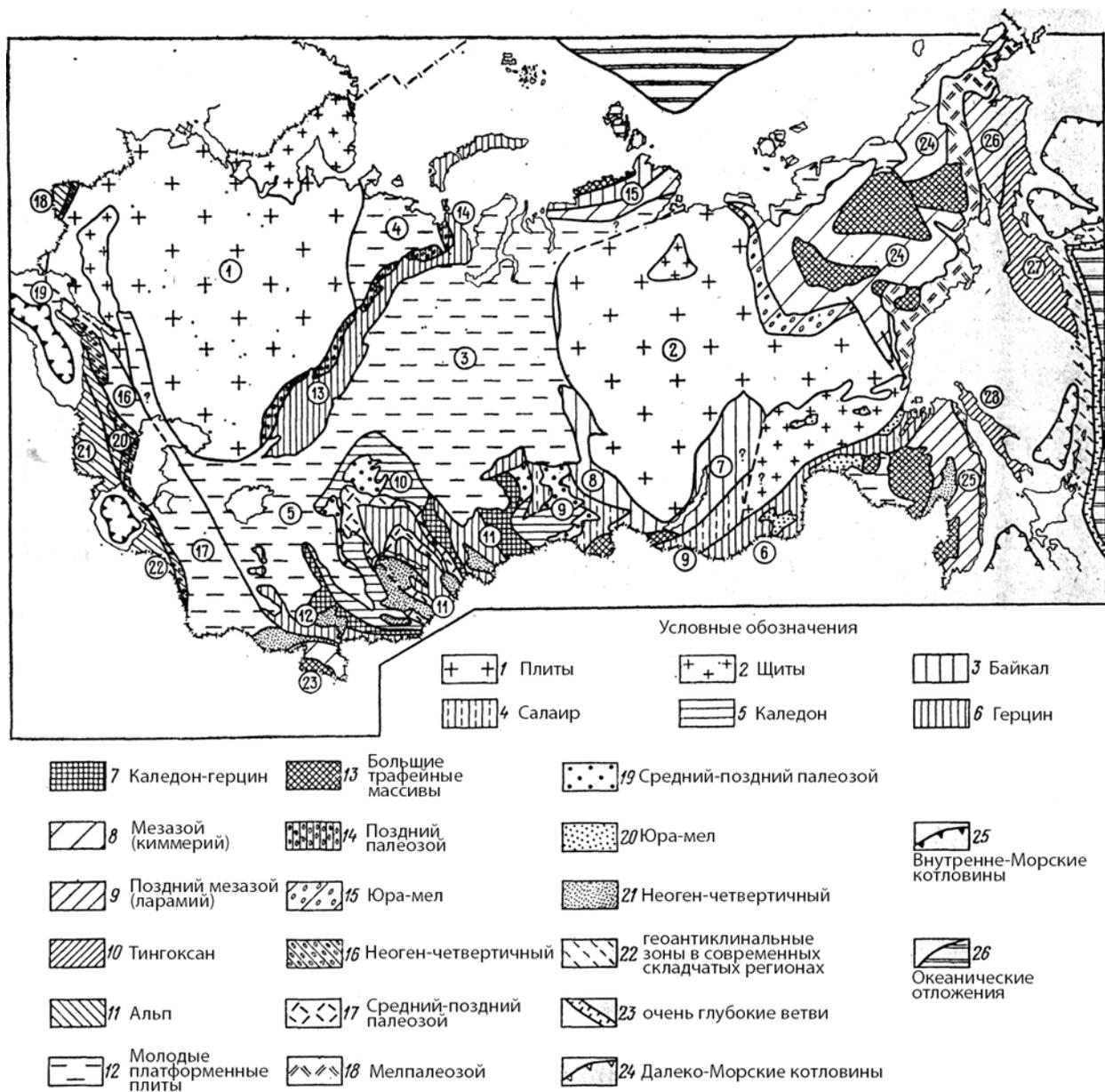


Рис.15.1. Тектоническое районирование территории СНГ

Вопросы:

1. Назовите области докембрической складчатостей?
2. Назовите области каледонской складчатостей?
3. Назовите области герцинской складчатостей?
4. Назовите области киммерийской складчатостей?
5. Назовите области альпийской складчатостей?

16. АРХЕЙ, ПРОТЕРОЗОЙ И ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ПЕРИОДЫ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

16.1. Докембрийская эпоха

Докембрийские породы - самые древние образования, начинаются с возраста 4,3-3,8 млрд.лет. Для примера возьмем два разреза - Балтийского щита и Украинского кристаллического массива.

В пределах Балтийского щита разрез начинается с Беломорской серии - как нижней (до 3,0 млрд.лет) и Лопийской серии как верхнеархейской (до 2,6 млрд.лет). Преобладающими в разрезе являются плагиоклазовые и плагиомикроклиновые граниты, мигматиты, образованные в процессе гранитизации метаморфических толщ докембрия, представленных двупироксен-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами, пироксенсодержащими амфиболитами, амфибол-биотитовыми гнейсами, мраморами, кварцитами, лейкократовыми биотитовыми гнейсами с гранатами, андалузитами, силлиманита. Возраст 2,6-2,1 млрд.лет. В нижнеархейские метаморфические и парапороды внедрились гранодиориты, граниты, габбро, соответствующие времени Саамской фазы тектогенеза. На нижний архей согласно залегают также метаморфические породы верхнего архея, представленные различными гнейсами, орто и парасланцами, мраморами, кварцитами, амфиболитами и, в верхней части, железистыми кварцитами (с возрастом до 2,2-2,4 млрд.лет). (рис.16.1.)

После верхнего архея с мощными метаосадочными, местами вулканическими породами, проявляется обширный процесс свеко-феической складчатости, который сопровождается внедрением крупнейших массивов гранитоидов, габбродиоритов и спаивает нижнеархейские блоки метаморфизованных пород в единый обширный, огромный блок. Мощность метаморфических пород нижнего и верхнего архея иногда достигает 20-22 км. Начиная с нижнего протерозоя появлялся обширные дробленные участки. Закладываются, так называемые, ревив геосинклинальные зоны, развивающиеся между блоками архейских пород с образованием зеленокаменных фаций.

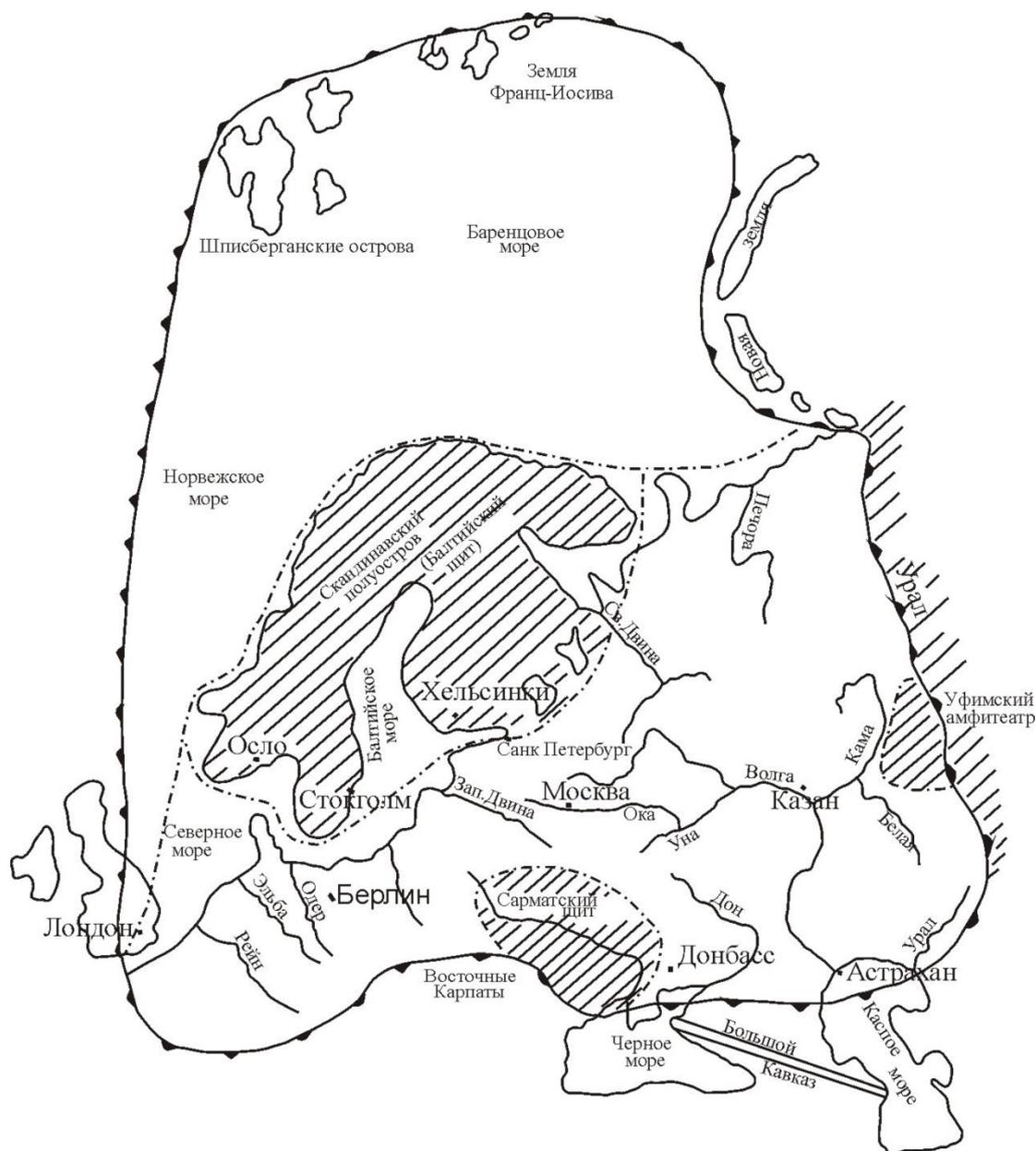


Рис.16.1. Русская платформа.

Нижний протерозой состоит из двух серий пород: нижняя - Сариолийская серия, сложенная обломочными, обломочно-вулканогенными породами кислого и основного состава, в верхней ее части - грубообломочные - конгломераты. На них несогласно залегают породы Ятулийской - верхней серии, отделяющиеся от нижележащих мощной корой выветривания. Характерно для Ятулийской серии три крупных ритма осадконакопления.

Бее ритмы этой серии имеют в составе кварцито-песчаники, гравелиты, аркозы и ритм завершается эффузивами основного состава. В отличие от двух верхних ритмов, в нижнем встречаются слои

водорослевых доломитов, а вверху - шунгиты, общая мощность иногда достигает 2-2,2 км. Кварциты обычно железистые, чередуются с породами спилито-кератофировой формации, в результате метаморфизма железорудные кварциты превращены в джеспилиты, возраст - 1,8-1,9 млрд.лет.

В пределах Украинского кристаллического щита нижнеархейские метаморфические породы именуется Днепровской серией (Чарнокитовый комплекс). Представлены они плагиоклазовыми гнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами, мигматитами. Среди гнейсов развиты гранат-гиперстен-плагиоклазовые, биотит-плагиоклазовые и амфибол-плагиоклазовые разновидности. Кроме них присутствуют мрамора, графитовые сланцы, кварциты, высокоглиноземистые силлиманитовые, корундовые гнейсы и кристаллические сланцы.

16.2. Палеозойская эпоха

16.2.1. Кембрийский период

Перед началом кембрия, в центральной, восточной и западной частях территория была равнинной, имела нерасчлененный рельеф. К югу от Балтийского щита располагается опущенный участок, широко расширяющийся до юга Московской области, имеющий дугообразную форму выпуклостью на юг. Он протягивается от Белого моря, на востоке, до западной части Грампианской геосинклинальной зоны, при этом имея слабое погружение дна в западном направлении. И в этом направлении впадина расширяется. Колебательные движения с отрицательным знаком всего фундамента Русской платформы приводят к трансгрессии моря со стороны Грампианской геосинклинальной зоны. Изменение глубин дна впадины в восточном направлении приводит к изменению фаций осадков: от карбонатных, в западной части, до терригенных (песчаники, глины) образований в восточной части погруженной зоны.

Кембрий обнажается у Финского залива. Под кембрием распространены условно относимые к венд-кембрию (Валдайский комплекс) пестроцветные пески, песчаники с прослоями кварцевых песков и карбонатов (Сердобские слои), на которых залегают пески, песчаники и

глины (Гдовские слои), и выше идут тонкослоистые зеленые, малиновые глины, аргиллиты с прослоями песков ламиноритовые слои), общей мощностью от нескольких метров до 1000 м.

Кембрий начинается над ламиноритовыми песчаниками (15-17 м.), выше идут синяя глина с маломощными слоями песчаников (130-200 м), еще выше - зофитоновые песчаники, так называемые, обол о вне слои с *obolus appolinus* (17-21 м) и фукоидные пески, имеющие в меридиане города Санкт-Петербурга волно-прибойные знаки. В зофитоновых песчаниках развиваются глаукониты и мелкие желваки фосфоритов с прослоями глин.

Давайте на основании этого краткого разреза восстановим историю геологического развития Русской платформы в кембрии.

К концу вендского века верхнего протерозоя вся площадь Русской платформы испытывает поднятие, что и привело к сокращению площади морей. Морской бассейн к началу кембрия сохраняется в южной части Балтийского щита, где мы наблюдаем погружение рельефа в виде широкого "залива", открытого в западном направлении. Водная среда неглубокого бассейна соединяется с морскими бассейнами Грампианской геосинклинальной зоны. Начиная со среднего кембрия знак колебательных движений меняется, что и привело к углублению дна залива и смене фации песков и песчаников на глину (синяя глина). (рис.16.2.)

К началу верхнего кембрия снова происходит восходящее движение фундамента. Море (залив) медленно мелеет, фации глин сменяются песками и зофитоновые слои). В связи с продолжением колебательных движений положительного знака дно залива все более мелеет и в меридиане города Санкт-Петербурга появляется береговая линия с образованием песков с волноприбойными знаками (фукоидные слои).

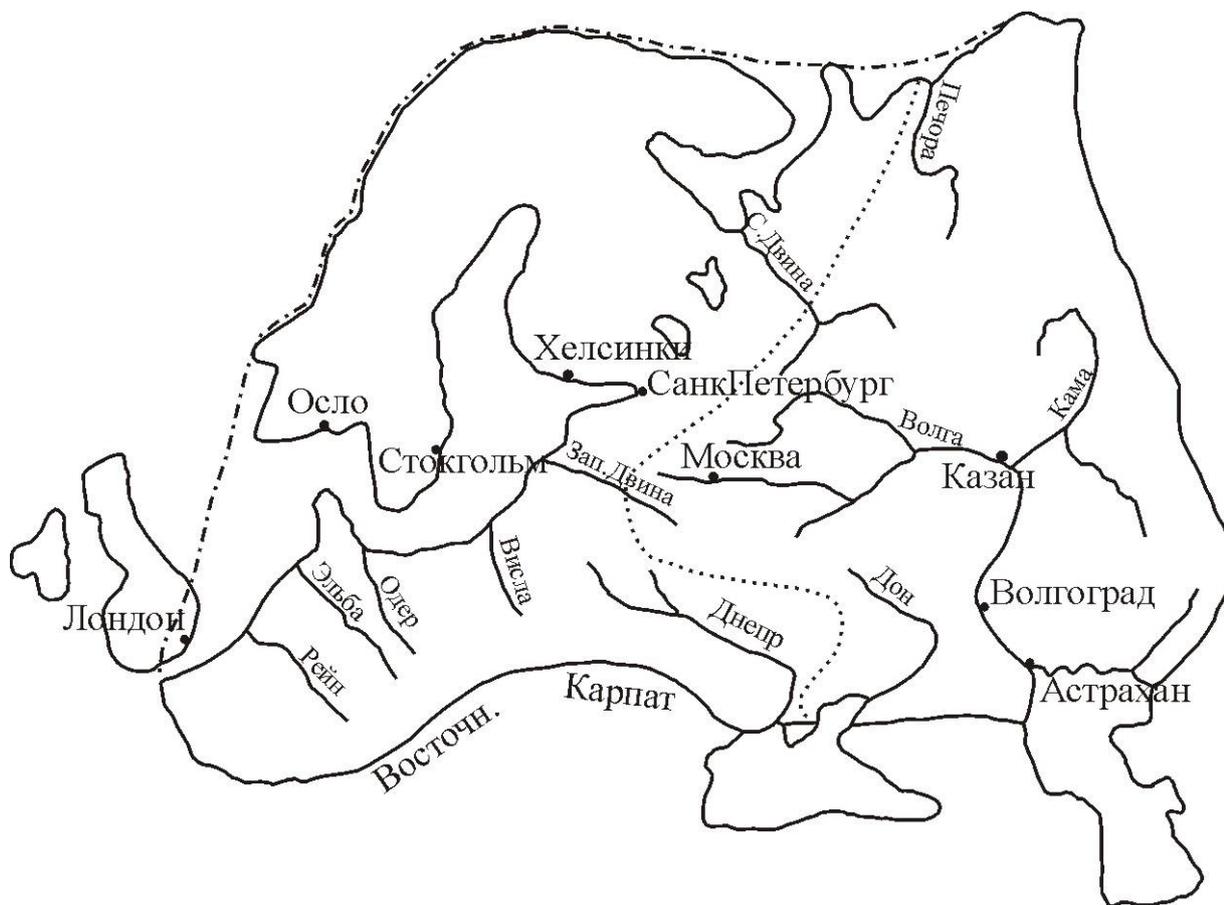


Рис.16.2.. Площадь морского бассейна на севере Русской платформы во время Кембрия.

16.2.2. Ордовикские и силурийские периоды

Ордовик начинается с диктионемовых слоев, представленных темными, темно-серыми аргиллитами и сланцами, глинами с граптолитами (*Dictyonema*), на них залегают серо-зеленые известняки и глины - ортоцератитовые слои (нижний ордовик), мощности от 4-х до 60 м, где часто встречаются трилобиты (*Asapus*, *Exponesus* и др.).

Разрез начинается с эхиносферитовых слоев, представленных глинистыми известняками - до 40 м (с *Echinospaerites aurontium*). На них залегают Кукерские слои (горючие сланцы - кукерситы) - до 18 м (с *Chosmops odini*). Выше идут глинистые известняки с прослойками горючих сланцев - ифтерские слои - до 40 м.

Выше идут гуоковые и невские слои - доломиты, известняки, реке мергели (40-60 м).

Верхний ордовик заканчивается известняками Везенбергских слоев (с *Chosmops wesenbergensis*) - 60-90 м.

На ордовик согласно залегают глины силура с большой мощностью

(до 800 м в Эстонии). Выделены два комплекса: Валдайский - пестроцветные песчаники и аргиллиты от 200 до 1000 м и Балтийский комплекс - песчаники, аргиллиты и глины (от 30 до 300 м). Перед началом следующего периода - девона возникла кора выветривания с образованием гидрослюды, каолина, бурых окислов железа (от 2 до 7 м).

Как восстанавливается палеогеография ордовика и силура Русской платформы?

Историко-геологическое развитие двух периодов нижнего палеозоя характеризуется в начале, по отношению к кембрию, значительным погружением фундамента. В связи с чем водный бассейн северной части Русской платформы (к югу от Балтийского щита) расширяется, охватывая почти полностью площадь Московской области. Южная граница доходит почти до города Москвы и узкой полосой проникает до среднего течения р. Днестра, образуя обширный озерный бассейн с различными глубинами дна и обособленными погружениями отдельных участков дна. Этим и обуславливаются различные мощности слоев ордовика и силура по площади морского бассейна. Сюда не сносился терригенный материал с юга (Сарматский щит), с севера - (Балтийский щит) и с юго-востока (Приднестровская возвышенность), т.к. территория их была полностью нивелирована, имела ровную поверхность, и поэтому не могла являться источником терригенного материала в морском бассейне. Поэтому в разрезе преобладает глина, в более глубоких частях (в ордовике) - известняки, мергели и известковая глина, доломиты. Мощность отложений ордовика меньше, нежели в силуре. Значит интенсивность (скорость) погружения дна бассейна была слабой, нежели в силуре. Когда морской бассейн значительно омелеет, больше становится фация песков и песчаников. В этот период (силур) площадь морского бассейна сокращается на площади прибалтийских государств, Полесском вале и сохраняется на южной части Балтийского щита. (рис.16.3.)

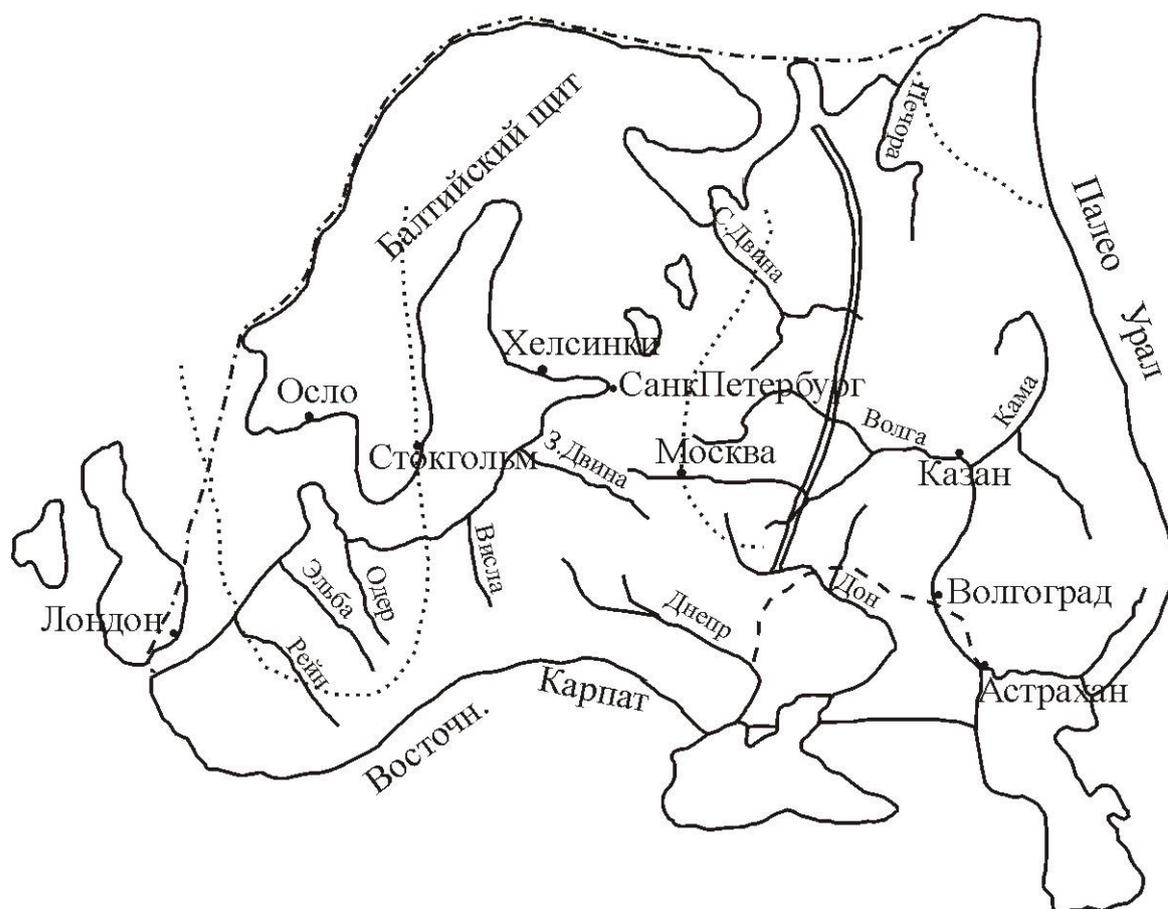


Рис.16.3. Площадь распространения морского бассейна на севере Русской платформы во время Ордовика и Силура

К концу силура в связи со складчатостью в Грампианской геосинклинальной зоне (Бретонская и Салаирская фазы каледонид) произошло объединение Русской платформы с Канадским щитом. Западная часть платформы становится более устойчивой, но в восточной части появляются новые структуры фундамента - огромные впадины (Львовская, Московская, Тимано-Печерская, Днепрово-Донецкая).

По площади распространения девона выделяются: в западной части - главное девонское поле, в центральной части - центрально-русское девонское поле (к югу от Москвы), Тиманский кряж, Днепрово-Донецкая впадина, разрезы которых в связи с различием историко-геологического развития их площади различаются меж собой и способствуют восстановлению палеогеографических условий регионов Русской платформы.

16.2.3. Девонский период

Для восстановления палеогеографии любого периода необходимы геологические разрезы, различающиеся по фациям осадков и расположенные в различных частях территории. Перед началом девона был такой рельеф Русской платформы: восточная часть испытала сильное погружение, особенно, начиная с живетского века среднего девона. Поверхность погруженной части медленно поднимается в западном направлении, образуя наклонный склон до Полесского вала, и переходит в Польско-Германскую впадину. Огромная центральная часть (московская область) на этом склоне подъема имела равнинный характер с углублением (погружением) по середине (в центре). Северо-восточная часть имеет относительно незначительный, а юго-восточная часть максимально отрицательный рельеф. Между северо-восточной и юго-восточной частями располагается более устойчивый приподнятый блок фундамента (Уфимский амфитеатр), также в дальнейшем испытывающий колебательные движения отрицательным знаком с живетского века.

На центральной части Сарматского массива закладывается широкий грабен - Днепро-Донецкая впадина, разделяющая Сарматский массив на Воронежский выступ и Украинский кристаллический щит. Грабен имеет геосинклинальный режим: большая подвижность, интенсивные колебательные движения и по частоте, и по вулканизму сопровождающиеся складчатостью даже внутри девона.

В центральной части Русской платформы (Московская синеклиза; нижний девон представлен пестроцветной терригенной толщей прослоями доломитов с глауконитом. Выше идет два горизонта - сульфат-галогенная толща (ангидриты, каменная соль) и карбонатная, венчающая разрез (доломиты, известняки, глины). Возраст этой «красноцветной» толщи определяется нижним девоном и верхняя его часть средним девоном, мощностью до 475 м.

Выше идут отложения живетского яруса морского происхождения: мергели, глины, известняки и верхнего девона: карбонатные осадки с прослоями глин, песков, ангидритов. В пределах Полесского вала нижняя часть нижнего девона отсутствует. Разрез представлен кварцевыми песчаниками, алевролитами, доломитами красноцветной

толщи (кобленский, эйфельский осадки) мощностью до 200 м. Выше идут морские осадки франского века, представленные известняками, верхняя часть снова становится терригенной красноцветной (пески, песчаники, глины). Интересным является соленакопление в данково-лебедьянском веке мощностью до 1000 м.

В пределах Шиманского кряжа разрез девона начинается с живетского века - Доманиковые битуминозные отложения - доломиты, известняки, песчаники, глины, на них ложатся известняки верхнего девона. В Печерской низменности разрез начинается с нижнего девона - песчано-глинистая толща, известняки, части среднего девона и полностью верхнего девона — известняки.

В пределах юго-восточной части разрез девона полный, здесь преобладают известняки.

Особое место занимает девон Донбасса. В нижнем девоне - песчаники, алевролиты, внизу - конгломераты, вверху идут доломиты, известняки среди глин и песков. В верхнем девоне - известняки, мергели, доломиты. В среднем девоне - соленосная толща (до 1100 м), в терригенной части разреза участвуют вулканические породы (липариты, фельзиты).

В северо-западной части Днепро-Донецкой впадины во франке, в основном, развивается пестроцветная терригенная толща (среднее течение р. Припяти) с прослоями известняков, **ДОЛОМИТОВ** с песчаниками, эффузивами, развиваются гипсы, каменная соль (мощностью от 200 до 3200 м). Внутри разреза девона в Донбассе наблюдается несогласие и несколько горизонтов базальных образований.

В этот период в центральной части (Центрально-русское девонское поле) возникает крупнейшее неглубокое озеро - с образованием немой толщи: красноцветы - соленосно-доломито-гипсовые терригенные осадки. Остальная часть (западная часть) была сушей и имела континентальный режим. Дальнейшее погружение фундамента привело к расширению морского бассейна в западном направлении, который заливал немую соленосную толщу центра, Тиманский кряж, начиная с живетского века. И эта трансгрессия захватывает Полесский вал во времена франского века (.щигровский, семилукский слои). Со второй половины франка знак колебательных движений меняется и море

начинает отступать в восточном направлении. Во время фланка море сохраняется в центральной, восточной частях Русской платформы. Остальная часть освобождается от морского режима, там, где в углубленных зонах сохраняются озера - происходит соленакопление.

К концу девона (в данково-лебединский век), за счет омеления морского бассейна, возникли трудности обмена вод и в связи с этим в центральной равнинной части образовались доломиты, гипсы, соли, хотя этот бассейн не отделяется от восточного глубоководного бассейна девона. Донбасс, в отличие от остальной час характеризуется в течение девона как геосинклинальная зона. Заложённая в девоне, она сопровождается различными терригенным осадками, известняками, доломитами, вулканизмом (неоднократно в течение девона) и щелочными интрузиями, которые сопрягаются с складчатостью, с неоднократным образованием базальных горизонтов. (рис. 16.4.)

С девонской историей связано накопление (полезные ископаемые) соли (московская синеклиза), соленосной воды (Ленинградской области), нефти (Тиманский кряж, Печерская синеклиза) и строительных материалов. Мощность девона колеблется от 1000 да 2000 м на юго-востоке (без учета соленосной толщи).

16.2.4. Каменноугольный период

Рельеф конца девона пряностью сохраняется в карбоне. Поэтому морской бассейн остается в восточной части Русской платформы, западная часть границы моря совпадает с западной границей Московской синеклизы. В отличие от девонского периода появляется Горьковское поднятие. В Московской синеклизе встречаются отложения нижнего, среднего и верхнего карбона. Разрез начинается с турнейских образований, сложенных тремя слоями: нижний тонкоплитчатые известняки и выше второй толстоплитчатые известняки (Лихвинские и Чернышинские образования). Третий слой - Тульский горизонт - песчано-глинисто-угленосная толща мощностью от 30 до 70 м (гумусовый и бурый уголь). В северо-западной части Московской синеклизы - одновозрастные с углем залежи боксита (т. Тихвин). Угольные пласты лежат на размывтой поверхности нижележащих толщ, поэтому мощность невыдержанная, меняется в больших пределах (в

углубленных участках размыва).

Выше идут отложения визе и намюра (Яснополянский, Окский и Серпуховский подъярусы).

Внизу песчано-глинистые терригенные породы, вверху - известняки и доломиты (от 20 до 180 м). Средний карбон залегает трансгрессивно, Башкирский ярус - брекчиевидные известняки, выше глины, пески, глинистые известняки (до 60 м). На них отложения Московского яруса: Верейские слои - песчано-глинистые внизу, карбонатные вверху; Каширские слои - в основном известняки (до 100 м); Подольские слои - чистые известняки (с *choristites mosquenis*, до 45 м) и Московские слои - известняки и доломиты (до 30 м).

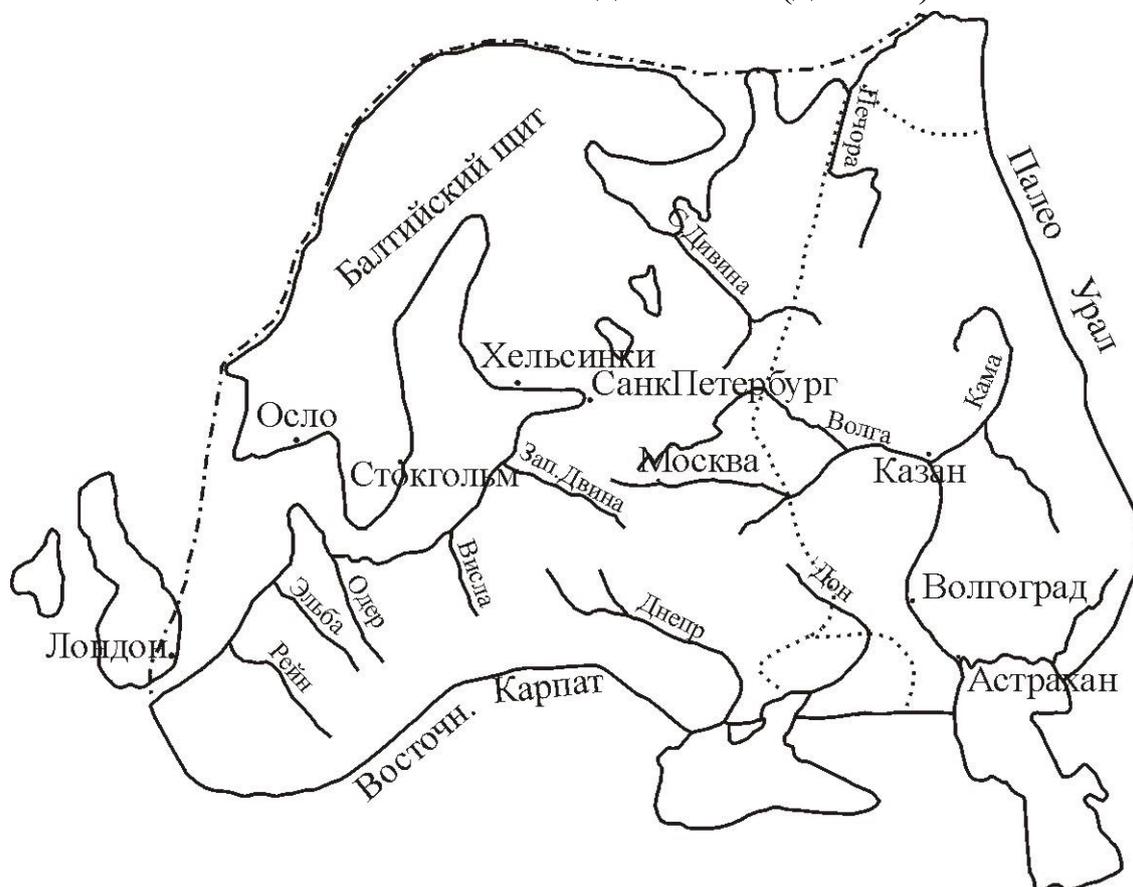


Рис.16.4.. Площадь распространения морского бассейна на Русской платформе к концу нижнего Девона

Верхний карбон характеризуется двумя горизонтами: касымовский ярус (карбонатные) и московский ярус (терригенные и карбонатные вверху - гипсы, соли, доломиты). На западе - маломощные карбонатные отложения. В верхнем горизонте имеются угольные пласты.

В пределах Горьковского поднятия отсутствует турней,

присутствуют терригенные отложения визе, далее перерыв, нет намюра и касымовского горизонта, на визе несогласно залегает терригенно-карбонатная толща московского века.

В восточной и юго-восточной части - полный разрез карбона, представленный известняками мощностью более 2200 м.

Особое положение занимает разрез карбона Донбасса. Нижний карбон терригенно-карбонатный, внизу - известняки, вверху терригенные отложения (мощность колеблется от 350 до 2700 м).

Средний карбон в основном терригенный, каждый ритм содержит угольный пласт или пропластки (пески, глины, аргиллиты, каменный уголь), с обязательными пропластками известняков мощностью до 20-30 см. Угольный пласт, выдержанный по простиранию и о падению, с мощностью от 0,5 до 1,5 м, преобладают 1-1,2 м пласты. Уголь высококачественный, малозольный. Количество пластов достигает 300. Из них половина - промышленный (мощность среднего карбона 2800-5600 м). Незначительное количество, от 2 до 10 пластов, содержится вверху нижнего и внизу отложений верхнего карбона.

Во Львовской впадине развиты, как выше отмечали, нижний карбон и башкирский ярус среднего карбона - исключительно терригенные осадки с промышленными угольными пластами.

Верхний карбон (до 2300 м) характеризуется внизу - терригенными, в средней и верхней части - карбонатными осадками.

В начале карбона изменился климат, он становится влажным и жаркий, что способствовало пышному расцвету растительности на суше. Колебательные движения с различными знаками привели к резкому изменению фаций осадков, появлению континентальных угленосных толщ там, где были морские бассейны или их заливы.

На востоке Русской платформы существуют Московская синеклиза, Горьковское поднятие, Печерская, Волго-Камская, Прикаспийская впадины, расположенные вдоль Уральской геосинклинали Днепро-Донецкая впадина со своими интенсивными, с большой частотой колебательными движениями.

Во времена турнейского века морской бассейн в обход Горьковского поднятия проникает в Московскую синеклизу. Приподняты участки суши были совершенно нивелированными и в

большой части не являлись источниками грубых терригенных материалов, сноси в морской бассейн. К концу турнейского века Московская синеклиза освобождается от морского бассейна, при этом, за счет регрессии моря временные реки размывали ложе синеклизы, образуя эрозионный рельеф в пределах этой впадины. За счет подпора течений рек со стороны северо-востока (Тиманский кряж) образовался озерный бассейн с угленакоплением во времена верхней части турнейского века. Уголь бурый, низкого качества, пласты невыдержанные по простиранию и по падению. Количество пластов меняется до 10, мощность колеблется от нескольких десятков сантиметров до 8-9 метров (уголь лимнического происхождения). С визейского века погружение с относительно значительной амплитудой привело к заливанию водой Московской синеклизы и даже Горьковского поднятия. В конце визе (в намюре и касымовском веке) незначительное поднятие привело к освобождению территории Горьковского поднятия и Московской синеклизы от морского бассейна в среднем карбоне. Поэтому в этих регионах отложения московского века начинаются с терригенных пород, в некоторых регионах даже с базального горизонта грубообломочных пород. (рис.16.5.)

С верхнего карбона до конца сохраняется относительно глубокий морской бассейн по всей площади востока Русской платформ

В Донбассе существует в течении карбона суша, куда проникает на короткий промежуток Бремни трансгрессия моря с востока. Рельеф дна был почти ровный, поэтому частичное погружение приводит к быстрому заливу всей площади Донбасса, а частичное поднятие - наоборот, быстрому освобождению всей площади от морской трансгрессии и распространению растительности со стороны Украинского кристаллического массива, Полесья и Воронежского выступа, где существовали лесные массивы.

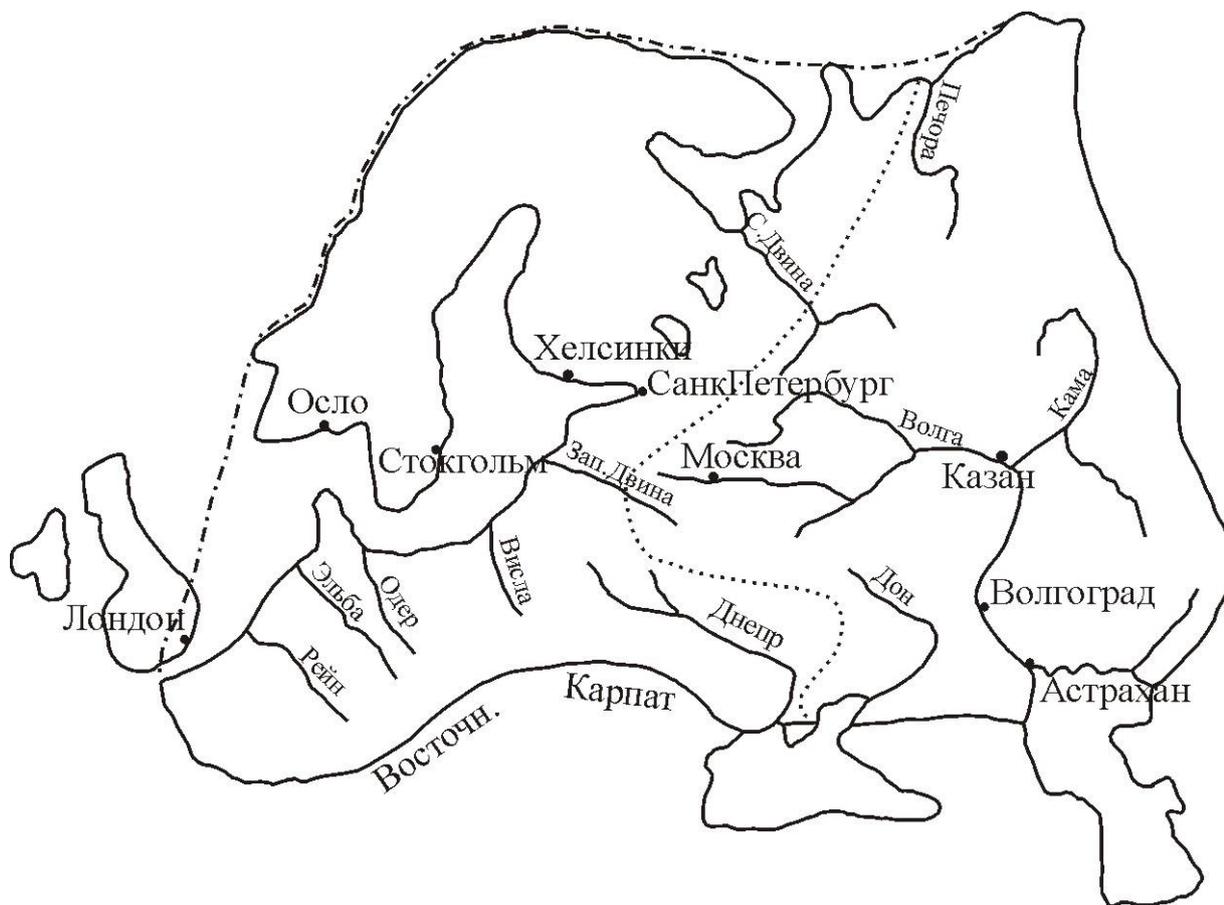


Рис.16.5. Площадь распространения морского бассейна на русской платформе во время среднего и верхнего Карбона.

В карбоне (в основном в среднем) такие колебания достигали 300. Поэтому мы наблюдаем до 300 угленосных пластов и пропластков, такие до 300.

В верхнем карбоне, в связи с существованием относительно глубоких морских бассейнов, частота колебательных движений почти не отражается на изменении фаций осадков.

В карбоновых отложениях содержатся уголь (Московская синеклиза, Донбасс), соль, гипс (Московская синеклиза, конец карбона), бокситы (г. Тихвин). Разрез карбона в Донбассе более 10000 м.

16.2.5.Пермский период

Пермский период как бы является завершением герцинской тектонической эпохи развития Русской платформы. В пределах рассматриваемой территории движения тектоно-магматического цикла завершаются, но покой ее продолжается и во время триаса (начало мезозойской эпохи).

В перми неглубокий, неширокий водный бассейн располагается в восточной части Русской платформы, этому способствует медленное поднятие фундамента Русской платформы и завершение тек- I тоно-магматического цикла верхнего палеозоя Уральской геосинклинальной зоны.

По существу возникают два бассейна - один узкий в пределах Москвы, открытый в сторону п.о. Канин, ограниченный с запада восточным склоном Полесского вала, с юга - северной частью Воронежского выступа и с востока - Окско-Цнинским валом, продолжением которого на севере является Вычегодский вал в среднем течении р. Печеры. Этот морской бассейн носил открытый характер. Здесь нижняя пермь - известняки, верхняя часть разреза, относящаяся к казанскому ярусу, представлена доломитами, гипсами, ангидритами, прослоями песков, глин с эвриголинной фауной. Выше идут отложения татарского яруса - пески, песчаники, алевролиты, местами гипсы, мергели общей мощностью 50-100 м.

В восточных частях в другом бассейне мощность увеличивается - внизу карбонатные осадки, выше карбонатно-сульфатные или сульфатно-галогенные осадки. Верхняя пермь - красноцветная, терригенная с ангидридами, песчаниками, доломитами, мергелями, аржиллитами, гипсами, мощность колеблется от 80 м до 450 м. В более восточных районах мощность осадков увеличивается и они становятся исключительно терригенными. В центральной части востока Русской платформы мощность солей достигает 750 м.

На востоке вдоль Уральского (Палеоурал) хребта мощность пермских осадков достигает 10000 метров. Сакмаро-Артинские отложения исключительно терригенные, породы представлены грубообломочными образованиями (конгломераты, песчаники, алевролиты до 2-3 тыс. метров мощности. Кунгурский ярус представлен гип ангидритовыми галогенными осадками, мощность солей составляет от более 750 м до 100 м. в подножье Урала. Казанский ярус является морским, осадки несогласно трансгрессивно залегают на нижней перми, представлены известняками, доломитами, известковистыми глинами, аржиллитами, содержат ангидриты, соли. Вблизи Палеоурала, в Предуральском прогибе казанский ярус

представлен конгломератами с галькой большого диаметра, иногда валунами диаметре более 1,5-2 метров (Белебеевская свита). На них залегают обломочные породы уже с меньшим диаметром галек, песчаники, в нижней части татарского яруса и в верхней части - песчаники пестроцветные терригенные осадки, глины. Мощность верхней перми достигает 5-6 км. Вдоль Палеоурала эта мощность меняется в раз личных пределах. Например: Артинские отложения в северной части достигают 1200 м, в бассейне р. Камы - до 1000 м, в среднем течении р. Белой - до 1800 м и т.д.

В южной части Русской платформы, в Донбассе пермь характеризуется как красноцветная континентальная толща терригенных осадков - песков, песчаников, с горизонтами гипсов, ангидридов и солей, общей мощностью до 3000 м. Соль обычно в верхней части разреза, что говорит об обособленности впадины Донбасса во времени перми от остальной части востока Русской платформы.

Палеогеография перми характеризуется жарким, сухим климатом и образованием замкнутого морского бассейна, связанного на севере через пролив в нижнем течении р. Печоры, с другими морскими бассейнами Северного Ледовитого океана. Пролит не всегда существовал. Обширное зеркало воды относительно неглубокого морского бассейна, привело к интенсивному испарению и солена - коплению на обширной территории во времени Кунгурского века. Соль распространяется до подножья Уральского хребта, с одной стороны, и с другой - от юга Каспийской впадины до юга Белого моря.

Распространенные вдоль Палеоурала в Сакмаро-Артинский век, а также во времени Казанского и Татарского веков обломочные породы с различными размерами галек и валунов говорят о разрушении вздымающегося Урала. Учитывая грубообломочный материал нижней и верхней перми можно предполагать высоты разрушающегося Палеоурала до 5-6 тысяч метров, в нижней, и 7-8 тысяч метров в верхней перми и полное разрушение, до нивелирования, Палеоурала во времени Кунгурского и к концу Татарского веков. То есть в пределах Палеоурала мы наблюдаем после герцинской складчатости (средний карбон - восточный склон, верхний карбон - западный склон)

двукратное совершение горообразовательных процессов и двукратное разрушение гор до основания.

Полезные ископаемые: соль, гипс, ангидрит, нефть: на востоке терригенные осадки - россыпи, образованные за счет разрушения коренных месторождений Урала - золото, самородная медь, титан, кобальт (пентландит), хром, железа (магнетит) и др. элементов.

Вопросы:

- 1. Границы и месторасположение Русской платформы?*
- 2. Архейские и протерозойские отложения Русской платформы?*
- 3. Палеозойские отложения Русской платформы?*

17. МЕЗОЗОЙСКИЕ И КАЙНОЗОЙСКИЕ ПЕРИОДЫ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

17.1. Мезозойская эпоха

Произошла перестройка фундамента..По всей вероятности интенсивное тектоническое движение Средиземноморской геосинклинальной зоны (Тетис) повлияло на фундамент, изменило поверхность, создало новые структурные элементы. Огромная площадь юго-востока погружается. Эта впадина, постепенно сужаясь, образует углубление в фундаменте, идущее через центральную часть Русской платформы на запад. Она охватывает южную часть Московской синеклизы, северную часть Воронежского поднятия, расширяется в сторону верхней части р. Припять и через центр Полесского вала с медленным подъемом дна в западном направлении соединяется с Польско-Германской впадиной и Львовским погружением.

В плане эта впадина имеет вид треугольника с широким основанием, охватывающего на северо-востоке Печорскую низменность, на юго-востоке - Донбасс и Прикаспийскую низменность.

Самыми погруженными участками являются площадь Донбасса и Печорская низменность. В западном направлении, на юге Московской синеклизы, рельеф дна значительно возвышается, и еще больше - в Полесском валу.

17.1.1. Триасовый период

Триас как бы является завершением герцинского тектоно - магматического цикла. Характеризуется как геокритический период. Развиваются озерные отложения, красноцветы во вновь заложенных впадинах - пески, глины, алевролиты иногда с конкрециями сидеритов. Мощность колеблется до 180-220 м. Выделяют Ветлужские и Бузулукские серии осадков. Мощность отложений в Прикаспийской впадине увеличивается до 1800 м, представлены они красноцветными глинами, алевролитами, в верхней части с прослоями известняков, мергелей и доломитов.

Нижний триас Днепро-Донецкой впадины составляет красноцветную песчано-глинистую восьмисотметровую толщу.

Средний триас почти везде отсутствует.

Верхний триас - красноцветные песчано-глинистые осадки с

прослоями угля, каолина, говорящих об увлажнении климата. Поэтому верхний триас можно отнести к типично мезозойской эпохе развития территории. Мощность **ОСАДКОВ** Прикаспийской низменности Достигает 1000 м.

17.1.2. Юрский период

Нижнеюрские осадки развиты в пределах Днепро-Донецкой впадины, внизу - отложения континентальные пестроцветные терригенные с растительными остатками. На них ложатся морские осадки - карбонаты (известняки, иногда с слоями глин и песков) с фауной аммонитов *Hildoceros bifrus*, *Hammotoceros igsigna* и пелециподами.

Среднеюрские осадки в Донбассе - морские известняки, чередующиеся с пестроцветными маломощными терригенными образованиями. За пределами Донбасса - песчаники, вверху - морские глины с прослоями известняков, песчаников, бурых оолитовых железистых руд. Верхняя юра - песчано-глинистая глауконитовая, с прослоями кремнистых известняков, в верхней части разреза - гипсы.

В Прикаспийской синеклизе нижняя юра представлена континентальными песчано-глинистыми осадками. Байос также континентальный песчано-глинистый с маломощными угольными пластами, а баттерригенно-морской с прослоями известняков, мергелей.

В Поволжье нет нижней юры, разрез начинается с байоса средней юры, представленного песчанистыми глинами и глинистыми песчаниками с прослоями известняков, мергелей, и переходящего Датские образования. Восточнее р. Урал средняя юра представлена континентальной песчано-глинистой толщей с пластами бурых углей (500 м), в основании разреза средней юры распространены кварцевые пески.

В Прикаспийской низменности и Поволжье верхнеюрские осадки – это глины, глинистые пески с большим числом перерывов в осадконакоплении. В осадках участвуют прослойки оолитовых железистых песков, мергелей, желваки фосфоритов.

В киммериджском ярусе, кроме глин, присутствуют пески с глауконитами, фосфоритами.

В Подмосковье нет отложения нижней и средней юры.

На размытой поверхности известняков карбона залегают раз-

личные горизонты глин Оксфорда, железистые мергели киммериджа, фосфориты волжского яруса.

В нижней части разреза глинистые пески, каолиновые глины с линзами бурого угля (глина используется для получения фаянса и огнеупорного кирпича, Гжельско-Кудиновские глины). В верхнеюрских отложениях развиты аммониты, особенно широко встречаются *Virgatites parkinsonia*, являющиеся представителем холодных бареальных морей. В Польско-Германской впадине юра континентальная. Средняя и верхняя юра - угленосная, в самой верхней части - песчано-глинистые осадки имеют морское происхождение.

Мощность юрских осадков меняется в различных частях Русской платформы: в Донбассе до 800 м, Подмосковье - 20-30 м, Поволжье - 210-300 м, Прикаспийской синеклизе - 280-720 м.

В юрском периоде климат был жарким, но **ВЛАЖНЫМ**. Наступает расцвет растительности. Во всех погруженных частях рельефа возникают озера-болоты различного размера, в лимнических условиях в этих озерах образуются низкокачественные бурые угольные пласты (месторождения: Польско-Германские, Урало-Эмбинские, Литовское и др.).

Различные абсолютные отметки эродированной поверхности Русской платформы чутко реагируют на знак колебательных движений. Колебательные движения с знаком минус (-) приводят к трансгрессии морских бассейнов в нижней юре - в Печорскую низменность и Днепро-Донецкую впадины.

Здесь по существу наблюдаем две фации осадков - одна фация с влиянием бареальной холодной трансгрессии (на что указывает *virgatites*, *cosmoceros* и др.) представлена глинами; другая - продукт южной теплой трансгрессии (Донбасс) с образованием известняков (с фауной *Hildoceras*).

На остальной части территории превалирует влияние или теплых течений (Прикаспийская низменность) или холодных - Печорская низменность. К концу верхней юры преобладает влияние холодных течений.

Во времени бата (верхи средней юры) обе трансгрессии соединяются и, направляясь в сторону Подмосковья, заливают его

морской водой.

В западном направлении - за счет постепенного погружения трансгрессия идет очень медленно и достигает Польско-Германскую впадину к концу верхней юры. Сразу наступает регрессия - отступление морей (во времени волжского века), к концу верхней юры море сохраняется только в восточных частях Русской платформы. Полесский вал, Подмосковье освобождаются от морей. Освобождается огромная площадь Уфимского амфитеатра. (рис.17.1.)

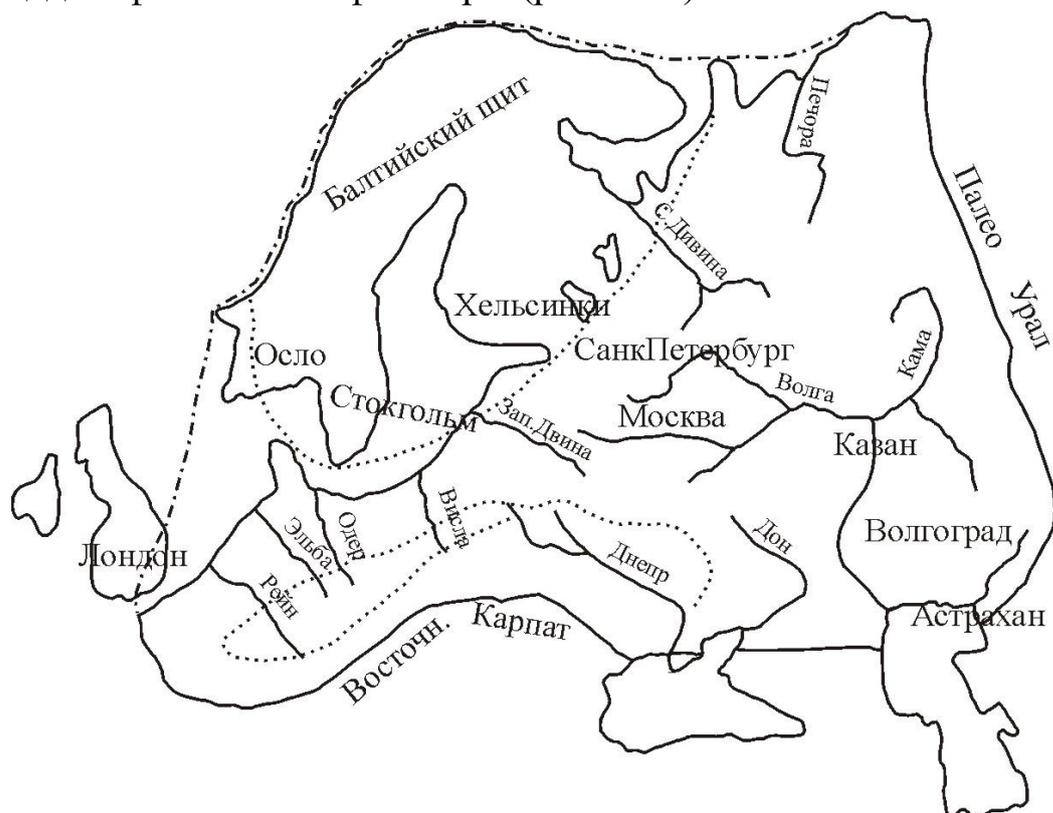


Рис.17.1. Площадь морского бассейна на Русской платформе во время Верхней юры.

Надо отметить то, что при максимальной трансгрессии морей в верхней юре воды проникают через северную часть Воронежского выступа в северную часть Днепро-Донецкой впадины, образуя тонкоритмичные терригенные песчано-глинистые осадки Каневского района, с уникальным строением, созданным под давлением материкового оледенения четвертичного периода, опускавшегося в Днепро-Донецкую впадину со стороны р. Припять.

17.1.3. Меловой период

К началу мела сохраняется морской бассейн востока Русской платформы, сохраняются и рельеф суши, и впадины юрского периода. Но обособленное движение некоторых участков фундамента создаёт своеобразный рельеф: на месте современного Окско-Цнинского вала возникает большое количество приподнятых и опущенных участков, при появлении морской трансгрессии с востока они образуют полосы отмелей и островов со своеобразной фацией осадков.

Меловые отложения широко распространены в центральных и южных районах платформы, во многих местах обнажаются на дневной поверхности. Отложения мела несогласно залегают на юре, триасе и даже палеозое. Преобладающими являются морские осадки. Но встречается и континентальный мел в пределах северного склона Воронежского выступа, Днепро-Донецкой впадины и Прикаспийской низменности.

Характерной чертой для меловых отложений является песчано-глинистый состав нижней части и карбонатный верхней части, соответственно относимых к нижнему и верхнему отделам мела.

Нижняя часть нижнего мела (валаншин, готерив, баррем) большей частью тесно связана с верхней юрой западной части Польско-Литовской впадины. Неоком-аптские отложения значительной части Украинской впадины континентальные. Нижнемеловые осадки представлены песчано-глинистыми породами с глауконитом и желваками фосфоритов.

Разрез начинается пластом фосфорит содержащего конгломерата. Выше в Заволжье идут зеленоватые песчанистые глины, алевролиты, пески, песчаники, а верхняя часть неоком - барремского яруса характеризуется косослоистыми песками и глинами дельтового типа. Апт и альб сложены темными глинами с прослоями песков и фосфоритами. Мощность апта и альба достигает 500 м, а мощность нижней части разреза нижнего мела колеблется от 150-140 до 220- 230 м.

В Поволжье нижняя часть неокома размыта, разрез начинается с готерива - глины, песчаники (80-120 м). На них залегают апт, представленный слюдисто-песчанистыми глинами, глинистыми квар-

цевыми песками, иногда горизонтами мергелей (до 100 м мощности). Альб здесь представлен глинами и песчаниками.

В Подмосковье нижний мел в нижней своей части характеризуется горизонтом глауконитовых песков с железистыми оолитами и желваками фосфоритов. Вышеидущие отложения готерива и баррема содержат зеленоватые ожелезненные пески и песчаники с растительными остатками (10-15 м). Апт и альб - пески, глины с глауконитами (20-100 м).

В Днепро-Донецкой впадине в нижней части разреза выделяют каолиновые глины, углистые глины с прослоями кварцевых песков и бурых углей, выше идут кварцево-глауконитовые пески апта-альба (120—130 м).

В Саратовском Поволжье - валанжина нет.

Готерив песчанистый (220 м), фациально к югу появляются железистые пески с фосфоритовым конгломератом в основании (60 м). Барремские отложения - песчано-глинистые (100-200 м) и вверху переходят в маломощные, возможно остаток от размыва, гипсоносные глины. В разрезах большое количество остатков фораменифер, моллюсков. В Прикаспийской впадине среди песчано-глинистых отложений выделяются готерив и барремские яруса нижнего мела (250 м). Здесь породы апта лежат на неокоме трансгрессивно (170 м) и альб песчано-глинистого состава достигает 300 м.

Во время нижнего мела в восточной части Русской платформы распространен морской бассейн. Рельеф дна бассейна имел неровный характер, поэтому незначительное колебательное движение привело к появлению из-под уровня воды большого количества островов с признаками размыва отложений разных периодов или большую площадь суши с континентальными песками. Если мы наблюдаем такой неустойчивый режим морского осадконакопления в вое точной части платформы, то западнее - существует большое количество впадин (Подмосковье, Польско-Литовская, Днепро-Донецка и большое количество изолированных впадин в северной части платформы) с развитием исключительно континентальных осадков - кварцевые пески, глины с глауконитами, сидериты, ожелезненные кварцевые пески, пласты бурых углей.

В целом, во времени верхнего мела бареальный морской бассейн на восточной части Русской платформы был связан с морем Тетиса, что и оставило отпечаток в фациях осадков верхнего мела (преобладание глин, кремнистых глин, желваки кремния, фосфорита; иногда с образованием фосфоритовых стяжек до 10-12 см). Поэтому чем южнее территории платформы, тем выше преобладание в их разрезе мергелей и известняков. В пределах западного Поволжья распространяется полоса отмелей и островов, где осадки принимают пестроцветный терригенный облик. (рис. 17.2.)

Во время мела трижды происходили положительные колебательные движения, сменившие отрицательные, причем амплитуда подъема была больше, нежели глубина существующих морских бассейнов. Это и привело к образованию трех групп осадков, залегающих трансгрессивно на более ранних, с содержанием в основании глауконитовых песков, фосфоритовых кварцитовых толщ, фосфоритов и желваков железистых образований. Каждый подъем (вертикальное код батальное движение) сменяется опусканием (отрицательное колебательное движение), что и привело к трансгрессии морей о юго-востока и северо-востока на

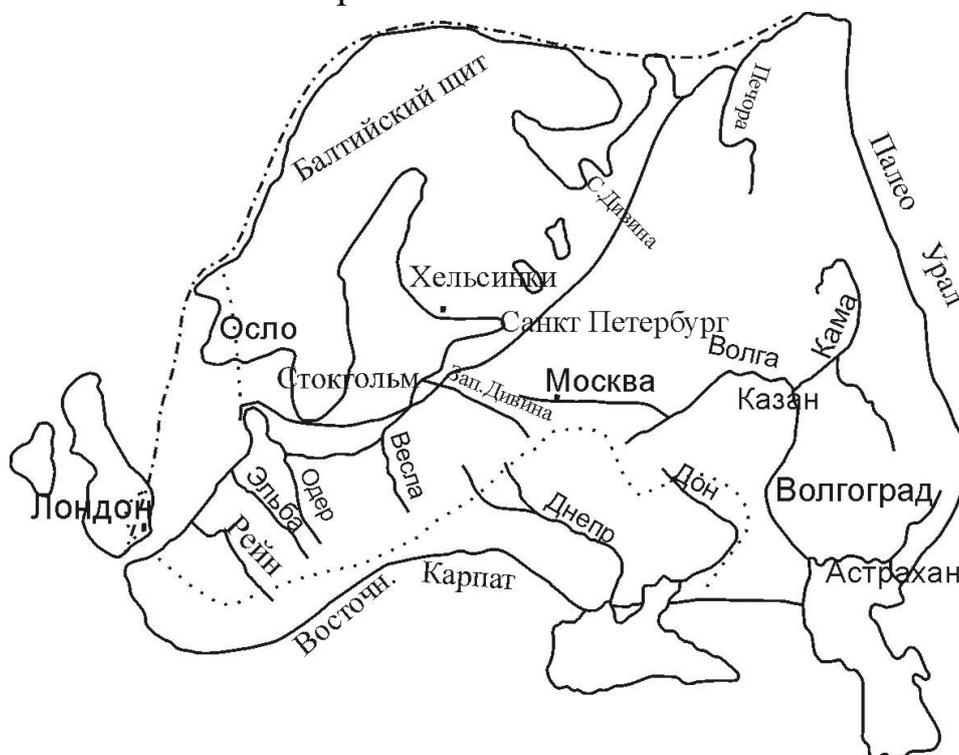


Рис.17.2. Площадь распространения морского бассейна на Русской платформе во время Верхнего мела.

К концу верхнего мела Русская платформа испытывает общий подъем. Море верхнего мела сильно сокращается по площади, сохраняется только в узкой полосе между южной частью Московской синеклизы и Палеоуралом. К концу мела бассейн был сильно омелен. Поэтому датские осадки не имеют повсеместного развития. Там, где имеется их распространение, осадки носят исключительно пестроцветный терригенный характер (пески, глины редко известняки). Во времени датского яруса совершенно разъединяется бареальный морской бассейн с морем Тетиса. Это все связано с тектоническими движениями Средиземноморской геосинклинальной зоны. Что одновременно и изменило облик северной центральной части Русской платформы. Вся восточная часть освобождается от морей. Неустойчивой становится южная прилегающая к геосинклинали часть фундамента (территории), которая во времени кайнозоя испытывает интенсивное погружение и приобретаетклон поверхности к югу.

17.2. Кайнозойская эра

Разделена на третичную и четвертичную системы.

Третичная система отражает продолжающиеся положительные колебательные движения конца мезозойской эпохи, происходящие под влиянием сильных инверсионных тектонических движений Средиземноморской геосинклинальной зоны на южную часть Русской платформы. Здесь Украинский кристаллический щит, Днепро-Донецкая впадина, Воронежский выступ, Прикаспийская синеклиза образуют единую огромную погруженную структуру. При этом сохраняется слабо расчлененный рельеф конца верхнего мела. Погружение фундамента на юге идет медленно с наклоном поверхности погружения в южном направлении.

17.2.1. Палеогеновый период

Палеогеновые отложения образовались в пределах южной части Русской платформы, где максимальная граница распространения достигает г. Тулы. Преобладающими являются мелководные терригенные образования, они представлены континентальными и морскими

фациями.

Впервые после своего образования докембрийский блок - Украинский кристаллический щит, уходит под уровень морского бассейна. Такое же положение имеет Воронежский выступ.

Здесь разрез палеогена начинается с глауконитовых песков, песчаников и глин Каневской свиты (25-80 м), выше идут глауконитовые пески с косослоистыми фосфоритами в основании бучакской свиты (40-50 м), по простиранию они замещаются кварцуглистыми песчаниками с пластами бурых углей мощностью до 20 м (Днепровский бурогольный бассейн). Далее идут глауконитовые пески с фосфоритами, а вверху - мергели и глины киевской СВИТЫ 40-50 м. Олигоцен характеризуется внизу трепеловидными глинами, глинистыми песками, глауконитом с остатками древесины с включениями янтаря - харьковская свита (150-200 м). Именно в этой свите содержится марганцевая руда (Никопольское месторождение). Разрез заканчивается отложениями полтавской свиты, сложенной косослоистыми песками, каолиновыми глинами и пластами бурых углей.

В Прикаспийской низменности палеоген внизу сложен опоками и вверху - глауконитовыми песками, глинами с фосфоритами (до 50 м).

В районе Волгограда отложения характеризуются преимущественно глауконито-кварцевыми песками, песчаниками, опоками, ковидными глинами с фосфоритами - нижний эоцен, выше идут средний и верхний эоцен, сложенные известняками, мергелями, в верхней части - с нуммулитами (80-270 м).

Олигоцен соответствует майкопской свите северного Предкавказья, представлен сероватыми, темными глинами (до 250 м), которые в пределах северного Предкавказья становятся битуминозными и содержат промышленные нефтяные залежи (мощность увеличивается здесь до 800 м).

Как показывают разрезы, во время палеогена идет трансгрессия с юга, со стороны Тетиса. Поэтому в южной части отложения палеоцена, эоцена и олигоцена представлены известняками, мергелями, известковистыми глинами, т.е. здесь существует глубокий морской бассейн. С юга на север рельеф поднимается, что и создает мелководный морской бассейн, постепенно мелеющий в северном

направлении, и представленный исключительно пестроцветными терригенными осадками с глауконитом. В результате колебательных движений северная часть территории превращается в мелководный морской бассейн, что и привело к образованию морских мелководных осадков или континентальных образований с кварцевыми песками, углистыми глинами, часто с пластами бурых углей. (рис.17.3)

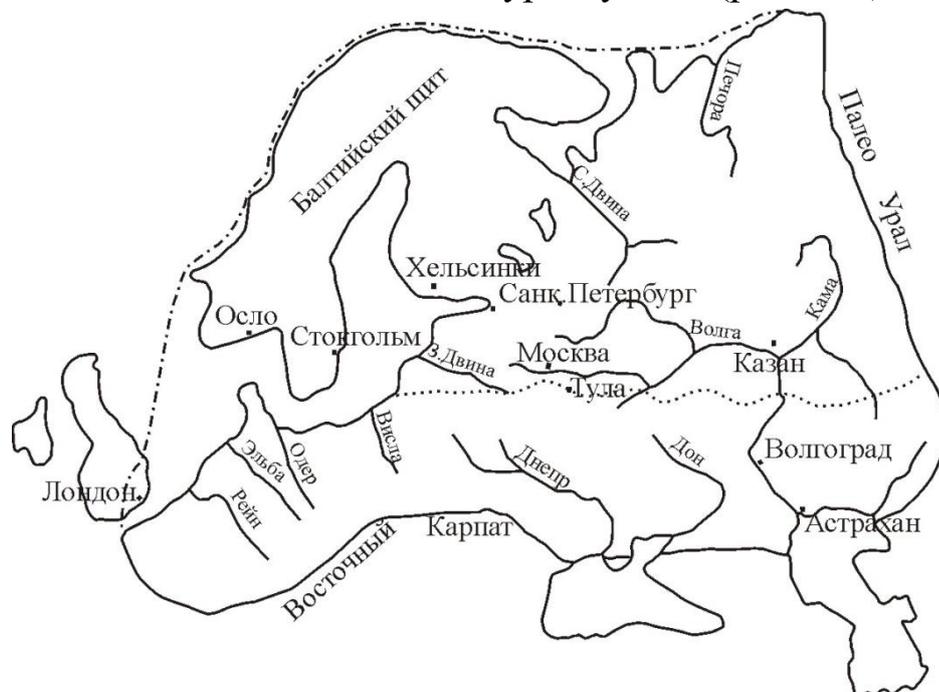


Рис.17.3. Площадь распространения морского бассейна на юге Русской платформы во время палеогена.

Максимальное погружение юга Русской платформы достигается во времени верхнего эоцена, когда повсеместно появляются нуммулитовые известняки, замещающиеся в приподнятых частях фундамента глинами, с желваками фосфоритов. В связи с наклоном поверхности Русской платформы мощность осадков от 40-50 м на севере увеличивается до 600-800 м на юге.

17.2.2. Неогеновый период

В неогене фундамент Русской платформы приподнимается. Морской бассейн, имея периодическую связь с морским бассейном Тетиса, образует единый Понто-Каспийский водоем с Причерноморской и Прикаспийской впадинами.

В плиоцене Понто-Каспийский водоем разделяется на два самостоятельного бассейна - в западной части - бассейн Черного моря и

на востоке - Каспийское море. Бассейн западной части Понто-Каспия распространяется через Предкарпатский прогиб на юг Европы, соединяясь с Причерноморской впадиной. В разрезе выделяются песчано-глинистые отложения тарханского, чокракского, караганского и конкского ярусов.

В сармате преобладают оолитовые, ракушняковые известняки, являющиеся отложениями опресненного водоема. Отложения сармата, в связи с временным соединением Прикаспийского и Черноморского бассейнов, через Сало-Монич распространяются до Копетдага, Плато Устюрт. К концу сармата омеление морского бассейна привело к накоплению песчано-глинистых осадков. Мощность достигает 450- 500 м.

Мэотические отложения связаны с новой морской трансгрессией и представлены известняками, известковистыми песчаниками, песчано-глинистыми осадками (250 м).

Площадь трансгрессии расширяется в понтический век.

Во время киммериджского века вновь водные бассейны отделяются. Водный бассейн Черного моря киммерийского века занимает небольшую площадь с осадками песков с прослоями бурых железных руд (Керчинский п.о. и западная часть Азовского моря - перспективные территории на железные руды бобового типа,).

В Прикаспийской впадине на сармате залегают со следами размыва отложения акчагыльского яруса. В результате новой трансгрессии акчагыльские осадки распространяются до среднего течения р.р. Камы, Белой, Уфы и представлены они глинами, иногда галечниками (100—180 м).

Разрез неогена завершается темными глинами и песками апшеронского яруса (100-250-м).

В приподнятых частях юга Русской платформы неоген континентальный, маломощный - глины, пески (20-30 м), развивающиеся в неогеновых речных долинах.

Палеогеографические условия связаны трансгрессией морского бассейна с юга. При этом самая глубокая часть моря расположена на юге. С юга в северном направлении медленно морской бассейн мелеет и осадки становятся континентальными. На фоне трансгрессии

морского бассейна идет тектоническая перестройка фундамента юга Русской платформы. Под влиянием инверсии геосинклинальной зоны Большого Кавказа (и одновременно влиянием Малого Кавказа) на юге Русской платформы формируется узковытянутый прогиб водного бассейна, который, расширяясь за Предкарпатским прогибом, соединяется с мировым океаном.

Влияние тектонического режима Большого Кавказа на южной части Русской платформы привело к образованию двух самостоятельных бассейнов, соответствующих площади современного Черного и Каспийского морей. В различные периоды неогена в зависимости от знака колебательных движений площади древних морей то расширялись (до Волгограда, среднего течения р.Днестра), то резко сужались. Иногда эти два бассейна через Саломонический пролив соединялись меж собой (понтический век). Широкая морская трансгрессия до верховьев р. Камы наблюдается во время акчагильского века. Поэтому на алювиальных отложениях р. Волги залегает морской акчагил, затем на него снова ложатся алювиальные образования (после акчагильского века)

17.2.3. Четвертичный период

Четвертичные отложения на севере Русской платформы связаны с развитием и расширением площади материкового оледенения с образованием моренных аргиллитов, валунов, флювиогляциальных песков, торфяников, за пределами ледника образовались лессы, делювиальные суглинки, алювиальные отложения речных долин.

Произошли Русская (охская), Днепровская, Брюмская, Валдайская и калининградская фазы (периоды) оледенения.

Максимальное оледенение распрямится до среднего течения р. Днестра, куда спускается материковое оледенение через северную часть Воронежского выступа и через р. Припять в днепро-Донецкую впадину. Ледник, двигаясь с северо-запада в ложе Днепро-Донецкой синеклизы, сильно давил на рыхлые отложения юры и мела, палеогена и неогена, образуя уникальные антиклинальные и синклинальные структуры - с разрывами и надвигами. Территория как бы является лабораторией для изучения антиклиналей, синклиналей; природными

зарисовками.

Ледник находился на площади Балтийского щита, занимал полностью площадь Скандинавского полуострова. В сезон похолодания ледник распространяется на юг, в межледниковые эпохи - отступает до южных частей Балтийского щита. Там, где он остановился, широко развиты конечные морены (Белорусо-Литовские подвятия, Валдайский вал, Смоленский вал и т.д.). На площади наступления и отступления льда в северо-западной части платформы, образовались огромные количества озер, болот (работа ледника), торфяники. Именно в отложениях межледниковой эпохи находим скелеты мамонтов и других млекопитающих.

Панцирный ледник имел, вероятно, большую мощность - более 3000 м. В межледниковых эпохах от таяния льда образовалось большое количество речных долин, направленных на юг.

Известно, что вся южная часть Московской области сложена рыхлыми отложениями палеогена и неогена. Поэтому реки, направляющиеся на юг, сильно размывали эти отложения, создали большое количество оврагов. Многие места в оврагах и долинах рек, где размывы до коренных пород палеозоя, докембрия. На юге Московской области в размывных участках обнажаются девон, карбон, пермские осадки; в пределах Украинского кристаллического массива - декембрийские сильно метаморфизованные породы.

Геоморфологически, там где существовал в течение четвертичного периода материал оледенения - образовался мелкосопочный рельеф. В центральной части - равнина. На юге Русской платформы - эрозионно-овражный рельеф.

Конечные морены образовались в основном в северо-западной части равнины, на юге Московской области - в восточной (Московской) фазы оледенения и в среднем течении р. Днестра и большей северной части Воронежского выступа (Днепровская фаза). Линия границы оледенения через южную часть Московской области идет до широт г. Екатеринбурга и уходит до слияния р.р.Обь и Иртыша в Западно-Сибирской низменности и далее в Горный Алтай.

В пределах Русской платформы много месторождений полезных ископаемых, связанных с историей геологического развития территории.

Например: крупные исчисляемые миллиардами тонн залежи железной руды (К.М.А., Кольский полуостров), огромные запасы бурых железорудных месторождений (бобовые руды), марганцевые месторождения (Никопольское), месторождение боксита (Тихвин) крупнейшие месторождения бурых углей (Подмосковье), калийные соли, месторождения высококачественных углей (Донбасс), месторождения ртути (Никитийское), редкие и рассеянные элементы (Хибины), алмазы (северо-восточная Рязань), пегматиты, радиоактивные элементы и др. (Украинский кристаллический сив - Елисеевские поля), осадочные титановые руды (Днепрапетровский район), тантал-ниобий (Азовский массив) и многие другие. Огромные запасы нефти и газа - Второе Баку (в девоне, карбоне, перми), в Прикаспийской синеклизе - нефть, соль более 350 соляных дианиров.

Вопросы:

- 1. Мезазойские отложения Русской платформы?*
- 2. Палеогеография мезазойских отложений Русской платформы?*
- 3. Кайназойские отложения Русской платформы?*
- 4. Палеогеография кайназойских отложений Русской платформы?*
- 5. Полезные ископаемые Русской платформы?*

18. СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА. МЕСТОПОЛОЖЕНИЕ И ГРАНИЦЫ

Сибирская платформа - вторая на территории СНГ древняя платформа с дорифейскими складчатым фундаментом. Она расположена между долиной Енисея на западе и хребтами Верхоянским и Сетте-Дабан на востоке, Северо-Сибирской низменностью на севере к Восточным Саянам и Байкальским нагорьем на юге. Площадь, занятая платформой, составляет 4,4 млн.км².

В отличие от Восточно-Европейской, Сибирская платформа характеризуется преимущественно среднегорным рельефом с абсолютными отметками 1000-1500 м. Ее центральная часть занята Средне-сибирским плоскогорьем, которое на востоке понижается к Приленской и Вилюйской низменностям. В юго-восточной части платформы расположены Алданское нагорье, хребты Становой и Джугджур.

Крупные реки, протекающие по Сибирской платформе – Нижняя Тунгуска, Подкаменная Тунгуска, Ангара, Лена, Витим, Олексама, Алдан и их притоки, имеют глубоко врезанные долины.

Вопросы о границах Сибирской платформы до настоящего времени не решены вполне определенно. Это положение объясняется существованием различных мнений по поводу соотношения байкалид Енисейского Кряжа, Восточного Саяна, Байкало-Патомского нагорья с остальной частью платформы. Первоначально, байкалиды указанных районов Н.С.Шатский и другие исследователи рассматривали в составе Сибирской платформы. В дальнейшем, учитывая структурную самостоятельность байкалид, их более тесную связь с палеозойскими структурными элементами Урало-Монгольского пояса, область складчатости стали выделять в качестве складчатого обрамления Сибирской платформы. В настоящее время некоторыми исследователями (А.М.Лейтес, В.С.Федоровский и др.) к Сибирской платформе отнесена внешняя моногеосинклинальная зона байкалид на том основании, что в ее пределах гранито-гнейсовый слой земной коры сформировался в архейско-ранне-протерозойский этап и в дальнейшем не испытал полного раздробления и переработки.

18.1. Основные структурные элементы платформы

Поверхность кристаллического фундамента Сибирской платформы относительно приподнята и наиболее расчленена в ее восточной части. Именно здесь расположены два крупных выхода ее фундамента, разобщенные широтно ориентированной зоной прогибания. Юго-восточный край платформы целиком занят крупным Алдано-Становым щитом, в строении которого выделяются два блока: Алданский и Становой. Крупнейшей положительной структуре платформы противопоставляется вся ее остальная часть с чехлом верхнего протерозоя и фанерозоя - Средне-Сибирская (Лено-Енисейская) плита, в пределах которой фундамент опущен до глубины 10 км. Чехол плиты образован верхнепротерозойскими, палеозойскими, мезозойскими и кайнозойскими отложениями. Наибольшие мощности чехла (10-12 м) и наибольшая глубина залегания поверхности фундамента установлены в пределах синеклиз, в восточной и западной частях плиты. Наименьшие мощности имеют чехол на антеклизах и в обрамлении щитов.

Площадям распространения мезозойских отложений в западной и восточной частях платформы соответствуют две крупнейшие синеклизы: Тунгусская и Вилюйская. С юга и юго-запада Тунгусская и Вилюйская синеклизы окаймлены зонами поднятий - антеклизами, оформившимися к началу мезозоя. Они сложены на поверхности нижним палеозоем.

Приенисейская антеклиза соответствует области распространения кембрия и ордовика восточнее Енисейского кряжа.

Обширная позднепалеозойско-раннемезозойская Тунгусская синеклиза по поверхности фундамента разделяется на ряд впадин. Западным ограничением современной Тунгусской синеклизы служит система горстовых поднятий: Игаркское и Туруханское. Позднепалеозойско-триасовая Тунгусская синеклиза на севере перекрыта юрскими и меловыми отложениями Усть-Енисайско-Хатангского прогиба.

Протяженный Алдано-Ленский - Предверхоанский прогиб состоит из северной меридиональной (Ленской) и южной - широтной (Алданской) ветвей. В южную часть Алдано-Ленского прогиба открывается мезозойская Вилюйская синеклиза. Поверхность фундамента

в пределах синеклизы глубоко погружена в южной и восточной частях и сложно расчленена.

В южной части платформы расположено несколько юрских и юрскомеловых впадин: Канкская и Иркутская перед Восточным Саяном, Чульманская, Токийская и ряд более мелких - севернее Станового хребта. Останцы нижнеюрских отложений, перекрывающие юго-восточный борт Тунгусской синеклизы на участке между низовьями Ангара и излучиной Вилюя, составляют Ангаро-Вилюйский прогиб.

Мощность земной коры на Сибирской платформе изменяется от 31 (Енисей-Хатангская зона) до 48 км (Анабарский массив и восточная часть Алданского щита).

Уменьшаются мощности в глубоких прогибах. Таким образом, участкам длительного погружения соответствуют зоны поднятия поверхности Мохоровичича.

18.2. Строение фундамента платформы

Фундамент платформы наиболее хорошо изучен в ее восточной и северной частях, на площади Алдано-Станового щита и Анабарского массива. Известны выходы фундамента на Оленёкском поднятии. Бурением фундамент вскрыт на Алданской и Ангаро-Ленской антеклизях. О строении фундамента в юго-западной части платформы можно судить по выходам дорифейских пород в антиклинальной структуре Восточного Саяна, северное крыло которого, по существу, представляет собой край платформы, вовлеченный в структуру байкальского сооружения.

Алдано-Становой щит. Наиболее детальные исследования по стратиграфии и тектоника кристаллического фундамента платформы проведены в пределах северной части Алдано-Станового щита - в Алданском мегаблоке, который в литературе именуется Алданским щитом.

В центральной части таких овалов находятся гнейсовые купола, нередко с гранитными ядрами. По периферии расположены дугообразные, обычно изоклинальные складки. По мнению Л.И.Салопы, этот тип деформаций является типичным для нижнего архея. Другие

исследователи предполагают, что образование куполов и овалов обусловлено позднейшими процессами гранитизации, в то время как первоначально иенгрская серия была смята в линейные складки.

Иенгрская серия рассматривается обычно как древнейшая на Алданском щите. М.З.Глуховским, А.Л.Ставцевым было высказано предположение, что иенгрская серия налегает с перерывом на меланократовый фундамент, в роли которого рассматриваются толщи, состоящие из основных кристаллических сланцев, слагающих горстовые массивы в обрамлении Иенгрского блока. Возраст пород иенгрской серии составляет 3,2-3,5 млрд.лет.

В наиболее восточной части Алданского нагорья - в Маймакано-Батомгском блоке развита батомгская серия с различными по составу гнейсами и кристаллическими сланцами, в поле которых распространены поля гранито-гнейсов, плагиомигматитов (2,4-2,1 млрд.лет). Складчатые структуры батомгской серии, переработанные в раннем протерозое, имеют северо-восточное простирание

Западнее Иенгрского, в Чарско-Олекминском блоке развиты бескарбонатная олекминская серия, состоящая из биотитовых и амфиболбиотитовых гнейсов и сланцев (2,75 млрд.лет), и более древняя - чарская серия (около 3,1 млрд.лет). Для чарской серии характерны гиперстеновые гнейсы, амфиболиты, магнетитовые сланцы, инъецированные гиперстеновыми гранитами, анортозитами, плагиогранитами. Для Чарско-Олекминского блока типичны субмеридиональные простирания складчатых структур. Вероятно, архейские комплексы здесь существенно переработаны раннепротерозойскими тектоно-магматическими процессами.

Архейские серии Алданского мегаблока нередко объединяют в единый алданский комплекс, в противопоставленные к другим районам. В целом он имеет раннеархейский возраст. Алданский комплекс вмещает два разновозрастных комплекса интрузий: архейские гнейсо-граниты, образующие крупные согласные тела с постепенными переходами во вмещающие породы (гранитоиды с гранатом, гиперстеном, нередко гиперстековые диориты и габброиды), и раннепротерозойские лейкократовые граниты, образующие небольшие тела с рвущими контактами. Складчатые структуры, наблюдаемые в

алданском комплексе, по геофизическим данным прослеживаются на север под платформенным чехлом; на юге они срезаны с; широтным Становым глубинным разломом.

Становой мегаблок. Становой мегаблок протягивается широтно от верховьев р. Витим до побережья Охотского моря. Его северной границей является Становой глубинный разлом, южной - Монголо-Охотская система разломов. Территория Станового мегаблока нередко рассматривается в качестве самостоятельной протерозойской складчатой системы, обрамляющей с юго-востока Сибирскую платформу. По-видимому, более справедлива точка зрения, что "Становая зона" является южной частью Алдано-Станового претерпевшего тектоно-магматическую активизацию в протерозое палеозое и мезозое. Широтная ориентировка складчатых структур в Становом мегаблоке обусловлена раннепротерозойской переработкой архейских складок, сопровождавшейся внедрением огромных масс гранитоидов (древнестановые граниты) и повторным метаморфизмом пород в амфиболитовой фации. Становая серия - биотитовые двуслюдяные, эпидотбиотитовые, амфиболовые гнейсы, амфиболиты (мощность 8-5 км) - слагает обособленные поля среди древнестановых гранитов и является возрастным аналогом алданского комплекса.

По Становому разлому складчатые структуры одноименного мегаблока местами надвинуты на Алданский мегаблок. К зоне разлома приурочены крупные массивы анортозитов хребта Джугджур. Их возраст обычно оценивается ранним протерозоем. Высказывалось также предположение, что пояс анортозитовых массивов представляет собой выход на поверхность древнейшего меланократового фундамента, подстилающего гранито-гнейсовый слой на Сибирской платформе.

Троговый комплекс и протоплатформенный чехол на Алдано-Становом щите. В западной части Алданского мегаблока среди поля развития нижнеархейских гранито-гнейсов и гранулитов установлено присутствие верхнеархейских вулканогенно-терригенных и железисто-кремнистых толщ (до 7 км), метаморфизованных в зеленосланцевой и амфиболитовой фациях (субчанская и другие серии). Толщи локализованы в пределах узких шовных синклинорных структур, ограниченных разломами, - трогов. В разрезе трогового комплекса

наблюдается многократно повторяющаяся ритмичность, выраженная перемежаемостью амфиболитов (основание ритма) с метаморфическими сланцами, образовавшимися по основным и кислым вулканитам, обломочным и хемогенным породам, а также с кварцитами и джеспилитами. Отложения смяты в узкие линейные складки; складчатость напряженная у бортов синклиналиев.

Троговый комплекс трансгрессивно перекрыт нижнепротерозойской удоканской серией, выполняющей крупный Кодаро-Удоканский прогиб протоплатформенного типа. Удоканская серия представлена мощной (до 12 км) ритмично построенной толщей преимущественно терригенных накоплений. В ее строении выделяется несколько свит образующих четыре трансгрессивно-регрессивных ритма. В нижней части серии широко распространены биотит-графитовые и углистые филлиты, высокоглиноземистые сланцы, кварциты, в средней части присутствуют карбонатные породы - полосчатые мраморизованные доломиты и доломитизированные известняки, в верхней части преобладают среднезернистые полимиктовые песчаники с магнетитом, к верхним горизонтам удоканской серии приурочены пласты красноцветных косослоистых песчаников с текстурами, свидетельствующими о крайне мелководной и наземной обстановке накопления, с красноцветными песчаниками связаны промышленные концентрации меди.

Удоканская серия прорвана биотит-амфиболовыми гранитами Кодарского комплекса (Кодаро-Кеменский лополит) с возрастом 1,85 млрд.лет.

Завершает разрез нижнего протерозоя кабактинская толща красноцветных песчаников и алевролитов с редкими линзами кислых эффузивов, содержащая в базальном конгломерате гальку пород удоканской серии и прорывающих ее гранитов. Удоканская серия напоминает верхний карелий Балтийского щита, в то время как троговый комплекс, вероятно, соответствует лопию.

Вещественный состав и строение удоканской серии, характер деформации толщ - простые брахиформные складки - все это позволяет видеть платформенную природу удоканской серии; метаморфизм пород, наличие крупных массивов гранитоидов, прорывающих и

метаморфизирующих эту толщу, характерны для протоплатформенных чехлов.

В восточной части Алданского мегаблока известен еще одна прогиб протоплатформенного типа - Улканский. Этот прогиб представляет собой асимметричную приразломную структуру, выполненную терригенно-вулканогенной толщей. В его пределах на архее резко несогласно залегает мощная (до 4,5 км) красноцветная терригенно-вулканогенная толща (улканская серия) с горизонтами трахитов, трахиандезитов в средней части и липаритов, игнимбритов - в верхней. Вышележащая уянская серия (около 1200 м) развита более широко, выполняя плоскую впадину. В разрезе серии развиты красноцветные и пестроцветные обломочные породы с горизонтами основных лав в нижней части. По мнению М.А.Семихатова, формирование улканско-уянского комплекса происходило в интервале 1,9-1,8 млрд.лет.

Анабарский массив и Оленекское поднятие. На Анабарском массиве в строении архейского фундамента выделяется несколько серий, образующих линейные изоклиналильные складки северо-западного простирания. В целом эти серии, метаморфизованные в гранулитовой и амфиболитовой фациях, рассматриваются в качестве возрастного аналога алданского комплекса, однако радиометрические определения возраста пород дают цифры от 2,9 до 1,8 млрд. лет. Вероятно, последняя цифра отражает повторные процессы метаморфизма пород на Анабарском массиве.

В строении нижней - далдынской серии участвуют двупироксеновые амфибол-пироксеновые плагиогнейсы, амфиболиты, кварциты; вышележащая верхнеанабарская серия, слагающая около половины **площади** Анабарского массива, образована лейкократовыми гиперстеновыми гнейсами, биотитовыми гнейсами. В разрезе вышележащей хапчанской серии развиты гранатовые и гранит-биотитовые гнейсы, кальцифиры, диопсидовые породы. Венчается разрез архея биотит-амфиболовыми гнейсами, амфиболитами, кварцитами верхнеламайской серии. Интрузивный магматизм архейского и раннепротерозойского возраста выражен массивами чарнокитов, гранодиоритов, аляскитов, обильны магматиты.

В размытом своде Оленекского поднятия выходит на поверхность ритмично построенная терригенная толща, метаморфизованная в зеленосланцевой фации, прорванная габбро-диабазами и гранитоидами с абсолютным возрастом 2 млрд. лет. Возраст толщи оценивается как раннепротерозойский. Она пользуется распространением в северо-восточном углу платформы, который выделяется в качестве особого Оленекского блока. Не исключено, что нижнепротерозойские отложения Оленекского поднятия представляют собой деформированный протоплатформенный чехол, подобный имеющемуся на архейских глыбах Алданского мегаблока.

Строение фундамента Средне-Сибирской плиты. Представления о строении фундамента Средне-Сибирской плиты основываются на результатах изучения участков его выходов на поверхность, на взлизе результатов аэромагнитных съемок и на данных бурения. Ограниченное число скважин, вскрывших фундамент на Сибирской платформе, широкое распространение палеозойских и нижнемезозойских траппов в чехле и фундаменте плиты определяют меньшую степень достоверности имеющихся представлений о структуре фундамента Средне-Сибирской плиты, нежели Русской.

Северо-западное направление и общий характер магнитных аномалий позволяют уверенно объединять структуры Алданского мегаблока и Анабарского массива как области раннеархейской консолидации, занимающей значительную восточную часть плиты. Севернее древнего Иенгрского массива с его мозаичным полем, на юго-восточном склоне Анабарской антеклизы расположен подобный Тюнгский массив, заключенный внутри архейских складчатых систем с северо-западным простиранием складок. Северо-западные простирания магнитных аномалий, характерные для всей Алдано-Анабарской области, под осевой частью Вилюйской синеклизы прерываются субширотными аномалиями.

Этот факт свидетельствует о протерозойской переработке архейского фундамента в зоне, где впоследствии сформировались палеозойские авлакогены.

В западной части Средне-Сибирской плиты, под Тунгусской синеклизой, выделяют древний Тунгусский массив.

В соответствии с одним из возможных вариантов интерпретации материалов структуры Сибирской платформы фундамент платформы состоит из отдельных крупных блоков. Древнейшие блоки «меланократового протокеанического типа» располагаются по периферии Сибирской платформы. К центральной части платформы приурочены несколько более молодые по возрасту раннеархейские блоки. Вдоль границ блоков разлиты многочисленные позднеархейские шовные протогеосинклинальные трюги, а верхним этажом фундамента являются протоплатформенные впадины, с нижним протерозоем удоканского типа. Таким образом, в строении фундамента Сибирской платформы основную роль играют архейские комплексы.

18.3. Стратиграфические комплексы платформенного чехла

Чехол Сибирской платформы включает толщи от верхнего протерозоя по кайнозой. Ими перекрыт фундамент на большей части платформы и их суммарная мощность достигает 8-9 км. В чехле Сибирской платформы широко распространены нижнепалеозойские отложения, в то время как мезозойские развиты ограниченно по краю платформы, а кайнозойские почти отсутствуют.

В строении чехла Сибирской платформы выделяются следующие стратиграфические комплексы: рифейский, вендско-кембрийский, ордовикско-силурийский, девонско-нижнекаменноугольный, среднекаменноугольно-среднетриасовый, юрско-меловой, кайнозойский.

Рифейский комплекс. Рифейские отложения на Сибирской платформе выходят на поверхность в обрамлении Анабарского массива, на Оленском поднятии, на западном и восточном склонах Алданского щита. Именно здесь, в юго-восточном углу платформы, в Учуро-Майском и Юдомо-Майском прогибах известны наиболее полные и хорошо изученные разрезы рифея. О составе и строении рифейских отложений западной окраины платформы можно судить по их выходам смежных структурах складчатого обрамления – Енисейского ряжа, Игаркского и Туруханского поднятий.

По М.А.Семихатову, в раннерифейское время платформа почти целиком представляла собой область размыва. Осадконакопление локализовалось в субмеридиональном прогибе на востоке Алданского

шта, в двух прогибах, занимающих соответственно бассейны рек Оленек и Котуй, а также в узкой зоне, примыкающей к Байкало-Патомской системе. На восточном склоне Алданского щита - в Учурской впадине и на севере Юдомо-Майского прогиба на архее или на нижнепротерозойских вулканогенно-терригенных толщах улканской и уянской серий залегают несогласно красноцветные и серые кварцевые и кварц-полевошпатовые песчаники и гравелиты (гонамская свита, 80-140 м), которые постепенно сменяются толщей ритмичного чередования доломитов разного типа, часто со строматолитами, с прослоями алевролитов и песчаников (омахтинская свита, 200-220 м). Абсолютный возраст глауконита из нижней части гонамской свиты 1500-1700 млн.лет. На Оленекском поднятии и восточном склоне Анабарского массива разрез нижнего рифея по строению аналогично, близок по вещественному составу и мощности.

На западном склоне Анабарского массива мощность нижних терригенных свит увеличена до 60-650 м, верхних - карбонатных - до 380-450 м.

Таким образом, рифейские отложения на Сибирской платформе имеют отчетливо выраженное ритмичное строение. Их возраст датируется комплексами строматолитов, микрофитолитов, а также довольно многочисленными определениями абсолютного возраста по глаукониту и по магматическим породам.

В рифейский этап на платформе происходило внедрение основной и щелочно-ультраосновной магмы. В северо-западном Присянье, на северо-востоке Алданской антеклизы, на Оленекском поднятии известны дайки, штоки, силлы, габбро-диабазов рифейского возраста. На северном склоне Алданского щита распространены массивы щелочно-ультраосновного состава. Они прорывают рифейские отложения и несогласно перекрыты вендом.

Вендско-кембрийский комплекс. Комплекс пользуется почти повсеместным распространением на Сибирской платформе. По-видимому, он был ранее также развит на щитах, но впоследствии уничтожен денудацией. Залегает комплекс несогласно на рифее или непосредственно на кристаллическом фундаменте. Вендско-кембрийский комплекс образует сложный осадочный мегаритм, трансгрессивная

часть которого соответствует венду - среднему кембрию, регрессивная - среднему - верхнему кембрию. В строении комплекса широко распространены карбонатные, сульфатно-галогенные, а также терригенные толщи.

Вендские отложения. Вендские отложения выходят на поверхность на Алданской, Анабарской, Ангаро-Ленской, Присаннской аятеклизях и на склонах Туруханско-Игаркской зоны поднятий. На Алданской антеклизе вендские отложения представлены юдомской свитой, залегающей резко несогласно на архее и рифее. В ее основании выделяется пачка (50 м) базальных песчаников, выше которой залегают доломиты, глинистые известняки со строматолитами (400 м). В обрамлении Анабарского массива и на Оленекском поднятии венд представлен доломитами со строматолитами. В основании обычно имеются конгломераты, а местами пестрые глинистые сланцы, песчаники и гравелиты.

В западном Прибайкалье вендским отложениям соответствует толща (до 1300 м) граувакковых песчаников, конгломератов, алевролитов и глинистых сланцев ушаковской свиты, обычно рассматриваемой в роли молассового комплекса байкалид, выполняющего Прибайкальский краевой прогиб. Мощность свиты резко сокращается в глубь платформы и в среднем течении Ангары составляет 500 м.

На северо-западе Присяня, в Присянском краевом прогибе мощность обломочных вендских отложений достигает 2 км. В основании разреза нередко присутствуют грубые конгломераты, местами - пачки водорослевых известняков. На северо-западе платформы в обрамлении Игаркского поднятия вендские отложения начинаются мощной (500 м) толщей красноцветных песчаников, выше которых залегают доломиты (480 м). В центральных районах платформы мощность вендских отложений сокращается до 200 м.

Вопросы:

1. *Современные границы Сибирской платформы?*
2. *Фундамент платформы?*
3. *Чехол в пределах Сибирской платформы?*
4. *Полезные ископаемые Сибирской платформы?*

19. СОВРЕМЕННЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ. ПАЛЕОЗОЙСКИЕ, МЕЗОЗОЙСКИЕ И КАЙНОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

19.1.Современные структурные элементы Сибирской платформы

Структурные формы, выраженные в чехле Сибирской платформы, подчинены блоковому строению ее фундамента. Деформации платформенного чехла контролируются зонами разломов в фундаменте, перемещение по которым происходило в платформенный этап развития. Важное значение имеют разломы, группирующиеся в протяженные зоны вдоль частей синеклиз и антеклиз. Характерно, что на Сибирской платформе многие разломы пересекают платформенный чехол, включая и юрско-меловой комплекс.

В структуре плиты важное место принадлежит телам интрузивных траппов, щелочно-ультраосновных пород, размещение которых тоже контролируется зонами разломов и участками их пересечений (кимберлитовые трубки и пр.). Вертикальные амплитуды перемещения слоев платформенного чехла по разломам нередко измеряются сотнями метров. Крупные разломы в чехле сопряжены со складчатыми формами и флексурами.

Главнейшими структурными элементами Средне-Сибирской плиты являются Анабарская, Алданская, Приенисейская, Ангаро-Ленская антеклизы, Тунгусская и Вилюйская синеклизы. Указанные структурные формы имеют сложное строение и включают ряд впадин, съездов, а также валообразных поднятий, горстов, прогибов, отдельных антиклиналей и т.д. Кроме того на юге платформы выделяется ряд самостоятельных мезозойских впадин, расположенных на плиты и в пределах Алданского щита. Обособление структурных форм плиты происходило последовательно в соответствии со структурной этажностью, наблюдаемой в разрезе платформенного чехла.

Современный структурный план Средне-Сибирской плиты окончательно сформировался к концу мезозоя. Ниже приведены главные особенности строения ее отдельных крупных структурных элементов.

Анабарская антеклиза. Анабарская антеклиза представляет собой крупную (около 1000 км по широте и 800 км по меридиану) сложную положительную структуру, оформившуюся воедино в позднем палеозое-мезозое в результате активного прогибания смежных участков плиты: на западе - Тунгусской синеклизы, на севере - Лено-Анабарского прогиба, на востоке и юго-востоке - Алдано-Ленского Прогиба и Вилуйской синеклизы. Западную часть антеклизы образует Анабарский свод; в северо-восточном ее углу располагается Оленекский свод. Южнее его, отделяясь Котюндинским грабеном, заполненным верхним палеозоем, расположено Котуйско-Далдынское поднятие (бассейн р. Молодо), к которому приурочены многочисленные ленные кимберлитовые трубки. В юго-восточной части антеклизы, междуречье Муны и Тюнга, расположен Мунский свод, сложенный с поверхности среднекембрийскими отложениями. Анабарский свод отделен от Оленекского, Мунского сводов Суханской впадиной, юго-восточнее, в южном направлении сменяется Мунской впадиной.

Б.Л. Масайтис относит эту структуру к категории астроблем и обосновывает ее метеоритное происхождение. В строении астроблемы выделяются два концентрических кратера, заполненных своеобразными брекчиями, испытавшими ударный метаморфизм и плавление - импактитами. По краям кратера отмечаются надвиги. Возраст кратера позднемеловой - палеогеновый.

Оленекский свод сложен породами рифен - среднего кембрия. В его восточной части вскрыт нижнепротерозойский фундамент. Системой параллельных разломов северо-западного - юго-восточного простирания свод расчленен на отдельные горсты и грабены, и разломами связаны многочисленные дайки траппов, силлы. В кембрийских отложениях много флексур, брахиформных складок длиной до 15 км. На восточном крыле свода в грабене развиты верхнепалеозойские отложения (Котюндинский прогиб).

Мунский свод обладает четко выраженной асимметрией. Восточный его склон крутой, с многочисленными разрывами, флексурами, брахискладками. Западный склон пологий.

Меридионально вытянутый Суханский прогиб с поверхности

сложен отложениями верхнего кембрия. В его северной части расположен меридионально ориентированное горстовое поднятие с выходами рифея и нижнего протерозоя - Уджинский горст.

Алданская антеклиза. Алданская антеклиза соответствует области развития верхнего протерозоя и кембрия севернее Алдано-Станового щита. По поверхности фундамента в ее пределах выделяется Алданский полусвод, условно оконтуривающийся по стратоизогипсе рельефа поверхности фундамента - 0,5 км и расположенный на северо-востоке Якутский свод (по изогипсе - 1,0 км), перекрытый чехлом юрских отложений. Они разделены узким субширотным Амгинским прогибом, открывающимся на востоке к Юдомо-Майскому, примыкающему к поднятию хр. Сетте-Дабан. Кембрийские отложения в Юдомо-Майском прогибе образуют систему меридиональных складок, вытянутых вдоль разломов, ограничивающих юго-восточный край платформы.

В пределах Алданского полусвода вендские отложения (юдомская свита) залегают на архейском фундаменте. На его западном крыле появляется рифей и фундамент погружается в глубокий асимметричный Березовский прогиб.

В пределах Ангаро-Ленской антеклизы выделяется несколько сводовых поднятий и разделяющих их прогибов. Главная особенность этой территории - наличие протяженных складчатых структур с углами наклона крыльев в несколько десятков градусов. На севере складчатые структуры в отложениях кембрия и ордовика занимают всю площадь поля распространения нижнего палеозоя и образуют складчатые зоны, параллельные внешнему краю платформы. Южнее широты г. Братска сохраняются отдельные синклинали, пространственно тяготеющие к байкальскому обрамлению, для этой территории характерно резкое преобладание антиклинальных форм над синклинальными. Наличие узких протяженных гребневидных антиклиналей, разобщенных широкими участками горизонтального залегания нижнего палеозоя. Наклон крыльев антиклиналей измеряется десятками градусов, обычно антиклинали в осевой части сопровождаются продольными взбросами. По-видимому, образование складчатых форм в чехле здесь обусловлено перемещениями блоков фундамента; не исключено, что на этот процесс накладываются явления соляного диапиризма, предопределенного

наличием мощной нижнекембрийской соленосной толщи.

Алдано-Ленская антеклиза частично погребенным поднятием (Мринский свод и др.) соединяется с южным окончанием Анабарской антеклизы. Меридиональная зона поднятий, разделяющая Тунгусскую и Виллюйскую синеклизы, составляет геораздел Сибирской платформы. Условно ее можно назвать Центрально-Сибирской седловиной.

По северному краю Тунгусская синеклиза перекрыта юрско-меловыми отложениями Усть-Енисейско-Хатангского прогиба. Вдоль ее западного края прослеживается зона поднятий - Игаркское, Туруханское. В северо-западной части синеклизы расположен Хатангско-Рыбинский вал. На крыльях поднятий палеозойские отложения имеют крутой наклон.

В центральной части синеклизы пермские и триасовые отложения залегают горизонтально. На поверхности многочисленных ступенчатых горстей северо-западного и северо-восточного направления. Многочисленные флексуры, купола, мульды, разрывы приурочены к краевым частям синеклизы. Вблизи ее юго-западного окончания располагается крупная Чадобецкая орахиантиклиналь с выходом в размытом своде рифейских и вендских отложений.

По-видимому, начало формирования синеклизы в ее контурах, близких к современным, относится к позднему палеозою. Окончательное оформление синеклизы закончилось к середине триаса. В своей северной части Тунгусская синеклиза унаследовала девонско-раннекаменноугольный прогиб, в центральной и южной наложена на различные структуры раннего палеозоя. По поверхности фундамента в пределах синеклизы выделяется ряд впадин. Северо-восточную часть синеклизы занимает глубокая (до 10 км) Кочечумская впадина, вытянутая субмеридионально от верховьев р. Таймур до верховьев р. Котуй. Время формирования впадин неясно. На юге весьма своеобразной зоной линейных складок, сложенных нижним палеозоем (Иркинеевская зона), Тунгусская синеклиза отделена от своего непосредственного продолжения - Тасеевской синеклизы, сложенной мощным нижним палеозоем, карбоном и пермо-триасовыми отложениями. Глубина залегания фундамента в центральных частях -7, -8 км.

Вилу́йская синеклиза по выходам юрских и меловых отложений имеет заливообразную форму. На востоке она сливается с Алдано-Ленским прогибом в месте изменения его простирания от меридионального на широтное.

Вилу́йская синеклиза в современных очертаниях сформировалась к концу позднего мела. Углы наклона крыльев синеклизы измеряются десятками, минут. Строение Вилу́йской синеклизы на глубине сложное. В ее восточной части под мезозойскими отложениями присутствуют морские пермские и триасовые тодди.

В ее западной части в районе пос. Сунтар на глубине 400 м и под юрскими отложениями вскрыт кристаллический фундамент - Сунтарский горст. Сунтарский горст разделяет два широтно ориентированных грабенообразных прогиба: на севере - Игыатинскую, на юге - Кемпендяйскую впадины глубиной соответственно 7 и 9 км, заполненных нижним палеозоем, а также соленосными и осадочно-вулканогенными толщами девона - нижнего карбона. По-видимому, во впадинах развит также рифей.

Благодаря наличию соленосных отложений в Кемпендяйской впадине на поверхности наблюдается протяженная антиклинальная зона, описанная как Кемпенднйские соляные купола.

Вилу́йская синеклиза открыта в Алдано-Ленский (Предверхо́янский) краевой прогиб. Последний в своей северной части имеет меридиональную ориентировку, в южной - широтную. Структура имеет асимметричное строение. На западном, платформенном крыле мезозойские отложения залегают полого, на восточном - дислоцированы.

Иркутская впадина расположена в южной части платформы вдоль Восточного Саяна. Обычно она рассматривается в качестве юрского предгорного прогиба, сформировавшегося перед Восточным Саяном. Ее западным продолжением является Канкская впадина. Длина Иркутской впадины около 600 км, ширина до 100 км. Северо-восточное крыло пологое, юго-западное - крутое, с надвиганием докембрия на юру на юго-востоке. Юго-восточная часть впадины наиболее прогнута (Прибайкальская депрессия). Юрские отложения образуют систему складок северо-восточной ориентировки, согласных с простиранием складчатых структур байкалид.

В вендских отложениях вдоль Восточного Саяна на протяжении 200 км их выходов прослежен фосфоритоносный горизонт. Залежи фосфоритов отмечаются на Чадобецком поднятии. Вдоль Прибайкальского прогиба протягивается полоса с проявлениями и месторождениями марганца (Николаевское, Кременчетское, Оршанское). Мощность рудных тел от 0,2 до 10 м. В ряде мест вендские отложения нефтегазоносны. В Ангаро-Ленском прогибе (Марковское месторождение) к песчаникам МОТСКОЙ свиты приурочена газоконденсатная залежь. На Мархинском поднятии вскрыты вендские отложения, содержащие нефть.

В кембрийских отложениях во многих районах платформы отмечаются признаки нефти и газа. Промышленные залежи нефти в кембрии установлены на Марковском месторождении. В южных и западных районах платформы кембрийские отложения содержат пласты каменной соли с общей мощностью до 1000 м, а также многочисленные залежи гипса и ангидрита. Площадь распространения кембрийских соленосных отложений составляет 1 млн.км². Наиболее полно изучены соленосные отложения в Березовском и в юго-западной части Ангаро-Ленского прогибов. С областью распространения соленосных нижнекембрийских отложениях связаны рассолы, из которых выпаривается соль. Здесь же установлены йодо-бромные воды.

Нижне- и среднекембрийские отложения на востоке Анабарской антеклизы обладают повышенной битуминозностью и могут использоваться в качестве горючих сланцев. Верхнекембрийские отложения в районах, примыкающих к Енисейскому кряжу, могут иметь определенный интерес в связи с многочисленными проявлениями меди в красноцветных песчаниках, доломитах, водорослевых известняках. На северном склоне Алданского щита в нижнекембрийских отложениях выявлено Сарданское полиметаллическое месторождение стратиформного типа.

Ордовикские отложения в разрезе среднего отдела почти повсеместно содержат фосфориты. Разведано Гурьевское месторождение на р. Подкаменной Тунгуске. Фосфоритосодержащими породами являются песчанистые ракушечники. Руды бедные. Для поисков фосфоритов представляет интерес небольшие конседиментационные

провибсы - мульды. В бассейне Нижней Тунгуски в ордовике известны многочисленные проявления оолитовых гематит-лимонитовых руд с содержанием железа 20-32%. В нижнеордовикских отложениях, встречены рудопроявления галенита в виде бедных руд вкрапленного типа в водорослевых и оолитовых известняках. Подобные проявления сфалерита распространены в кембрии на восточной окраине Анабарского поднятия (р. Бол. Куонамка).

Девонские отложения на северо-западе платформы, в Хатанском прогибе и в Вилюйской синеклизе содержат каменную соль. В Норильском районе соленосная толща верхнего девона залегает на глубине около 700 м и имеет мощность около 20 м. В Хатангском прогибе (Нордвик) добывалась соль.

Главным полезным ископаемым осадочного происхождения, связанным с верхнепалеозойскими отложениями, является уголь (до 104 пластов). Верхнепалеозойские угленосные отложения распространены по крыльям Тунгусской синеклизы. Поле их выходов соответствует Тунгусскому бассейну. Наибольшей угленосностью характеризуется пермь. Марочный состав углей меняется от бурых до антрацитов. Высокая угленосность отмечается для нижней перми. Мощность пластов на Кокуйском месторождении достигает 73,8 м. Сравнительно невысокую угленосность имеет средний - верхний карбон, однако и здесь встречаются пласты угля мощностью до 5,8 м (Илимо-Катский район). Характерно, что в области распространения пермских угленосных отложений развиты залежи сидеритов озерного типа. На Фатьянихинском проявлении мощность пластов сидеритов достигает 4 м.

На востоке платформы, вдоль крыльев Вилюйской синеклизы в юрских отложениях широко распространены озерные железные руды. В низовьях р. Бустома разведано месторождение с массивными, оолитовыми и порошковатыми рудами. Местами к основанию юрских отложений Иркутской впадины приурочены россыпи ильменита.

Юрские и нижнемеловые отложения на Сибирской платформе регионально угленосны. Наибольшей угленасыщенностью обладают юрские отложения на юге платформы, где районам распространения Континентальной юры соответствуют Канкский, Иркутский

(Черемховский), Южно-Якутский - во впадинах на Алданском щите и Ленский - в зоне Предверхоанского прогиба угленосные бассейны. В Канкском бассейне угленосны нижняя, а также средняя юра. В Саяно-Партизанской впадине угли каменные, в Рыбинской и Канкско-Абаканской - бурые. В Рыбинской впадине суммарная мощность пластов на месторождении достигает 65 м (мощность одного пласта "Бородинский" составляет 50 м). В Канкско-Абаканской впадине известны три пласта суммарной мощностью 17,5 м. В Иркутском бассейне обычно прослеживаются 2-5 рабочих пластов мощностью 4-50 м. Наибольшая угленасыщенность черемховской свиты отмечается вблизи Восточного Саяна. Особый интерес представляют угли Южно-Якутского бассейна (Чульманская, Токкинская впадины). В верхней части разреза юры имеются выдержанные пласты мощностью 5 и 16-30 м.

В Ленском бассейне, занимающем площадь Предверхоанского прогиба и примыкающих участков Виллюйской синеклизы, угли бурые в западной части и каменные - в восточной. С ниже-среднеюрскими отложениями связаны наибольшие месторождения; основная угленосность приурочена к верхней юре и нижнему мелу. На территории Предверхоанского прогиба в мезозойских (юра-триас) и пермских отложениях открыты газоконденсатные и газовые месторождения; Усть-Виллюйское, Собо-Хаинское, Бадаранское, Средне-Виллюйское и др.

В мел-палеогеновых корах и продуктах переотложения ранне-мезозойских кор выветривания в ряде районов платформы отмечаются залежи бокситов. Они приурочены к карстовым формам рельефа в известняках кембрия (вблизи Енисейского кряжа), к крупным эрозионным депрессиям (район Чадобецкого поднятия), к осадкам небольших озер (низовья рек Бахты, Фатьянихи, Сухой Тунгуски) и к прибрежно-морским отложениям краевой части чехла Западно-Сибирской плиты. Исходным продуктом для образования свободных окислов алюминия являются коры выветривания на породах основного состава. С кайнозойскими отложениями на платформе связаны россыпные месторождения золота, алмаза.

На территории Сибирской платформы встречены минеральные

хлоридно-натриевые, хлоридно-кальциевые и кальциево-натриевые воды, содержащие бром, калий, стронций и другие элементы. Воды приурочены к кембрийским отложениям Ангаро-Ленского прогиба, к докембрийским и раннекембрийским отложениям южной части Тунгусской синеклизы и другим структурам.

С кимберлитовыми трубками в Якутии связаны промышленные месторождения алмазов. Это трубки: “Мир”, “Удачная”, “Айхал” и др. На базе якутских месторождений развивается отечественная алмазодобывающая промышленность, вырос промышленный центр – г. Мирный.

19.2. Палеозойские, мезозойские и кайнозойские отложения и палеогеография Сибирской платформы

Выходят на поверхность в пределах всех антеклиз, в обрамлении Игаркского и Туруханского поднятий, в Березовской впадине и других районах, а также вскрыты скважинами в ряде мест под более молодыми отложениями. Обычно кембрийские отложения залегают согласно или со следами перерыва на вендских.

В распределении типов пород на площади Сибирской платформы для кембрия характерны следующие закономерности, В западных и юго-западных районах платформы в разрезе нижнего - среднего кембрия распространены терригенные пестроцветные, карбонатные и сульфатно-галогенные толщи; на востоке это преимущественно карбонатные, кремнисто-карбонатные толщи. Карбонатные отложения в разрезе верхнего кембрия развиты на севере платформы, на юго-западе это терригенные красноцветные и пестроцветные, а на юго-востоке верхний кембрий вовсе отсутствует. Даже в тех районах, где верхний кембрий представлен карбонатной толщей, его верхние горизонты размывы и ордовикские отложения залегают несогласно.

Кембрийские отложения на Сибирской платформе охарактеризованы богатыми и разнообразными комплексами трилобитов, а также археоциатами.

На южном склоне Ангаро-Ленской синеклизы в основании разреза нижнего кембрия залегает толща песчаников, мергелей, доломитов, ангидритов (мотская свита, до 450 м). Выше она сменяется мощной (до

2 км) соленосной формацией (усольская свита), состоящей из ритмично чередующихся ангидритов, доломитов, глин, известняков, каменной соли. Раннекембрийский солеродный бассейн занимал огромную площадь на западе Сибирской платформы и в нем накопилась уникальная по объему толща соли. В разрезе соленосной формации установлены также залежи калийных солей.

Верхние горизонты ленского яруса на юге платформы сложены преимущественно массивными доломитами мощностью до 550-650 м.

Не исключено, что верхнюю часть этой доломитовой толщи следует относить к среднему кембрию. Фаунистически охарактеризованные среднекембрийские отложения на Ангаро-Ленской антеклизе развиты ограниченно. Это толща пятнистых доломитовых известняков, доломитов, мергелей, песчаников. К верхнему кембрию в рассматриваемых районах относится красноцветная преимущественно терригенная толща молассового типа (верхоленская, эвенкийская свиты, 350-500 м), сложенная косослоистыми и волнистослоистыми песчаниками со следами трещин усыхания, мергелями, гипсами. Местами она замещается доломитизированными известняками с прослоями алевролитов и аргиллитов.

На северо-западе платформы алданскому ярусу соответствует толща доломитов и известняков (200 м), ленскому - битуминозные известняки и доломиты (90 м). В низовьях Подкаменной Тунгуски мощность известняково-доломитовой толщи нижнего кембрия увеличивается до 1200 м. Среднекембрийские отложения представлены серыми кремнистыми глинистыми и доломитовыми известняками общей мощностью 350 м. С нижней частью этой толщи связана фосфоритность. Верхнекембрийские отложения представлены полно. В Игаркинском районе это пестрые известняки, нередко песчанистые, Доломиты. В них отмечаются косая слоистость, знаки волновой ряби. Общая мощность верхнего кембрия до 1200 м.

На северном склоне Алданской антеклизы нижний кембрий начинается пестрыми глауконитовыми известняками (40 м) пестроцветной свиты. В направлении Березовского прогиба в разрезе свиты Появляются доломиты, ангидриты, каменная соль. Ее мощность возрастает до 250 м. Ленский и амгинский ярусы в восточной части

антеклизы, в бассейне р. Май образованы темными битуминозными Известняками и известковистыми горючими сланцами (55-75 м). В западной части антеклизы амгинский ярус образован толщей рифовых известняков мощностью до 300 м. Полоса рифовых известняков протягивается к северо-западу через всю платформу, отделяя солеродный бассейн западной части платформы от глубоководного в восточной части. Майский ярус представлен повсеместно карбонатной толщей. Верхнекембрийские отложения в обрамлении Алданской антеклизы отсутствуют.

Выпадение верхних горизонтов кембрия, появление морских крайне мелководных и континентальных молассовых отложений обусловлены общими поднятиями в салаирскую эпоху орогенеза, наиболее активно проявившимися в смежных структурах Урало-Монгольского пояса.

Ордовикско-силурийский комплекс. Комплекс отвечает новому этапу прогибания и осадконакопления на Сибирской платформе. Прогибанием были охвачены преимущественно западная и центральная части платформы, восточные районы испытывали поднятие. Состав и мощности ордовикско-силурийского комплекса подвержены наибольшему изменению в меридиональном направлении. Море на платформу трансгрессировало с северо-запада, где разрез комплекса, более полный, существенна роль карбонатных пород; только на северо-западе присутствует верхний силур. Строение ордовикско-силурийского комплекса сложное. Поверхностями региональных размывов он делится на три части: нижний ордовик, средний - верхний ордовик, силур.(рис.19.1.)

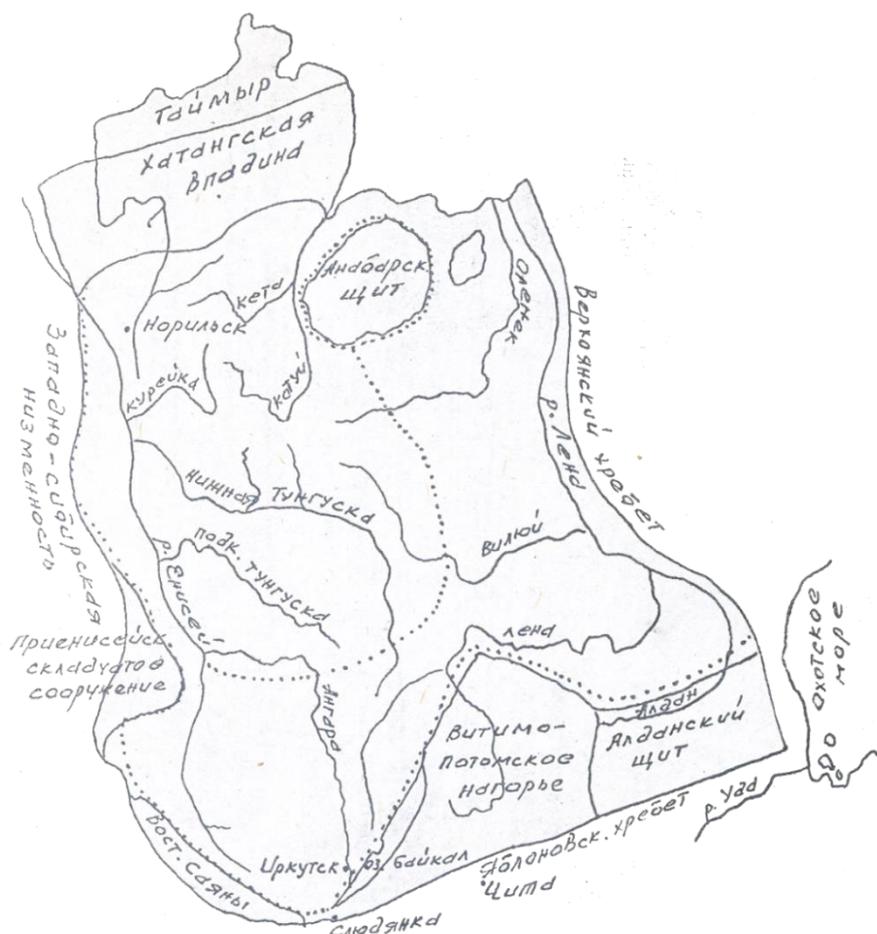


Рис.19.1. Площадь морского бассейна Сибирской платформы во время Ордовика и силура.

Ордовикские отложения. Выходы ордовикских отложений обрамляют Тунгусскую синеклизу, широко развиты на Ангаро-Ленской антеклизе, в Березовском и Нюйско-Жербинском прогибах. Фаунистически обосновано присутствие всех трех отделов ордовика, которые расчленены на горизонты: устькутский и чунский в нижнем, криволицкий и мангазейский - в среднем и долборский - в верхнем отделе.

Устькутский горизонт в южных районах представлен песчаниками и алевролитами с прослоями известняков (300—500 м). В центральных и северных районах он образован преимущественно известняками и доломитами. Нередко доломиты имеют пеструю окраску, содержат пачки песчаников и алевролитов. Мощность меняется от 70 до 400 м. Песчаниками и алевролитами в южных районах образован чунский горизонт. Мощность песчаниковой толщи изменяется от 100—110 м в низовьях Ангары до 1000 м в Прибайкалье и западной части

Иркутского амфитеатра. В верховьях р. Вилюй и севернее песчаники замещаются карбонатной толщей, переходящей вверху в песчано-аргиллитовую. Аргиллиты обычно пестроцветные, содержат многочисленные пачки гипсов. Мощность горизонта в северных районах изменяется от 100 до 500 м.

Средний ордовик обычно залегает с перерывом. Криволуцкий горизонт представлен толщей (40-60 м) зеленоватых и красных известковистых песчаников, алевролитов, известняков-ракушечников, пестроцветных мергелей. Характерно наличие фосфоритовых конкреций и фосфоритовых галек. В северных районах увеличивается содержание мергелей. Верхняя часть среднего ордовика - мангазейский горизонт, образован зелеными и красноцветными мергелями и аргиллитами с маломощными прослоями органогенных известняков.

К его основанию приурочены желваковые фосфориты. В бассейне среднего течения р. Вилюй в мангазейском горизонте развиты доломиты, гипсы. Мощность горизонта составляет 50-80 м.

Верхний ордовик в южных районах представлен красноцветными песчаниками, аргиллитами с прослоями гипса (.братская свита, 100-290 м). В северных и центральных районах платформы он сложен известняками с прослоями мергелей, аргиллитов (15-80 м).

Силурийские отложения. Выходят на поверхность по обрамлению северной части Тунгусской синеклизы, в западной части Ангаро-Ленской антеклизы и в Березовском прогибе. Более широким распространением пользуется нижний отдел; фаунистически охарактеризованные отложения верхнего отдела известны только на севере платформы. Отложения нижнего отдела в целом представлены карбонатной толщей (известняки, доломиты, мергели) В основании этой толщи обычно прослеживается горизонт темно-серых глинистых граптолитовых сланцев переменной мощности (3-110 м), а также конгломераты и песчаники. Участками в средней части разреза присутствуют прослой аргиллитов. В Березовском прогибе к нижнему отделу относят гипсово-доломитовую толщу (200-450 м). Мощность нижнего силура на платформе изменяется от 100 до 500 м.

Верхнесилурийские отложения в северо-западных районах платформы представлены внизу светлыми доломитами, мергелями и

известняками с прослоями гипсов, вверху - пестроцветной гипсово-доломитовой толщей. Мощность отдела изменяется от 30 до 300 м.

В позднесилурийское время произошло общее поднятие платформы. Только в северо-западной части Тунгусской синеклизы морской бассейн сохранился вплоть до начала девона.

Девонско-нижнекаменноугольный комплекс. Отложения девона и нижнего карбона пользуются относительно небольшим распространением на Сибирской платформе. После общего поднятия в конце силура новым погружением были охвачены лишь отдельные районы платформы: северная часть Тунгусской синеклизы, Тасеевская синеклиза и Рыбинская впадина, а также осевая зона Вилюйской синеклизы, где сформировались две параллельные субширотные системы грабенообразных прогибов авлакогенов: Северо-Вилюйская и Южно-Вилюйская, разобращенные Сунтарским выступом. Характерно, что структурные преобразования на Сибирской платформе сопровождались магматическими процессами - излияниями основной и кислой лавы, внедрением интрузий основного, ультраосновного и щелочного состава.

Девонские отложения. Выходы девонских отложений опоясывают на севере Тунгусскую синеклизу, а также известны по западному обрамлению Вилюйской синеклизы, в самой синеклизе (Кемпендяйские соляные купола), в Тасеевской синеклизе и Рыбинской впадине. Имеются выходы девона в Дено-Анабарском прогибе - Нордвикские соляные купола. Наиболее полные разрезы девона известны в Норильском районе, на крыльях Туруханского и Игаркинского поднятий, в бассейне р. Котуй, где фаунистически охарактеризованы все три отдела девона. В строении девона участвуют терригенные, карбонатные, сульфатные и галогенные породы; местами развиты эффузивы. В Вилюйской синеклизе в разрезе среднего - верхнего девона развиты терригенные, сульфатногалогенные и вулканогенные толщи, в Рыбинской впадине характерны красноцветные терригенные и вулканогенные.

Отложения, относимые к нижнему девону, в Игаркском районе представлены пестроцветными доломитистыми аргиллитами и алевролитами с прослоями известняков (30-80 м), на которых залегают

песчано-алевролитовая пачка (5 м) с повышенным содержанием фосфора. Средний девон в северных районах развит более широко. В нижней части залегает терригенная пачка с прослоями алевролитистых известняков и фосфоритов (до 90 м). Выше следует пачка пестроцветных аргиллитов и алевролитов, местами содержащая доломиты, линзы гипса, ангидрита, каменной соли (мантуровская свита, до 300 м). Завершается разрез среднего девона известняками, внизу темными битуминозными, вверху - светлыми (20-85 м). Верхнедевонские отложения в нижней части сложены аргиллитами, гипсами, ангидритами, в средней - доломитами и известняками, а в верхней - доломитами, гипсами, ангидритами с пластами каменной соли. Суммарная мощность верхнего девона до 750 м.

В Тасеевской синеклизе разрез начинается терригенно-карбонатными отложениями живетского яруса (180 м). Выше следуют пестроцветные алевролиты, песчаники, мергели (до 340 м). В кровле толщи появляются прослой известняков.

В Рыбинской впадине мощность девонских отложений достигает 3 км. В нижней части разреза красноцветных терригенных отложений, относимых к Эйфелю - живетскому ярусам, присутствуют базальтовые порфириты, в верхнем девоне присутствуют известняки.

Особый интерес представляют девонские отложения в Вилюйской синеклизе и на ее окраинах. В основании среднего девона залегает пестроцветная карбонатно-терригенная толща (около 130 м) с остатками рыб. Верхняя часть живетского яруса представлена известняками (5-85 м). К верхнему девону в среднем течении р. Вилюй относится толща (300 м) пестрых мергелей, алевролитов, туфов и подстилающая их толща (125 м) базальтов. В Кемпендяйском районе мощность верхнего девона превышает 1,5 км. В его строении участвуют пестроцветные галогенные, туфогенные, терригенно-карбонатные и терригенные отложения. Участками развиты лавы основного состава. Базальтовый вулканизм был, вероятно, связан с началом формирования системы авлакогенов в Вилюйской синеклизе.

Нижнекаменноугольные отложения. Морские отложения нижнего карбона (турнейский, визейский, частично серпуховский ярусы) распространены главным образом на северо-западной окраине

Сибирской платформы, по обрамлению Тунгусской синеклизы, а также в Вилюйской синеклизе. Известны также нижнекаменноугольные отложения в Тасеевой синеклизе и на южном склоне Оленекского поднятия. Площадь распространения нижнего карбона сокращена относительно площади распространения верхнедевонских отложений.

В районе Норильска турнейские отложения образованы известняками темными внизу и светлыми вверху (около 50 м). Отложениям визе и нижней части серпуховского яруса соответствует пестроцветная терригенно-карбонатная толща (100-200 м). В бассейне среднего течения р. Вилюй к турнейскому ярусу относят песчаниково-лавовую толщу (875 м), выше которой залегает пестроцветная песчано-карбонатная толща с прослоями пепловых туфов (более 200 м). В Тасеевской синеклизе развита толща песчаников и алевролитов с туфами (около 100 м), относимая к визейскому ярусу и низам серпуховского яруса.

В девонской-раннекаменноугольный этап на Сибирской платформе широко проявился магматизм основного и ультраосновного - щелочного состава. Базальтовые порфириты, базальты слагают мойные покровы в разрезе нижнего - среднего девона в Рыбинской впадине. В восточных районах платформы известны многочисленные небольшие трещинные интрузии долеритов, а также покровы базальтов в авлакогенах, а также покровы базальтов в авлакогенах под мезозоем Вилюйской синеклизы. Интрузии в виде роев даек окаймляют авлакогены, а также развиты на склонах Анабарской и Алданской антеклиз. Мощность даек достигает 200 м, протяженность до 160 км. Силлы долеритов и габбро-долеритов распространены в низовьях рек Бол, Патом и Чара. Интрузивы прорывают отложения кембрия, ордовика, силура и деформированы вместе с ними.

Среднекаменноугольно-среднетриасовый (тунгусский) комплекс. Комплекс континентальных верхнепалеозойских и триасовых отложений был выделен под названием тунгусской серии С.В.Обручевым. Комплекс слагает Тунгусскую синеклизу и ее юго-западное продолжение - Тасеевскую синеклизу. В разрезе тунгусского комплекса принято выделять три толщи: нижнюю - продуктивную, среднюю - туфогенную и верхнюю - лавовую. Их границы не являются строго

одновозрастными. В целом продуктивная толща отвечает среднему, верхнему карбону - перми, включая местами верхние горизонты нижнего карбона. Туфогенная толща соответствует нижнему триасу, но в северных районах синеклизы она включает и верхнюю пермь. Лавовую толщу относят к среднему или нижнему - среднему триасу.

Среднекаменноугольно-пермские отложения (продуктивная толща). Отложения среднего и верхнего карбона наиболее полно представлены в южной части Тунгусской синеклизы. Они залегают трансгрессивно на подстилающих отложениях и сложены аргиллитами, алевролитами, песчаниками с пластами и линзами угля. Пласты угля в верхней части разреза имеют промышленное значение. Мощность отложений в иных районах составляет 250-400 м, а в северных - не превышает 200 м.

Пермские отложения залегают трансгрессивно. Они начинаются конгломератами и гравелитами. В их составе выделяется ряд свит, Сличающихся соотношением содержания глинистых, обломочных пород и углей. На Нижней Тунгуске в верхних горизонтах нижней перми встречаются прослой глинистых известняков, местами - сидеритов. По всему разрезу пермских отложений встречаются пласты угля. Некоторые пласты угля имеют мощность до 70 м. Уголь вблизи интрузий замещается графитом. В Норильском районе верхняя часть верхней перми сложена пирокластическими породами и покровами базальтов (около 160 м) с пластами угля. Туфогенные породы в разрезе верхней перми характерны для ряда мест северной части Тунгусской синеклизы. Общая мощность пермских отложений изменяется в широких пределах, но обычно не превышает 600-800 м.

Нижне-среднетриасовые отложения. В разрезе вулканогенных континентальных отложений, заполняющих Тунгусскую синеклизу, выделяется большое число свит, корреляция которых основана на флористических остатках. Основная часть разреза пирокластических отложений и базальтов относится к нижнему отделу триаса; к среднему отделу УСЛОВНО относят несколько свит, слагающих верхние горизонты вулканогенной серии.

Нижняя часть нижнего триаса залегает с перерывом на верхней перми. Она сложена туфоалевролитами, туфоаргиллитами, туфами,

туфобрекчиями и туффитами. В нижней части разреза окраска пород пестрая; в средней части разреза встречаются линзы ангидритов, известняков. Мощность отложений изменяется в широких пределах, достигая 600 м. На северо-западе синеклизы туфовая свита замещается преимущественно базальтовыми покровами, перемежающимися с прослоями туфов и осадочных пород. Мощность отдельных покровов от 4 до 20 м. Соотношение базальтовых покровов и пачек туфогенных пород изменяется в широких пределах, суммарная мощность устанавливается до 2 км.

Верхняя часть разреза нижнего триаса в центральных районах синеклизы образована внизу покровами шаровых ЛАВ с прослоями туффитов и туфов, сверху базальтами, туффитами и прослоями песчаников. Мощность отложений до 800 м. В северных районах (оз.Дюпкун, Хантайское) среди туфов и туффитов широко распространены трахибазальты. Мощность изменяется от 180 до 620 м.

К среднему отделу условно относится толща базальтов, их туфов и туффитов. Мощность около 500 м.

Триасовый трапповый магматизм. На Сибирской платформе на севере Тунгусской синеклизы базальтовый магматизм начался в позднепермскую эпоху, повсеместно он происходил в раннетриасовую и до начала среднетриасовой эпохи. В целом комплекс вулканических пород основного состава (базальты, их туфы, туфопесчаники) и сопровождающие их многочисленные интрузивы долеритов образует трапповую формацию, распространенную на площади 1,5 млн.км² на западе Сибирской платформы. Центральная и северная части Тунгусской синеклизы - область широкого распространения лавовых покровов, образующих лавовую толщу общей мощностью до 2,5-3,0 км (плато Путорана). Пачки пирокластических пород в лавовой толще имеет подчиненное значение. Туфы подстилают лавовую толщу, образуя также мощную (600-800 м), преимущественно туфогенную толщу, выходы которой обрамляет лавовое поле с запада, юга и востока. Лавовые покровы встречается в верхней части туфогенной толщи и замещает ее на северо-западе синеклизы. (рис.19.2.)

Интрузии долеритов распространены более широко, чем туфы, и располагается по окраинам и в центральной части синеклизы. Их

размещение контролируется сложной сеткой разломов, ограничивающих и пересекающих синеклизу. Общий объем базальтового материала в Тунгусской синеклизе, по данным М.Л.Лурье и Б.Л.Масайтиса, составляет примерно 910 тыс.км³ ; четыре пятых этого объема принадлежит базальтам и долеритам, одна пятая - туфам.

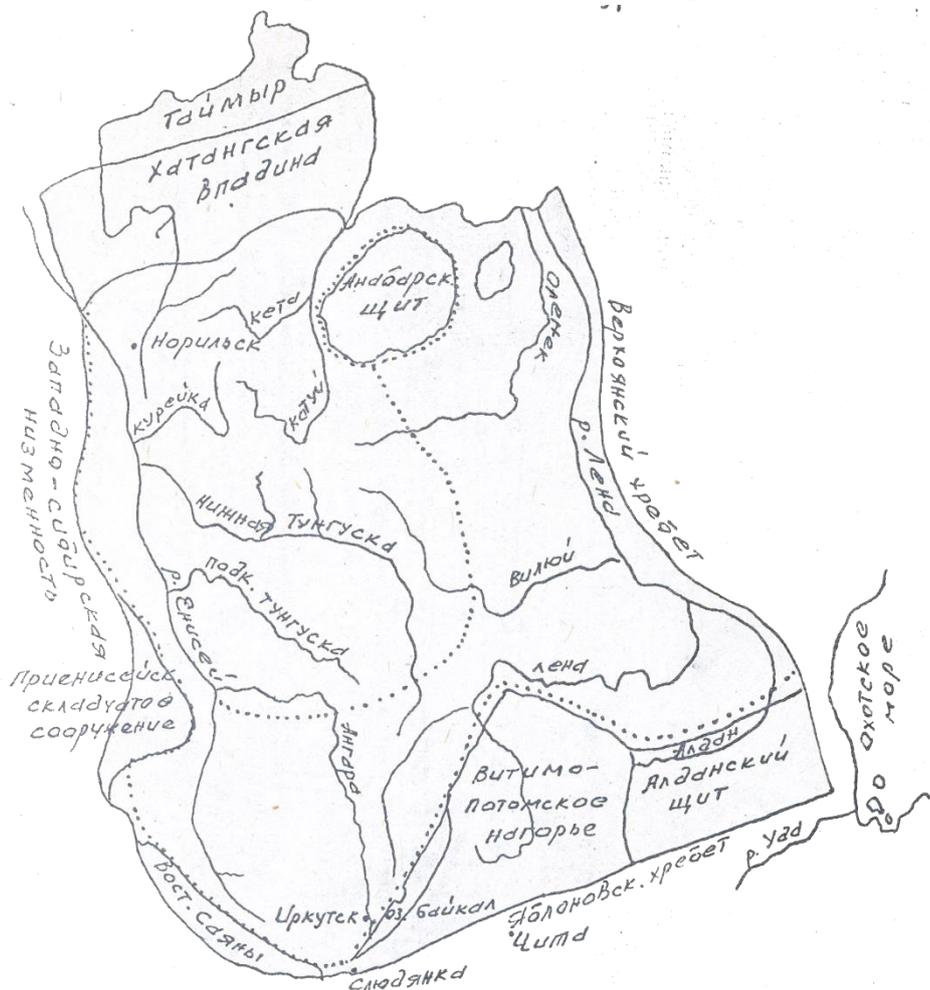


Рис.19.2. Площадь распространения Сибирских траппов.

Значительная часть кимберлитовых трубок алмазоносна. Наибольший интерес имеют трубки раннемезозойского и среднепалеозойского (девон) возраста. Ныне известно более 300 трубок.

Морские триасовые отложения, не связанные с тунгусским комплексом, известны на склонах Оленекского поднятия. В целом это терригенные толщи, охарактеризованные разнообразными остатками беспозвоночных.

Нижнетриасовые отложения в нижней части (индский ярус) сложены песчаниками, алевролитами, туффитами (до 120 м). Оленекскому ярусу

соответствует толща (50-200 м) темных аргиллитов с прослоями мергелей и песчаников. Анизийский ярус (до 700 м) сложен внизу песчаников, выше темными аргиллитами. Ладинский - песчаниками (110 м) с отпечатками растений.

Верхнетриасовые отложения залегают с базальными конгломератами в основании. Это - темные аргиллиты с остатками двустворок с прослоями алевролитов и пачками песчаников. Ближе к кровле в песчаниках встречаются обильные остатки растений. Общая мощность верхнего триаса 70-80 м.

Морские терригенные триасовые отложения известны также в центральной части Предверхоянского прогиба - на Китчанском поперечном поднятии.

Юрско-меловой комплекс. Юрские и меловые отложения распространены по окраинам Сибирской платформы, заполняя прогибы, сформировавшиеся вдоль ее краевых швов. На севере это Усть-Енисейско-Хатангский и Лено-Анабарский; их естественным продолжением на востоке является Алдано-Ленский (Предверхоянский) с вдающейся в глубь платформы Вилюйской синеклизой. В пределах указанных прогибов юрские и меловые отложения представлены преимущественно морскими (на севере) и континентальными (на юге) отложениями. Вдоль южного обрамления платформы также прослеживается полоса впадин, выполненных юрскими континентальными толпами; Канкская, Иркутская (Черемховская), а также впадины на Алданском щите - Чульманская, Токкияская и др. По-видимому, в раннеюрское время Каннская впадина и Вилюйская синеклиза соединялись узким протяженным прогибом, в который из Вилюйской синеклизы проникали морские трансгрессии в позднем лейасе. Останцы юры, накопившиеся в этом бассейне, составляют Ангаро-Вилюйский прогиб.

Юрские и меловые отложения образуют самостоятельный осадочный комплекс, формирование которого происходило преимущественно в новообразованных прогибах юрско-мелового этапа.

Морской бассейн на протяжении юрского и мелового периодов периодически трансгрессировал на северную окраину платформы. Глубоким и протяженным рукавом через Алдано-Ленский прогиб мор-

ской бассейн проникал в Вилюйскую синеклизу. На севере платформы, на склонах Оленекского поднятия юра целиком представлена морскими отложениями; южнее на широте г. Жиганска, верхний отдел замещается континентальными отложениями, еще далее на юг появляются континентальные толщи в верхах средней юры и в нижней части верхней юры и, наконец, на широте г. Якутска морские отложения сохраняются только на уровне верхнего лейаса - аалена.

Меловая система представлена морскими накоплениями только на крайнем севере на уровне неокома (Лено-Анабарский прогиб) и сеномана - турона (Усть-Енисейско-Хатангский прогиб).

В целом юрские и меловые отложения повсеместно сложены глинистыми и терригенными породами. Широко распространены полимиктовые и кварцевые песчаники, алевролиты, конгломераты, гидрослюдистые и каолиновые глины. В разрезе морских отложений среди глин и обломочных пород присутствуют прослой мергелей и органогенных известняков; их место в континентальных отложениях занимают каменные, бурые угли и лигниты.

Юрские отложения. На севере платформы в основании разреза нижней юры залегает толща (около 150 м) песков, песчаников с прослоями конгломератов, каолиновых глин континентального происхождения. Вышележащие отложения нижнего, среднего и верхнего отделов представлены песчаниково-глинистыми толщами морского происхождения. Их суммарная мощность превышает 1 км. Мощность верхнего отдела быстро сокращается в южном направлении.

В Вилюйской синеклизе в основании разреза также выделяется толща (до 250 м) континентальных отложений, относимых к нижнему - среднему лейасу. Это конгломераты, песчаники, глины, бурые угли. Возможно, что нижние горизонты разреза континентальной толщи отвечают верхней части верхнего триаса.

В Токкинской впадине пласты угля мощностью более 1,5 м известны по всему разрезу юрских отложений. Наиболее высокой продуктивностью характеризуется верхняя юра.

Меловые отложения. Морские меловые отложения известны вдоль северной окраины платформы. В южном направлении они сменяются континентальными. Наиболее далеко на юг по Алдано-

Ленскому прогибу проникают морские отложения валанжинского яруса. В Лено-Анабарском прогибе валанжин-баррем представлен глинисто-алевролитовой толщей (100-800 м) с аммонитами и двустворками. На южном краю прогиба в разрезе появляется много песчаников. Песчано-глинистые готерив-барремские отложения (1000—1800 м) внизу содержат остатки морских организмов, но в верхней части становятся угленосными. Толщей (200-500 м) континентальных песков, песчаников с прослоями глин и углей представлены апт и альб. Верхнемеловые отложения развиты ограниченно. В Усть-Енисейско-Хатангском прогибе известны морские глинистые отложения (р. Хета, до 60 м), но в большинстве мест это континентальные песчано-глинистые толщи.

Юрско-меловой этап сопровождался активными проявлениями магматизма в юго-восточной части Сибирской платформы. В Чульманской впадине распространены диабазы и долериты, образующие дайки мощностью 250 м, протяженностью до 100 км, пересекающие нижнюю юру. Предполагается, что значительная часть кимберлитовых трубок на Сибирской платформе имеет юрский возраст, так как в кимберлитах встречаются обломки юрских пород. На Алданском щите известны юрско-раннемеловые гипабиссальные щелочные и субщелочные интрузивные массивы (сиениты, граносиениты, нефелиновые сиениты и пр.), с которыми связана золотоносность. Вблизи границы платформы с Монголо-Охотской складчатой областью зоны разломов контролируют размещение в Становом мегаблоке штокообразных тел гранитов, гранодиоритов, гранодиорит-порфиров. Известны также дифференцированные интрузивные массивы (от основных до кислых) в западной части Станового хребта.

Таким образом, магматизм юрско-мелового этапа на Сибирской платформе характеризовался очень широким спектром от щелочно-ультраосновного до кислого и был обусловлен процессами тектономагматической активизации, проявившимися в восточных и юго-восточных районах платформы.

Кайнозойские отложения. Палеогеновые и неогеновые отложения на Сибирской платформе пользуются ограниченным распространением и представлены исключительно озерными,

аллювиальными, делювиально-пролювиальными и элювиальными накоплениями. Четвертичные отложения развиты повсеместно и представлены всей гаммой генетических типов континентальных отложений, среди которых важное место принадлежит ледниковым накоплениям.

По особенностям состава и строения можно выделить палеоген-миоценовые отложения, накопившиеся в условиях относительного выравнивания рельефа, и плиоцен-четвертичные, формирование которых происходило в период резкого омоложения рельефа Сибирской платформы.

На юге Вилуйской синеклизы в разрезе кайнозойских озерных отложений выделяется несколько толщ. Внизу это грубые кварцевые и кварц-полевошпатовые пески (90-380 м) палеоцена. Выше следуют пески, глины, лигниты (до 30 м) олигоцена (?) и железистые пески миоцена (до 120 м). Завершается разрез грубыми песками, конгломератами, глинами плиоцен-четвертичного возраста.

Западнее Вилуйской синеклизы местами развиты так называемые водораздельные галечники, сложенные внизу грубыми песками и галечниками, выше - глинами с каолином. Местами это глинистые пески и каолиновые глины (1-3 м). Состав кор выветривания, широко развитых на юге Сибирской платформы, зависит от субстрата. Мощность кор местами достигает 50 м. Их палеогеновый возраст принимается условно.

19.3. Краткая палеогеография палеозоя и мезокайнозоя Сибирской платформы

Изучение фаций осадков (геологических разрезов) в различных частях Сибирской платформы позволяет восстановить условия осадконакопления в этих регионах, а рассмотрение их в совокупности - палеогеографические условия по этапам развития платформы; т.е. мы можем определить величину колебательных движений, глубину морских бассейнов, движение блоков фундамента, направления морских трансгрессий или регрессии, площадь развития континентов (во времени), деятельность и состав наземных вулканов и изменение их состава во времени, климатические условия, оставляющие отпечаток в

осадках, а также связанные с этими процессами полезные ископаемые.

Надо помнить всегда, что колебательные движения, создающие различные фации осадков, независимо от знака (отрицательные или положительные), являются отражением глубинной жизни земного шара на поверхности земной коры. Происходя постоянно, но с различной скоростью и интенсивностью в различных структурах, колебательные движения определяют мощность и фациальный состав осадочных пород, как морских, так и континентальных.

Сибирская платформа с равнинной (выровненной) поверхностью между выходами докембрийского фундамента к началу кембрия являлась сушей со слабым наклоном с юго-запада на северо-восток и на северо-запад и с обширной равниной - плоскогорьем в центральной части.

Поэтому нисходящие колебательные движения вызвали трансгрессию со стороны северо-запада и северо-востока, которая захватила и центральную часть, образуя обширный, единый морской бассейн. Морском не проникло в юго-западную часть Сибирской платформы.

Со времени верхнего кембрия, в СВЯЗИ со сменой знака колебательных движений на положительный, с относительно большой амплитудой, море с юго-запада отступает и граница его сохраняется приблизительно в пределах морского бассейна нижнего кембрия. Море занимает центральную часть, северо-западную и северо-восточную половины Сибирской платформы - вокруг Анабарского докембрийского блока. В пределах юго-западной части снова в континентальных условиях образуется гипсо-доломитовая, соленосная, песчано-глинистая, красноцветная континентальная толща - подобие нижнего кембрия.

Начиная с ордовика, фундамент Сибирской платформы вновь испытывает погружение с большой амплитудой, морской бассейн расширяется, заливают и юго-западную часть.

Как и в течение кембрия, частота колебательных движений (изменение знака движения) с малой амплитудой повторяется и на протяжении ордовика, что и приводит к резкому изменению фаций осадков в некоторой части Сибирской платформы (особенно на юге), к

выпадению некоторых горизонтов осадков из разреза ордовика, далее медленный подъем фундамента в целом приводит к отступлению морского бассейна на северо-востоке и северо-западе. Постепенно с юга морские осадки сменяются красноцветными континентальными толщами. Это отступление заканчивается в конце силура, когда вся поверхность платформы освобождается от морского бассейна.

В девоне возникают два региона с двумя резко различными фациями: на северо-западе - морской бассейн с известняками мощностью осадков до 300 м, в центральной части - красноцветная континентальная толща с гипсами, солями, и песчаниками мощностью до 700 м (причем они развиваются не повсеместно на новой площади формирующейся Тунгусской впадины Морской бассейн северо-западной части сохраняется и во времени карбона с образованием известняков мощностью до 370 м.

В центральной части - в пределах Тунгусской впадины - развивается песчано-глинистая угленосная толща (по площади и запасу углей занимает одно из первых мест в мире) с возрастом карбона и перми, включающая до 104 угольных пластов. Мощность толщи до 3500 м.

В течение карбона и перми блоки под отложениями Тунгусской впадины двигались с различной скоростью и поэтому разломы проникали в угленосную толщу. Медленно перемещающиеся расплавы мантии (идущие их астеносферы; в местах уменьшения сопротивления на своем пути - места пересечения разломами - создают вулканы центрального типа с образованием туфов, туффитов, туфопесчаников основного состава мощностью до 700 м, залегающих на поверхности угленосной толщи.

Продолжающиеся движения блоков в дальнейшем создают условия, когда разломы достигают дневной поверхности и расплав (недифференцированная лава) изливается на поверхность на площади Тунгусской и Хатангской впадин в пределах юга Таймыра (траппы), занимая площадь до 600000 кв.км при мощности до 1500 м (в центральной части Тунгусской впадины).

К концу нижнего триаса вулканическая деятельность затухает, но очаг на глубине еще действует, выделяя "эманации". "Эманации",

идушие из очага и встречающие на своем пути преграды, создают в таких местах колоссальные давления, превосходящие давления вышележащих пород (стрессовое давление). Происходит взрыв с образованием трубообразных тел, которые мы называем "трубкой взрыва".

К концу верхнего палеозоя площадь Тунгусской ВПАДИНЫ становится устойчивым, монолитным блоком, полностью утратившим свою подвижность. Погружения прекращаются.

Возможно, с одной стороны, активизация астеносферы перемещается на северо-восток, с другой - под влиянием мощных мезозойских интенсивных тектонических движений, раздробляющих фундамент и рождающих новую геосинклинальную зону на площади Верхоянского складчатого сооружения к северо-востоку от фундамента Сибирской платформы. На мезозое эта прилегающая часть платформы становится неустойчивой.

Разбивается фундамент, образуя впадину - огромную Вилюйскую, соединенную через Предверхоаянскую впадину с северным морским бассейном, при этом Предверхоаянский прогиб имеет наклон дна в северном направлении. Поэтому, если колебательное нисходящее движение будет иметь большую амплитуду, то морская трансгрессия может проникать в Вилюйскую впадину; если малая амплитуда, то морские воды могут сохраниться в Предверхоаянской впадине, в ее северной части.

По характеру осадконакопления в восточной части фундамента выделяются три структурные единицы: северная структурная единица - низовье реки Лены, северная часть Приверхоаянского прогиба, имеющая относительно глубокое погружение. В течение мезозоя, независимо от колебательных движений, занята морским бассейном. Вторая единица - Вилюйская впадина, территория которой периодически заливается морской ВОДОЙ в момент трансгрессии со стороны севера. Поэтому здесь мы наблюдаем смешение осадков - континентально-угленосные и песчано-глинистые морские, неоднократно чередующиеся в течение юры и мела. Третья структурная единица - Канкско-Иркутская впадина в юго-западной части Сибирской платформы, отделенная в западной части от Вилюйской впадины Пеледуйским поднятием,

препятствующим проникновению морской трансгрессии из Вилюйской впадины в Канкско-Иркутскую. Мощность мезозоя в Вилюйской впадине достигает 17-19 км. В пределах Канкско-Иркутской впадины континентальная угленосная толща мощностью до 2-х км имеет только юрский возраст: нижняя юра, возможно, и средняя юра.

Тектонические движения, создавшие Вилюйскую и Канкско-Иркутскую впадины с Пеледуйским поднятием, затрагивали и выход докембрийского фундамента на юге платформы. Здесь образовалось большое количество (до 10) грабенов с юрскими континентально-угленосными отложениями. Самым крупным из них является Чулманский грабен. Эта активизация, затрагивающая южную часть фундамента Сибирской платформы, по всей вероятности, продолжается и сейчас. Во время четвертичного периода возникает грабен - Байкальское озеро, ограниченное глубинными разломами с почти вертикальными стенками бортов озера, глубиной до 1600 м. Разлом в центральной части Байкала выделяет эманации. Это воды с высокой температурой, которые растапливают в виде узкой зоны прозрачный ледяной покров, имеющий толщину до 1 м (в зимнее время).

Озеро уникальное, содержит до 25% мирового запаса пресных вод, уникальный животный мир (тюлень, байкальский омуль и др.), для изучения их в 1920 году был создан лимнологический институт в поселке Листвянка. Вода круглый год имеет температуру +16° - -17°С. Озеро соединено 70-ти километровой асфальтовой дорогой с г. Иркутск.

Начиная с палеогена, территория Сибирской платформы носит равнинный характер. Широко развиты наложенные неглубокие, но обширные впадины, где образуются тонкодисперсные, возможно, озерные глины, редко с линзами песков.

В неогене возникает мощная озерная формация осадков в среднем течении реки Лены, где, по всей вероятности, после обвала участка Верхоянского хребта, произошло накопление воды на огромной площади. К концу неогена плотина прорывается и озеро исчезает - остаются глинистые и песчаные образования. Там, где были наложенные впадины в палеогене, образуются маломощные глинистые осадки неогена.

Во время четвертичного периода похолодание климата в северной части северного полушария охватывает и площадь Сибирской платформы. Вся поверхность была покрыта материковым “панцирным” оледенением мощностью более 5500-4000 м. Приподнятые части фундамента образовали “гольцы”. Тяжесть льда препятствовала поднятиям и опусканиям поверхностной отметки Сибирской платформы. Поэтому территория называется Среднерусской столовой возвышенностью. Ее поверхность в настоящее время покрыта лесными массивами, на севере - полоса тундры.

Сибирская платформа находится в зоне вечной мерзлоты, на севере - температура 0°C фиксируется на глубине 600, на юге - до 400 м. В результате оледенения в четвертичных рыхлых, не замерзших отложениях много ископаемого льда; находят в полной сохранности замерзшие тела мамонтов.

После отступления льда северная и южная части фундамента испытывали подъем, что создало современный гористый рельеф с высокими вершинами - гольцами, на севере до 1700 м и на юге более чем 2800 м абсолютной отметки.

Вопросы:

1. Рифейский комплекс Сибирской платформы?
2. Палеозойские отложения Сибирской платформы?
3. Мезозойские отложения Сибирской платформы?
4. Кайнозойские отложения Сибирской платформы?
5. Выделите этапы развития Сибирской платформы?
6. Палеозойские, мезозойские и кайнозойские отложения Сибирской платформы?
7. Палеогеография палеозоя и мезокайнозоя Сибирской платформы?

20. СРЕДИЗЕМНОМОРСКАЯ И ТИХООКЕАНСКИЕ СКЛАДЧАТОЕ ПОЯСА

Геосинклинали являются основными структурными элементами земной коры. Все участки континентов прошли геосинклинальную стадию развития.

Поднятие о геосинклиналях дает нам основные палеогеографические различия между определенными типами горноскладчатых систем, иначе говоря, характеризует типы палеогеографических строений и тектонических эволюций определенных горноскладчатых регионов. При этом характерной особенностью геосинклиналей являются процессы осадконакопления, метаморфизм, магматизм, тектоника и орогенез.

Идея о геосинклиналях была впервые высказана Дж. Холлом (хотя термин геосинклиналь он не употреблял). Его высказывания касаются характеристики рассматриваемой зоны:

- 1) большая мощность осадков (немного более 1200 м);
- 2) мелководные фации осадков с образованием песчаников, как результат опускания морского дна;
- 3) складчатость осадочных серий. Как предполагал Холл, погружением обусловлены разрывные нарушения, развивающиеся по краям бассейна, осадконакопления, а образование складок в верхних слоях его внутренних зон - результат сжатия; но вздымание горной системы он не связывал со складкообразованием;
- 4) метаморфизм некоторых частей осадочной толщи, который объяснялся повышением температуры с глубиной и наличием давления и подвижек.

Значит по Холлу существуют огромные синклинальные прогибы, возникшие под тяжестью заполняющих их осадков (работа была посвящена геологии южной части штата Нью-Йорк).

Дж.Д.Дэна (1866 и 1873 г.г.) поддерживал многие выводы Холла на примере развития апалачских серий.

Он также описывает их характерные признаки:

- а) большую мощность осадков;
- б) мелководные фации осадков; причем он предполагал активное опускание дна, с обязательным соответствием осадконакопления и

опускания (“фут за фут”).

Он назвал опускающуюся геосинклиналью.

в) складчатость. По Дэну осадконакопление не вызывает одновременно складкообразование. Существует длительный период покоя, прежде чем наступает короткий период складкообразования;

г) метаморфизм, интрузивный магматизм и интенсивная вулканическая деятельность. - Он предполагает, что погружение осадочной толщи, сопровождающееся повышением температуры и давления в глубинных частях геосинклинали, “мобилизует” земную кору;

д) периферическое положение геосинклинали по отношению к континенту. - От континента в сторону располагается геосинклиналь, геоантиклиналь и затем океан.

Идея Дэна была в свое время широко признана. Он допускает связь между зоной осадконакопления и зоной, поставляющей обломочный материал, допускает разрастание континентов за счет складчатых систем.

Дэна ошибочно думал, что боковое сжатие обуславливается сжатием (контракцией) земной коры, а вертикальные движения не принимались во внимание.

В 1900 году в работах Ога понятие о геосинклинали трактовалось с несколько иных позиций.

По Огу, характерными чертами геосинклиналей являются следующее:

а) большая мощность осадков, при этом подчеркивается непрерывность отложения в течение длительных периодов;

б) батинальные фации осадков, т.е. глубоководные образования, такие как граптолитовые сланца, комковатые известняки с аммонитами. По Огу - геосинклиналь, в отличии от Холла и Дэна, не неритовая зона, а глубокая удлиненная впадина. Если скорость отложения осадков превысит скорость опускания, то геосинклиналь быстро заполняется;

в) складчатость (как у Дэна). Первые признаки складчатости появились в пределах впадины на более ранней стадии, в виде несильных поднятий (антиклиналей). Главную фазу складчатости Ог относит к концу геосинклинального цикла;

г) расположение между двумя континентальными областями (в

отличии от Холла и Дэна);

д) метаморфизм и магматическая деятельность. По Огу мощность осадков создает на глубине большую температуру, давление, и там идет преобразование осадочной толщи в гранитоидную магму, которая под действием орогенеза могла быть инъецирована в вышележащие слои. Метаморфизм верхних осадочных горизонтов проявляется в образовании различных сланцев. Дополнительно, в отличие от Холла и Дэна, Ог высказал следующие соображения:

1. Наблюдается последовательность характерных фаз: в начале периода - осадки, преимущественно илистые; затем, по мере накопления, они становятся грубообломочными; и, наконец, в последнюю фазу море отступает от окраины горноскладчатой системы и новые озерные или мелководные морские депрессии, в СВОЮ очередь, заполняются осадками.

2. Совершенно в другом плане Ог выделил области тектонического поднятия и тектонического опускания, которые могут быть широкими или узкими (в виде пролива), при этом поднятия и опускания могут развиваться одновременно.

3. Между краем щита - крупным поднятием, и собственно геосинклинальным поясом развивалась периферическая депрессия, которая не подвергалась складчатости (парагеосинклиналь по Штилле).

4. Он стремился выявить общий закон, контролирующий распределение трансгрессий и регрессий на земном шаре, - любая трансгрессия в пределах континентальных областей вызывает соответствующую регрессию в геосинклиналях.

Шухерт (1923) выделил следующие типы геосинклиналей:

а) мезогеосинклинали “средиземноморского” типа;

б) моно-, поли и пареосинклинали, они располагаются вдоль внешних окраин континентов. Предполагается существование континентальных поднятий, которые, вздымаясь вдоль океанической окраины над прилегающей геосинклиналью, поставляют в нее обломочный материал.

Моногеосинклинали имеют простое строение.

Полигеосинклинали являются сложными, опущенные участки в них разделены геоантиклиналями.

Парагеосинклинали располагаются в краевой части континентов (по Шухерту - островные дуги Восточной Азии).

Многие работы Штилле (1913-1940 г.г.) посвящены вопросу о геосинклиналиях - основной их характеристике и классификации:

1. Мощность осадков. Он считает, что одним лишь прогибанием земной коры нельзя объяснить большую мощность ОСАДКОВ. Необходимо учитывать область денудации, являющуюся источником обломочного материала, т.е, опускание компенсируется поднятием области денудации.

2. Фации осадков - обуславливаются соотношением процессов опускания и осадконакопления. По Штилле геосинклиналь представляет собой зону длительного прогибания.

3. Проблема складчатости. Геосинклинальные зоны были смяты в складки, но имеются геосинклинали, которые не подвергались орогенезу, т.е. в понятие геосинклиналь Штилле ВКЛЮЧИЛ все зоны длительного опускания.

На основе тектонического вида (типа) все горноскладчатые системы он разделил: на альпинотипные хребты с тектоническими покровами или сильно сжатыми складками и гермонотипные хребты, сформировавшиеся в результате соросово-глыбовых или сбросово-складчатых движений. Геосинклинали разделены Штилле на ортогеосинклинали, характеризующиеся альпинотипным орогенезом и парагеосинклинали, характеризующиеся гермонотипным орогенезом; большей частью расположенные в пределах континентальных областей как новая категория структур.

4. Проблема магматической эволюции и метаморфизм.

Геосинклинали характеризуются начальным вулканизмом, выраженным мощными подводными извержениями симатической магмы с образованием офиолитов или зелено каменных пород.

Начальный вулканизм устанавливается во внутренних зонах геосинклинали, во внешних - ближе к кратону, офиолиты отсутствуют. На основе этого он выделил эвгеосинклинали с офиолитами и многогеосинклинали - без них.

"Синорогенный" сиалический глубинный магматизм (плутонизм) сопровождает орогенез, при этом проявлена главная фаза с согласно

залегающими гранитами и региональным метаморфизмом, поздняя фаза - с несогласно залегающими гранитами и контактовым метаморфизмом.

“Субсеквентный” (последующий) вулканизм андезитового типа (андезиты, дациты) следовал за орогенезом, разделенный интрузиями (граниты, гранодиориты, диориты).

"Финальная" (заключительная) фаза симатического вулканизма, характеризующегося широким развитием базальтовых излияний в посторогенные эпохи, завершает процесс.

В 1950 году А.В.Пейве и В.М.Синицын в противоположность платформам - континентальным областям по Огу или кратонам по Штилле, выделили три типа геосинклиналей: первичные, вторичные и остаточные геосинклинали.

1.Первичные геосинклинали являются узкими удлиненными асимметричными прогибами в земной коре, контролируемые крупными разломами, разделенные промежуточными выступами платформ.

2.Выполнены они осадками различных фаций мощностью несколько километров, верхняя часть сложена терригенными морскими отложениями и флишем.

3.К концу развития первичные геосинклинали смяты в складки. Складкообразование, эрозия и осадкообразование развиваются параллельно.

4.Первичные геосинклинали являются областью магматической деятельности основного состава (интрузии офиолитов).

5.Характеризуются интенсивным метаморфизмом.

Первичные геосинклинали возникают в результате раздробления платформ. По мнению В.Белоусова, древняя докембрийская земная кора представляла собой “пангеосинклиналь” с широким развитием гранитизации и регионального метаморфизма. Дорифейская история характеризуется сплошным развитием земной коры, современные платформы являются сохранившимися устойчивыми останцами, а молодые горноскладчатые системы как бы являются “шрамами”.

Вторичные геосинклинали имеют мощные терригенные осадки (молассы, угленосные образования, соленосные красноцветные толщи). Для них характерна слабая складчатость (флексуры, брахианти-

клинали). Метаморфизм приурочен к контакту гранитных батолитов. Вторичные геосинклинали характеризуются интенсивной магматической деятельностью - формированием больших гранитоидных батолитов и широким развитием порфировых комплексов. Они располагаются в пределах складчатой системы первичных геосинклиналей и частью приурочиваются к периферической части последних.

Остаточные геосинклинали как бы характеризуют обширные бассейны, мало отличающиеся от синеклизы платформ, заполненные эпиконтинентальными осадками и со слабой складчатостью. Иногда появляются редкие вулканические извержения кислого состава. По мнению Пейве и Сеницына, геосинклинали трех типов сменяют одна другую во времени.

Из вышеизложенных представлений различных авторов следует, что геосинклинали являются подвижными участками земной коры, часто имеют удлиненный характер, располагаются (закладываются в зонах разломов) между кратонами (континентальными блоками); в зависимости от типов геосинклиналей их магматизм проявляется с различной интенсивностью, обязательно сопровождается образованием поднятий и прогибов и складчатостью; также различна интенсивность регионального метаморфизма осадочной толщи геосинклиналей.

Осадконакопление характеризуется периодом - дофлишевым, когда идет некомпенсированное погружение, и флишевым - периодом заполнения прогиба. При этом наблюдается перемещение (миграция) флиша от внутренней области к внешней. Это предшествует во времени и пространстве перемещению орогенеза.

Геосинклинали как основа металлогенических исследований делится: на геосинклиналь типа А (В.И.Смирнов, 1962) - характеризуется интенсивным магматизмом (как эффузивным, так и интрузивным) в ранней стадии с характерными металлами *Fe, Ti, Cr, Au, Cu* и платиноиды (Урал, как фемический тип); геосинклиналь типа В - также с интенсивным магматизмом, но менее интенсивным интрузивным магматизмом, поэтому менее интенсивное оруденение ранней стадии с металлами *Mo, Pb, Zn* (Кавказ Большой и Малый, тоже фемического типа); геосинклиналь типа С - без существенного раннего магматизма (ослабленной эффузивной и интрузивной деятельностью), с

развитием инверсии - срединных поднятий во внутренней зоне, с металлами *Sn, W, Mo, Pb, Zn*, реже *Au* (Восточное Забайкалье, Южный Тянь-Шань - фемическо-сиалический тип); и геосинклиналь типа Д - без существенного раннего магматизма, - с металлами *Sn, Au, Pb, Zn* (Сихотэ-Алинь, Верхоянск - сиалического типа).

Таким образом геосинклиналь - это зона высокой подвижности, контрастных изменений геодинамических обстановок, большой мощности (10-25 км) осадков, значительной расчлененности, высокой проницаемости земной коры, выражающейся в активном магматизме, метаморфизме; с линейно-вытянутой или дугообразной формой, с преобладанием погружений, а в заключительной стадии - преобладанием поднятия. Зона по характеру пластичная, чем обуславливается интенсивная складчатость; в зависимости от типов проявления магматизма, сопровождающаяся различными типами оруденения.

Стадия прогибания сопровождается интенсивным растяжением земной коры и подводным излиянием лав - спилитов, кератофигов.

Впервые классификация земной коры с учетом ее подвижности дана корифеем геологической науки - академиком Хабибом Мухамедовичем Абдуллаевым.

Он, изучая материалы строения земной коры, по новому подошел к их классификации и положил эту классификацию в основу металлогенических исследований. По его схеме щиты (кратоны) в последующих эпохах, под влиянием тектонических движений (эманаций астеносферы) по-разному себя ведут и с этим поведением связано зарождение новых, своеобразных месторождений. Сводовые поднятия (антеклизы) в этих щитах и опускания (синеклизы) бывают активные и пассивные. Сами геосинклинальные зоны в пределах одного тектоно-магматического цикла не завершают свое существование в эпохе заложения, как мы привыкли считать, а продолжают свою подвижность в последующих тектоно-магматических циклах развития регионов. Поэтому в одной геосинклинальной зоне (архейской, протерозойской, рифейской, каледонской, герцинской, киммерийской, альпийской) могут образоваться несколько тектоно-магматических циклов. С учетом последующих активизаций площади ранних складчатых сооружений рождаются различные типы месторождений, отличающиеся по возрасту

и являющиеся наложенными на ранние.

Эту свою идею Х.М.Абдуллаев опубликовал в книге "Рудно-петрографические провинции", изданную в 1958 году (Госгеолтехиздат).

Еще в 1932 году Н.М.Страхов подчеркивал, что классификация различных регионально-геологических единиц и районирование на их основе является первоочередной, но очень сложной задачей - "выделить в современной земной коре естественные тектонические единицы, определить их форму, размеры, положение в пространстве, а также те изменения, какие с течением времени внутри их происходили".

Х.М.Абдуллаев в своих работах по классификации земной коры решение этого, поднятого Н.М.Страховым вопроса, принял как основу исследований металлогенической специализации регионов.

В качестве единого принципа он взял подвижность различных участков земной коры в течение палеозой-мезозой-кайнозойского мегацикла и ее конкретные проявления в виде металлогенической активности - на этой основе создана классификация структурно-геологических зон и рудно-петрографических провинций.

Структурно-геологическими зонами по Х.М.Абдуллаеву являются участки древней платформы или области геосинклинального развития с однотипным структурно-геологическим комплексом, сформированным в течение мегацикла.

По мнению Х.М.Абдуллаева, рудно-петрографическая провинция представляет собой часть структурно-геологической зоны, формируется в течение одного или нескольких тектоно-магматических циклов и характеризуется однотипными петрометаллогеническими процессами, разновозрастными и однотипными петрометаллогеническими образованиями.

Часть рудно-петрографической провинции, образовавшаяся в течение одного или нескольких этапов тектоно-магматического цикла, характеризующаяся развитием одного или нескольких петрометаллогенических рядов в соответствующих им структурных условиях, названа рудным районом.

Х.М.Абдуллаев был еще скромным исследователем, когда проводил такую сложную, новую по содержанию, большую работу. Он пи-

шет, что сохранил термин “петрографическая провинция”, введенный в 1886 г. Джимом и позже неоднократно употребляемый многими исследователями (В.Н.Лодочников, Ф.Х.Левинсон-Лессинг, Б.И.Лучицкий, Е.А.Кузнецов и др.).

Структурно-геологическая зона как наиболее крупная единица должна включать в себя структурно-фациальные комплексы, под которыми понимается вся совокупность осадочных, метаморфических, магматических, рудных формаций и структурные условия их развития, отвечающие в пределах мегацикла платформенной, геосинклинальной или геоантиклинальной стадиям. Структурно-фациальный комплекс образует, по существу, структурный мегаэтаж.

В соответствии с этим рудно-петрографическая провинция характеризуется своим тектоно-магматическим комплексом, представляющим совокупность изверженных пород и их постмагматических образований, возникших как результат развития определенных тектонических условий в течение одного тектоно-магматического цикла. Тектоно-магматический комплекс определяет петрологическую и металлогеническую специализацию провинций. Он делится на петрометаллогенические ряды магматических пород и связанных с ними эндогенных рудных месторождений. Условия и характер развития этих рядов определяет генетический тип рудного района.

По существующим взглядам и содержанию классификации можно отметить три направления:

1. Структурно-морфологическое направление. Выделяются типы геологических территорий по структурно-морфологическим особенностям, т.е. выделяются платформы и геосинклинали, в их пределах различные структурные формы (щиты, плиты, антеклизы, синеклизы) ; а также генетические типы геосинклиналей и платформ (эвгеосинклинали, миогеосинклинали, тафрогеосинклинали, лептогеосинклинали, моногеосинклинали, парагеосинклинали, первичные геосинклинали, вторичные геосинклинали, остаточные геосинклинали и т.д., по разному названные у различных авторов).

2. Наиболее важное направление, названное Х.М.Абдуллаевым историко-геологическим, это разделение территорий по возрасту

складчатости.

3. Направление, в основе которого при выделении территорий заложен состав осадочных, магматических, рудных и других образований. Это направление в последние годы получило широкое развитие. С.С.Смирновым выделены в тихоокеанском поясе внешняя и внутренняя зоны, в которых имеются различные по характеру проявления магматизма и рудных месторождений. На этой основе позже Ю.А.Кузнецов выделил три типа геосинклиналей: Уральскую, Дальневосточную и Западно-Европейскую.

А.И.Семенов выделил четыре группы структурно-металлогенических зон:

- 1) начальный и ранний этапы развития ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ земной коры;
- 2) средний этап;
- 3) поздний и конечный этапы;
- 4) разные этапы и с разнообразной минерализацией и др.

Но они не смогли полностью охарактеризовать металлогеническую классификацию.

В 1957 году Х.М.Абдуллаев дал классификацию геосинклинальных зон по характеру проявления магматических комплексов в различных этапах их развития и выделил:

- 1) провинции с максимальным проявлением дооолитовых и оолитовых этапов;
- 2) провинции с максимальным развитием Оолитовых и постоолитовых этапов;
- 3) провинции почти с единым развитием всех этапов.

На основе этого принципа Х.М.Абдуллаев для Средней Азии выделил пять типов рудных районов:

- 1) район развития магматизма и рудопроявлений, связанных с деятельностью магматического очага нижнего , (ниже гранитного слоя) яруса;
- 2) район развития пород и месторождений, связанных согранитным магматическим очагом среднего яруса и т.д.

Такое выделение согласуется с различной глубиной зарождения магмы и постмагматических растворов, что позже положено в основу

выделения петро-металлогенических рядов пород и месторождений.

В принципах выделения структурно-геологических зон и их генетических данных использован исторический подход и учтена эволюция территории во времени, учитываются также полицикличность и многоэтапность развития территорий и наложенный характер продуктов нескольких циклов и этапов. Поэтому Х.М.Абдуллаев пишет, что “каждому отрезку времени в истории развития отдельных зон, провинций и районов свойственны особенности, характерные только для данных условий, территорий и времени”.

В качестве нового генетического признака для выделения и классификации территорий им предложен признак подвижности отдельных участков земной коры в течение палеозой-мезозой-кайнозойского мегацикла. Подвижность, как он считает, является причиной металлогенической специализации территорий.

При выделении типов территорий и их классификации необходимо иметь в виду не только смену во времени одних структурных форм другими, но и их развитие в пространстве; наличие активных геосинклинальных участков внутри крупных платформ и существование сравнительно пассивных участков (некоторые срединные массивы) в геосинклиналях.

Он правильно отметил, что термин "платформа" должен быть сохранен только для древних докембрийских структурно-геологических (металлогенических) зон.

Начиная с кембрия в истории развития земной коры уже постоянно существуют параллельно платформы и геосинклинали.

В развитии геосинклиналей наблюдается определенная последовательность (закономерность): от геосинклиналей через геоантиклинальную полуплатформенную стадию к платформам и в последующих эпохах - зарождение на платформах новых геосинклиналей.

Докембрийские платформы очень сложные по своему строению. По существу это полицикличные платформы. Они переживали многократную геосинклинальную и платформенную стадии. Для докембрийских платформ характерны платформенный магматизм и своя металлогения, которые отсутствуют в молодых

платформоподобных структурах, с двухъярусным строением, возникших после инверсии палеозойских геосинклиналей.

Поэтому Х.М. Абдуллаев пишет, что "предлагаемая нами классификация исходит из того бесспорного положения, что и в начале палеозой-мезозой-кайнозойского мегацикла существовали платформы и геосинклинали, а также промежуточные структуры. Все они в течение всего мегацикла развивались во времени и в пространстве. Развитие и изменение этих структур шли не только в течение мегацикла, но и в каждой эре и каждом периоде. При этом в первую очередь учитываются те изменения и элементы развития, которые создают петрометаллогенический облик территорий или придаст последним те или иные дополнительные металлогенические черты".

Подвижность позволила выделить девять типов структурно-геологических зон. Дальнейшее расчленение на рудно-петрографические провинции производилось с учетом степени подвижности, проявляющейся в течение тектоно-магматического цикла, и характера совмещения этих циклов. Так одни провинции сформировались путем наложения нескольких циклов (Кавказ и др.), а другие в течение одного цикла (Южный Тянь-Шань); имеются такие провинции, как Урал, геосинклинальное развитие которых происходило без особых перерывов в течение всего палеозоя (за два тектонических цикла) и т.д.

Подвижность, положенная в основу металлогенической активности и специализации территорий, по Х.М.Абдуллаеву, представляет собой "...неотъемлемое СВОЙСТВО любого участка земной коры, характеризующее интенсивность различных форм движения в течение того или иного отрезка времени, ... что обуславливается совокупностью как внутренних, так и внешних (хаотических) причин".

О подвижности можно судить по характеру осадконакопления, магматизма, тектогенеза и рудообразования. Подвижность не тектоническая активность, так как последняя не учитывает больших количественных и качественных изменений, превращений вещества, возникновения и развития таких важных факторов всего геологического разлития территории, как магмы, растворы и др. Поэтому В.В.Белоусов пишет, что "К области геотектоники не относятся химические и физико-химические процессы, протекающие в земной

коре, приводящие к образованию различных горных пород...”.

Х.М.Абдуллаев внес на основе термина подвижность еще термин “металлогеническая подвижность” с учетом конкретных геологических условий определенного отрезка времени, и на основе этого выделил структурно-геологические зоны:

I. Пассивные зоны платформы - части платформ, которые в течение палеозой-мезозой-кайнозойского мегацикла испытывают тенденцию к медленным поднятиям или погружениям без складчатых деформаций и с отсутствием или весьма слабым проявлением платформенного магматизма.

II. Активные зоны платформы - части платформ, в течение мегацикла испытывающие значительные тектонические движения, сопровождающиеся формированием глубинных разломов, прерывистых складок, недифференцированных и слабо дифференцированных интрузивных и вулканогенных формаций.

III. Переходная зона от платформ к геосинклиналям. Окраинная часть платформ, которые в течение мегацикла испытывали однократное или многократное воздействия смежных геосинклинальных очагов и в пределах которых проявился магматизм кислого и щелочного составов.

IV. Платформенные геосинклинали. Отдельные части платформ, превратившиеся в результате моногенной или полигенной активизации в геосинклинальные прогибы, характеризующиеся складчатостью и магматизмом геосинклинального типа, осадконакоплением типа межгорных котловин или предгорных впадин.

V.Срединные массивы. Жесткие участки земной коры с докембрийским или с более молодым фундаментом, располагающиеся в пределах геосинклинальных поясов, подвергающиеся однократной или многократной активизации и обладающие промежуточным между платформами и геосинклиналями типом развития.

VI. Зоны палеозойских геосинклиналей (консолидированные геосинклинали). Подвижные участки земной коры, в результате одного или нескольких геосинклинальных ЦИКЛОВ перешедшие в геоантиклинальное состояние, часть из которых в дальнейшем пережало одну или многократную активизацию и находится в стадии перехода к платформам.

VII. Зоны мезозойских геосинклиналей (.консолидирующиеся геосинклинали). Подвижные участки земной коры, которые в мезозойское время перешли в геоантиклинальную стадию развития и отдельные их части были подвергнуты вторичной активизации альпийскими движениями с образованием поднятий и наложенных впадин с проявлением субплатформенного магматизма.

VIII. Зоны кайнозойских геосинклиналей (современные геоантиклинали). Участки земной коры, которые являлись наиболее подвижными в период всего мегацикла и в настоящее время находятся в геоантиклинальной стадии развития.

IX. Зона современных геосинклиналей (подвижные пояса). Участки земной коры, которые в настоящий период являются наиболее подвижными и находятся в начальных стадиях геосинклинального развития.

Каждая геологическая эра (эпоха) создает свои геосинклинальные зоны, отличающиеся от геосинклиналей другой эры. Следует отметить следующие различия:

1) более ранние геосинклинали, например, палеозойские, более консолидированы, носят черты перехода к платформам;

2) мезозойские и кайнозойские геосинклинали часто развиваются в зонах более ранних геосинклиналей, поэтому нередко наблюдается, что чем моложе тектонические зоны, тем сложнее их геологическое строение;

3) наконец, как правило, чем старше структура, тем больше она эродирована. Поэтому здесь высоко значение высокотемпературных рудных комплексов (пегматито-грейзеновых, скарновых).

В общей схеме классификации Х.М.Абдуллаева в составе структурно-металлогенической зоны выделяются следующие рудные петрографические провинции.

I. Пассивные зоны платформ.

- 1) Пассивные поднятия платформ.
- 2) Пассивные погружения платформ.

II. Активные зоны платформ.

- 3) Активные поднятия платформ.
- 4) Активные погружения платформ.

III. Переходная зона от платформ к геосинклиналям.

- 5) Окраинно-платформенные поднятия.
- 6) Окраинно-платформенные впадины.
- 7) Переходные геосинклинально-платформенные.

IV. Платформенные геосинклинали.

- 8) Палеозойские платформенные геосинклинали.
- 9) Палеозой-мезозойские геосинклинали.

V. Срединные массивы.

- 10) Субплатформенные срединные массивы.
- 11) Субгеосинклинальные срединные массивы.

VI. Зоны палеозойских геосинклиналей (консолидированные геосинклинали).

12) Раннепалеозойские геосинклинали, активизированные палеозойскими движениями.

13) Позднепалеозойские геосинклинали.

14) Палеозойские геосинклинали.

15) Палеозойские геосинклинали, активизированные в мезокайнозойе.

VII. Зоны мезозойских геосинклиналей (консолидирующиеся геосинклинали).

16) Палеозой-мезозойские геосинклинали, активизированные кайнозойскими движениями.

17) Мезозойские геосинклинали.

18) Мезозойские геосинклинали, активизированные кайнозойскими движениями.

VIII. Зоны кайнозойских геосинклиналей (современные геосинклинали).

19) Палеозой, мезозой-кайнозойские геосинклинали прерывистого развития.

20) Палеозой-мезозой-кайнозойские геосинклинали непрерывного развития.

21) Мезо-кайнозойские геосинклинали.

22) Палеозой-мезозой-кайнозойские геосинклинали, активизированные современными (четвертичными) движениями.

IX. Зоны современных геосинклиналей (современные подвижные

пояса;

23) Современные геосинклинали поздних этапов развития (позднегеосинклинальные).

24) Современные геосинклинали ранних этапов развития (начально геосинклинальные).

25) Предгеосинклинальные.

20.1. Восточные Карпаты

В целом Карпаты образуют мощную крутоизогнутую дугу. В зависимости от того, с какой частью Карпат мы имеем дело, направление хребтов меняется с юго-запада на северо-восток, с юго-запада на юго-восток, от меридионального на юге до почти широтного.

Карпатская дуга огибает Средне-Дунайскую низменность.

Дугообразность Восточных Карпат объясняют мощным надвигом с юго-запада на палеозой Русской платформы северной части Средиземноморской геосинклинали во время ее инверсии.

Состоит из двух поясов. Внешний пояс сложен песчаниками, конгломератами, глинистыми и мергелистыми сланцами - как флиш мела и палеогена. Самая высокая точка Бабья Гора - 1725 м.

Внутренний пояс не имеет вытянутых цельных хребтов, горы распадаются на отдельные массивы, между ними лежат широкие долины. Массивы сложены древними кристаллическими сланцами, палеозойскими сланцами и мезозойскими известняками, молодыми эффузивами андезитов и дацитов, реже - базальтов. Наивысшая точка Высокая Татра - 2663 м.

Южные Карпаты называются трансильванскими Альпами, внутренняя их дуга мезозойская, внешняя - кайнозойская. Карпатская геосинклинальная зона, по существу, является подвижной зоной, заложенной между Паннонским (Венгерским) массивом и юго-западной частью фундамента Русской платформы. Карпатская дуга образовалась за счет движения покровных отложений со стороны Анатолийского древнего Олока с различной скоростью в различных частях, максимальной - в пределах Восточных Карпат. (рис.15.)

В восточной зоне Восточных Карпат прослеживаются различные сланцы, чередующиеся с пара- и ортогнейсами с возрастом от до-

кембрия до карбона. На них несогласно залегают верхне-пермь-нижнетриасовые конгломераты с гальками кристаллических сланцев, песчаники и выше, идут; доломиты, мергели. Эти отложения являются фундаментом, на котором закладывается молодая геосинклинальная зона. Покровная структура Карпат на юго-востоке лежит на Мармарошском кристаллическом массиве, на востоке - на герцинидах Добруджи и на древних палеозойских структурах юга Германии.

Учитывая структурное положение мезозоя и кайнозоя, предполагается такой же обширный надвиг (типа субдукции) в третичное время (конец неогена).

Докембрий в пределах Мармарошского массива представлен плагиоклазовыми, двуслюдными гнейсами, мусковит-биотитовыми сланцами, кварцитами, амфиболитами (3000 м), которые являются автохтонными. На них залегают зеленосланцевая серия, состоящая из графитовых, кварцитовых, серицит-хлоритовых сланцев с прослоями кислых и основных метапород, амфиболитов (4500 м), являющихся верхне-протерозой-нижнепалеозойскими образованиями, предположительно, аллохтонными. Они покрыты верхне-палеозойской терригенно-угденосной толщей с прослоями конгломератов, песчаников, вверху - красноцветные глины, пески, гнейсы (600-800 м).

На них в начале мезозоя (после триаса) накладывается, по всей вероятности, геосинклинальная зона, ограниченная глубинными разломами.

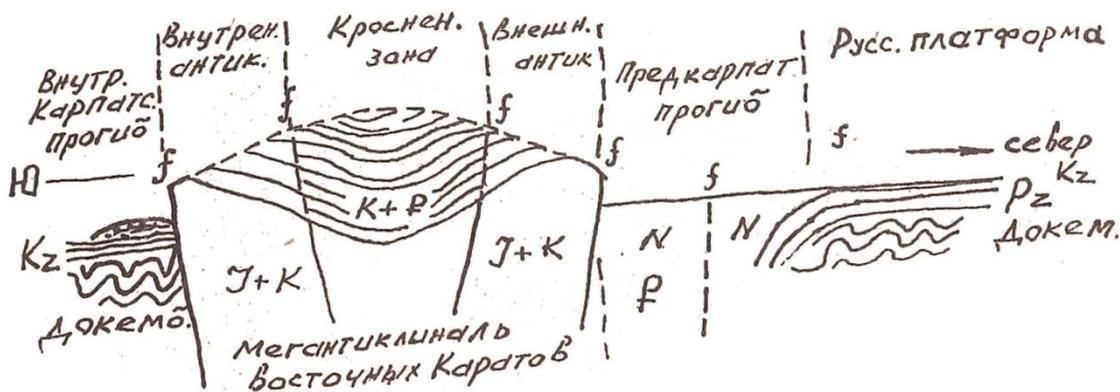
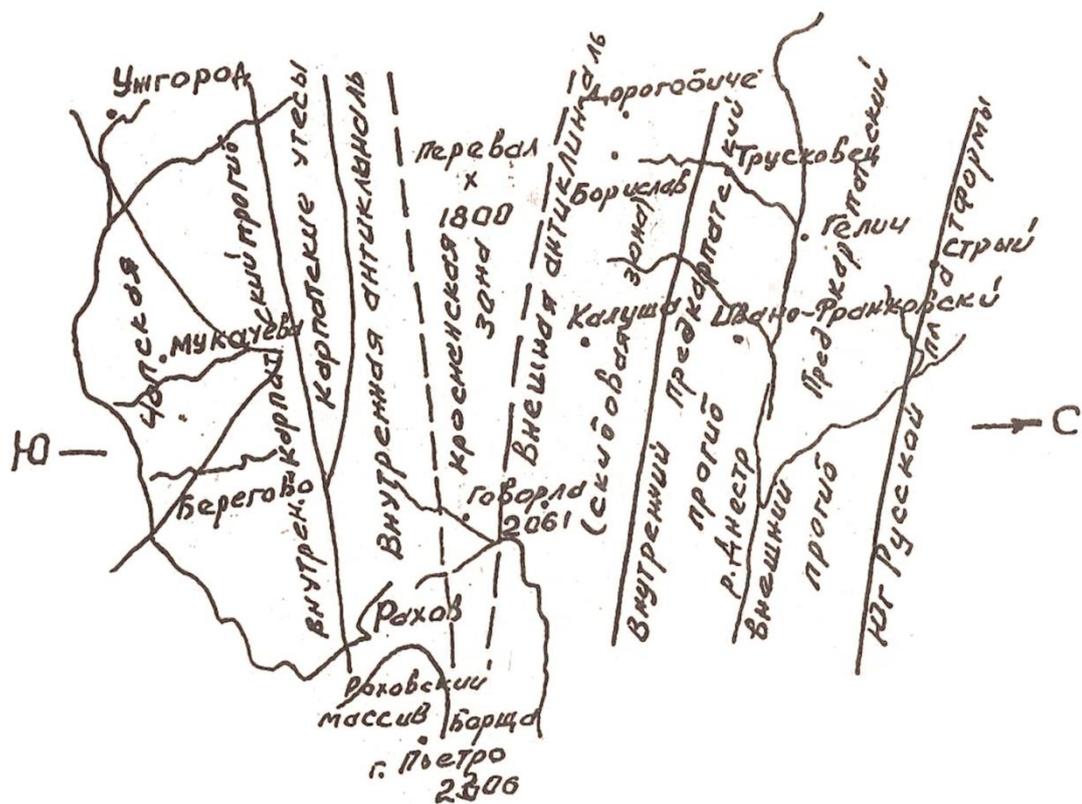


Рис.15. Схема районирования Восточной Карпат.

Главными структурными элементами Украинских (восточных) Карпат являются (со стороны Русской платформы):

I. Предкарпатский краевой прогиб. Состоит из двух зон: внутрикарпатский краевой прогиб, где мощность терригенной толщи составляет более 10000 м, с возрастом палеогена и неогена; Внешнекарпатский прогиб со стороны Русской платформы и северной части скибовой зоны ограничен Стебницким и Береговым глубинными

Разломами. Внепшекарпатский передовой прогиб имеет мощность Осадков до 3 км, состоит из пестроцветного терригенного материала неогенового возраста. Эта внешняя зона образуется в результате инверсии центральной части Восточных Карпат за счет погружения краевой части фундамента Русской платформы в начале неогена. Эти обе части передового прогиба соприкасаются в плоскости глубинного разлома, в зоне которого протекает р. Днестр.

II. Далее на юго-западе располагается Карпатский мегантиклинорий (водораздельная часть Восточных Карпат), состоящий из 3-х зон:

I. На северо-востоке - внешнекарпатская антиклиналь (скибовая зона), состоящая из вытянутых с юго-востока на северо-запад чешуй опрокинутой антиклинали - по существу являющихся шарьяжами, количество которых достигает (на поверхности) 6. В этой зоне расположены города Болислав, Станислав, Калуша, Дашави и др. Головная часть этих опрокинутых антиклиналей содержит основные залежи нефти и газа.

В юго-западной части мегантиклинория располагается внутрикарпатская антиклиналь, где от нее сохранилось северо-восточное крыло и водораздельная часть. Юго-западное крыло опущено по разлому и перекрыто неоген-четвертичными осадками внутрикарпатского прогиба (краевая часть бывшего Яаннонского массива). Между двумя антиклиналями располагается Кросненская синклиналь, суживающаяся в юго-восточном направлении в сторону Мармарошского массива. Эти три выделенные зоны разграничиваются меж собой глубинными разломами.

В северо-западной части внутренней антиклинали выделяется скалистый рельеф - Карпатские утесы, шириной до 50 км, длиной до 500 км.

На юго-западе зоны в краевой части Паннонского массива располагается внутрикарпатский прогиб, (Венгерская впадина), возникший в результате инверсии центральной части Карпатской геосинклинали в миоцене. Поэтому на ранних отложениях докембрия и палеозоя лежит неоген и четвертичные осадочные толщи с выделением Вычегет-Гутинской (мощные эффузивы - дациты-банаты), Береговской

(кислые эффузивы) и Чоп-Мукачевской зон (мелкосопочный рельеф). Эффузивная деятельность приурочивается к зоне юго-западного разлома, по которому опускалась внутрикарпатская впадина.

В начале мезозоя - с юры, на месте современного мегантиклинория Восточных Карпат закладывается геосинклинальная зона (геосинклинальные осадки сорваны и продвинуты на север, с образованием шести скибов - шарьяжан структура имеет 18-20 км в длину). Каждая надвинутая чешуя - аллохтон, что и подсказывает расположение зоны геосинклинали - где-то 200-250 км южнее, чем ее современное положение.

В начале юры разгиты мощные песчано-глинистые флишевые образования, кремнисто-яшмовые породы (до 700 м). Геосинклинальная зона была мелководной, внутри располагались многочисленные блоки суши, при их погружении фации песчано-глинистых, обломочных пород сменяются известняками.

Трансгрессия усилилась в верхней юре и отложения становятся карбонатными - известняками; с титонского века началось поднятие, появились отдельные Кордильеры, появилась суша. Поэтому, иногда, в большей части Карпат (кроме Мармарошской зоны) сеноманские отложения отсутствуют. Далее в течении нижнего мела неоднократно возвращался мелководный морской бассейн, в разрезе флишевых отложений которого отчетливо проявляются поднятия в барреме и апте. С верхнего мела вся территория испытывает погружение, появляются подводные излияния эффузивных пород, терригенные осадки сменяются известняками. Верхний мел несогласно залегает на отложениях различных ярусов нижнего мела. Идет инверсия со второй половины палеоцена, и охватывает всю площадь с образованием внутренней зоны внешнего прогиба и внутреннего прогиба за счет краевой части Паннонского массива. Вздвигание достигает максимума в миоцене, и внешняя часть внешнего предкарпатского прогиба продвигается к юго-западной части фундамента Русской платформы, а внутренний прогиб расширяется в сторону Чоп-Мукачевской зоны; усиливается наземный вулканизм по южному разлому мегантиклинория Карпат. Внутренняя часть предкарпатского прогиба в миоцене характеризуется соленосной формацией - глинистые-

песчанистые породы с прослоями и линзами гипсов, калийной и каменной соли, ангидрита (до 9000 м). В разрезах этой толщи в различных уровнях встречаются прослои дацитовых туфов, пачки конгломератов, гравелитов, грубых песчаников (от 30 до 2000 м).

На них с угловым несогласием залегают верхи миоцена-сармата с образованием глинисто-алевролитопесчанистых пород (до 5000 м) с пачками солёносных, ГИПСОВЫХ образований с эффузивами, ТУФАМИ, конгломератами.

Внутри Карпатского прогиба (закарпатский прогиб) мощность миоцена незначительна и имеет ограниченное распространение. Выше лежат верхи миоцена-сармата, породы имеют большую мощность (до 6000 м) и представлены конгломератами, гравелитами, песчаниками, глинами, мергелями, известняками, ракушниками.

Выше залегают соленосная толща сармата, до плиоцена, (до 500-1000 м) с риолито-дацитами, андезито-базальтами (по содержанию большого количества темноцветных минералов их называют банатитами).

Территория Карпат сейсмичная (в Галиции, Трансильвании, южных Карпатах, Кракове, Бухаресте, Плоеште и др. местах).

Полезные ископаемые: нефть и газ в юре и миоцене (надо рассказать о фонтане газа в 1958 году в Дашаве); озокерит в олигоцене-миоцене; в Мармароше - магнетит и марганцевые руды; с неогеновым вулканизмом связаны колчеданные низкотемпературные свинцовые месторождения. Выделены ртутно-мышьяково-сурьмные рудопроявления, месторождения солей (Дорогомышское, Солотвинское, Калушское, Стебницкое), бурые угли, сера, строительные материалы (известняки, ракушники), фосфориты (в триасе Мармароша).

Развиты минеральные источники вдоль разломов - особенно в Предкарпатском прогибе - Нафтус (в Трускавце) со свойством растворять камни в почках; много минеральных источников на юге и севере Мегантиклинория Карпат, используемых как столовые минеральные воды.

20.2. Складчатость Большого Кавказа и Малого Кавказа

Современная площадь, занимаемая Большим Кавказом и Малым Кавказом, районирована к зависимости от историко-геологического развития и структурных особенностей в современном рельефе.

Удачной тектонической схемой является районирование Ренгартена - знатока геологического строения этого региона. К югу от Русской платформы располагается Равнинный Кавказ с верхне-палеозойским складчатым фундаментом. Этот фундамент как бы является продолжением мангышлакского складчатого сооружения центрального (Южного) Тянь-Шаня и герцинид западного склона Урала.

Он продолжается на запад, включает фундамент Причерноморской впадины и выходит на дневную поверхность в Добруджи; в своей северной части охватывает складчатость Донбасса.

В пределах Равнинного Кавказа выделяются три зоны: на западе - Азово-Кубанская (Индо-Кубанская) низменность, на востоке - Тарко-Каспийская низменность и почти в центральной части - Ставропольское плато (поднятие).

Западную и восточную низменности иногда называют впадинами, потому что древние аллювиальные осадки р.р. Кубань и Терек находятся на глубине 50, 100 и более метров от дневной поверхности, т.е. территория испытывает погружение. При этом территория, орошаемая годами Кубани и Терека, является компенсированной впадиной, поэтому занята сушей. Азовская и Каспийская части являются некомпенсированной впадиной, поэтому заняты водным бассейном. (рис.20.1)

Ставропольское плато, как устойчивый блок фундамента, не испытывало погружение во время четвертичного периода. Территория сложена горизонтально залегающими отложениями палеогена и неогена. Четвертичные отложения развиты по долинам притоков Кубани и Терека.

Следующим структурным элементом является Большой Кавказ с двумя зонами: зоны северного пологого и широкого склона Большого Кавказа и узкого, крутого южного склона. В пределах северного склона выделяются следующие подзоны: западное продолжение северного

склона Большого Кавказа до Таманского полуострова; восточное продолжение северного склона Большого Кавказа до Апшеронского полуострова. Между ними располагается центральная подзона северного склона Большого Кавказа с докембрийскими и палеозойскими отложениями. Ось антиклинали погружается в западном и восточном направлениях, что обуславливает соединение разновозрастных отложений северного и южного склонов, образующих на водораздельной части обширные поля. Кроме того в западном и восточном направлениях, до Таманского и Апшеронского полуостровов, возраст отложений постепенно омолаживается от юры до плиоцена и четвертичных образований.



Рис.20.1. Схема тектонического районирования Кавказа

Кроме продольных разломов имеются поперечные, создавшие четыре блока с различными абсолютными отметками.

В геологическом разрезе Большого Кавказа (центральная подзона его северного склона) выделяются докембрийские отложения, представленные глубокометаморфизованными и сильно дислоцированными кристаллическими сланцами, гнейсами, амфиболитами (до 3000 м) протерозойского возраста, на них залегают обрывками нижний палеозой - зеленые сланцы, филлиты, основные вулканиты, габброиды (1300 м), к среднему палеозою условно относятся глинистые, кремнистые сланцы, песчаники, известняки (9-10 км), в антиклиналях мощность отложений этого периода резко сокращается (до 600-1000 м). Верхний палеозой в отдельных зонах центральной подзоны северного склона Большого Кавказа представлен песчаноглинистыми осадками с углем (карбон), а верхняя часть - терригенно-карбонатные морские осадки (от 300 до 1000 м). В нижней перми везде красноцветные континентальные осадки, кислые эффузивы, иногда грубообломочные фации (1300-6000 м) в геосинклиналях. Верхняя пермь вместе с триасом являются континентальными, терригенными.

В районе Дзирульского массива условно (фрагменты осадков) выделяются кристаллические породы докембрия, кремнистые сланцы кембрия и известняки, мергели, терригенные породы морского карбона. А в пределах Малого Кавказа известняки карбона обнажаются в виде "окон" из-под мезозойских отложений на территории от Нахичевани до Еревана (окна имеют малый размер, поэтому в учебной геологической карте территории СНГ мелкого масштаба (1:2500000, 1:1500000) не выражаются). Триас большей частью континентальный, красноцветный (г. Джульфи), обломочный, иногда большой мощности (до 3000 м).

До заложения мезозойской геосинклинали Кавказ испытал герцинскую эпоху складчатости. Палеозойские отложения пронизаны гранитоидами. Широко развиты основные вулканиты - офиолиты с габброидами, ультраосновные и основные породы, имеющие пластовую и локколитообразную формы, обычно глубоко не залегают. Складчатость возникла до среднего карбона, поэтому вышележащие породы морские или континентальные терригенно-грубообломочные,

карбонатные, возраст до нижнего триаса включительно. В пределах Малого Кавказа - морской нижний и средний карбон представлен известняками.

В такой обстановке закладываются геосинклинальные зоны Большого Кавказа и Малого Кавказа, разделенные Гионско-Куринским плато. Геосинклинальные зоны были асимметричными: для Большого Кавказа южный склон впадины, а для малого Кавказа - северный склон впадины были крутыми. Эта асимметричность сохранилась после инверсии: горы Малого Кавказа с крутым северным склоном, горы Большого Кавказа с крутым южным склоном.

Мезозойские геосинклинальные осадки Большого Кавказа начинаются с нижней юры: терригенно-глинистые осадки с содержанием основного, среднего и кислого составов вулканитов (от 5000 до 8500 м). Средне-юрские отложения песчано-глинистые с вулканитами, но в северо-западных и восточных частях Большого Кавказа они являются угленосными (2000-2500 м). В вулканогенной формации преобладают лавы и пирокласты основного состава, также андезитовые порфириты.

Верхнеюрские, нижний и верхний мел, также эоцен являются Карбонатными, терригенно-карбонатными флишами. В центральной Части - эвапориты и известняки. Верхняя юра (до 1000 м), нижний мел (500-1200 м) - песчано-глинистые, карбонатные осадки и верхний мел - преимущественно известняки и мергели (в Лабе - 500-1500 м), а палеоген - мергели и глины (200-300 м).

Геосинклинальные осадки, в связи с неодновременным заложением геосинклинали, в различных частях имеют возраст от средней юры до эоцена. Это вызвано тем, что основание разрушалось и раздроблялось с разной интенсивностью и в разное время.

Ранняя океаническая кора появилась в Севано-Курдистанской зоне с образованием эвгеосинклинали с офиолитами. Там, где произошли раздробления и разрушения фундамента, наблюдаются прогибы с мощными вулканогенными породами без офиолитов (Сомхет-Карабахская зона.). Еще с менее интенсивным дроблением связано образование впадин с вулканогенно-осадочными, осадочными толщами (Аджаро-Триалетовая и Талышская зоны), при этом Аджаро-Триалетовые осадки имеют возраст от раннего мела до эоцена,

Тальшские - от палеоцена до эоцена включительно.

Геосинклинальный комплекс Сомхет-Карабахской зоны сложен андезит-базальтами, дацитами с возрастом байоса, гранитоидами, выше идет вулканогенно-осадочная толща с готерива ниже- и верхнемелового возраста, представленная преимущественно карбонатными и вулканогенными осадками от базальтов до андезитов, дацитов (200 м).

В Севано-Курдистанской зоне офиолиты приурочиваются к поздней юре - началу нижнего мела, с верхнего сенона офиолитовый комплекс был надвинут на песчано-глинистые отложения альбасеномана и перекрыт несогласно трансгрессивно известняками верхнего сенона (700 м). Выше залегает флиш и андезиты эоцена (до 2,5-3 км).

В пределах Большого Кавказа орогенным комплексом являются отложения олигоцена, неогена и четвертичного периода. Внизу развиты майкопские отложения, где преобладают глинистые осадки (от 1000 до 5000 м на Тамани), выше залегает грубообломочный терригенный материал (до 1500 м), сопровождающиеся вулканогенными породами (миоцен-плиоцен).

Орогенный комплекс Малого Кавказа имеет тоже олигоцен - четвертичный возраст. Они в долине Аракса представлены грубообломочным терригенным материалом олигоцена-миоцена (до 2000 м), соленосными и гипсоносными отложениями среднего миоцена (до 1200 м), песчано-глинистыми, мергелистыми породами с вулканическими туфами и пеплами верхнего миоцена - нижнего плиоцена (до 600 м). Вулканитов значительно больше, чем осадочных пород, в четвертичном периоде вулканиты развиты локально с андезито-базальтовым составом.

Догеосинклинальная история в пределах Большого Кавказа и Малого Кавказа охватывает докембрий - лейас, геосинклинальная эпоха - от средней юры до эоцена, и орогенный период - от олигоцена до четвертичного времени.

В отличие от Большого Кавказа в Малом Кавказе заложение и развитие геосинклинальных зон произошли разновремененно в различав регионах, поэтому осадки геосинклинальной стадии развития

различаются по возрасту, а также по фациям проявления.

Полезные ископаемые: в пермских отложениях - бокситы, в девонских - фосфориты, медь связана с юрскими и меловыми основами и средними вулканитами (Алаверды, Кофан, Меднеули), железо с гранитоидами нижнего мела (Дашкесан), известны медно-молибденовые руды (Зангезур), хромит, никель, асбест (Севано-Курдистанская зона). Бурые угли - на Малом Кавказе, Большом Кавказе (карбон); перлиты, обсидианы, туфы, ракушняки-строительные материалы; залежи соли (в миоцене - Ереване, Нэхичеване); минеральные источники, марганец (олигоцен - Чиатурия); медно-колчеданное оруденение в вулканогенных образованиях среднего палеозоя (Тырныаузская, Лабино-Малкинская зона); с гранитоидами верхнего палеозоя связаны полиметаллы Эльбрус), вольфрамовое оруденение, оловоносные пегматиты; в среднем карбоне - каменный уголь.

В отложениях нижней и средней юры - месторождения бурых углей.

Свинцово-цинковое оруденение (средняя юра - Садонское), молибден и вольфрам в скарнах (верхний плиоцен - Тырныаузское); нефть и газ в мезозойских, палеоген-неогеновых отложениях (во впадинах на суше и антиклинальных структурах под водой) Южно-Каспийской синеклизы - Нефтяные камни; грязевые вулканы, известняки, мрамор, вулканические туфы и др.

В основном в эту зону входят: восточная часть - Чукотско-Анадырская впадина, Коряцкое нагорье, полуостров Камчатка, Курильские острова; Сахалин, Алеутские острова; юго-восточная часть - Верхоянская дуга; хребет Черского, Охотская дуга, Японская дуга, дуга Риу-Киу; площади, заключенные внутри дуг, - Берингово море, Охотское море, Японское море, море Тунь-Хой. Эта территория еще называется областью островных дуг Азии. Мы рассмотрим северную часть этой области, которая входит в территорию СНГ.

Камчатка - далекий край. Несмотря на суровый климат, территория изучалась многими исследователями (С.Крашениников, И.Вознесенский, Н.Греоницкий, Ю.Лиснянский, К.Богданович, А.Н.Заварицкий, В.Владовец и многие другие). Камчатка протягивается в меридиональном направлении не более 1200 км. Наибольшая ширина

центральной части достигает 483 км. По геологическому строению и геоморфологии Камчатка делится на регионы: средняя полоса состоит из двух хребтов - срединного и восточного. Между ними расположена Центрально-Камчатская впадина шириной на юге 2-4 км, на севере - до 40-50 км, длиной до 500 км, где течет река Камчатка. Срединный хребет - цепь горных хребтов с наибольшей вершиной до 3627 м, обладает потухшим АВАЧИНСКИМ вулканом, средняя высота колеблется от 300-400 м на севере, до 1500- 2000 м на юге, с асимметричным строением: пологим и широким (до 20 км) западным, крутым и узким (до 4-5 км) восточным склонами.

Восточный хребет состоит из системы хребтов (Ганальские Бостряки, Балагинский и Кумро), западный склон-крутой, а восточный - пологий, продолжается до берегов Тихого океана. На юге расположена цепь Ганальских Востряков с отдельными пиками до 2069 м. Севернее протягивается Балагинский хребет с фионами полями и ледниками.

К востоку от срединного хребта расположено, обращенное к Беринговому морю, восточное побережье - низменная равнина с мощными дочетвертичными отложениями. Вдоль берега моря протягивается плоская полоса песчаных и глинистых отложений, покрытых мощным слоем торфа, а к подножью срединного хребта примыкает абразионная равнина неогеновых песчаников, песчано-глинистых накоплений с вулканическим пеплом.

Важным элементом на востоке является холмистая равнина с конусами вулканов, с мощным покровом лав, туфов, вулканического песка и пепла. Высота лавовых кремнистых плато колеблется от 500 до 1000 м.

На Камчатке исключительно развит вулканизм как мезозойский, так и кайнозойский, до современного включительно. Мезозойские вулканогенные породы превращены в зеленокаменные образования. На Камчатке существуют две вулканические зоны: западная - с потухшими вулканами и восточная - с действующими вулканами. Вулканы имеют огромные размеры. Выявлены 127 вулканических, сильно разрушенных конусов и кальдер. Из 22-х действующих вулканов наиболее активными являются Ключевский (4850 м), М.Семлячик (1486 м) и Авачинский

(2751 м). Менее активны Шивелус (3283 м), Опало (2475 м), Кихпынич (3528 м), Горелый хребет [(2173 м), Кошемьо (1862 м). Малоактивными считают Казилин (2375 м), Большой Семячик (1486 м), Жупановский (2839 м), Корякский (3456 м), Ильинский, из вулканов, имеющих высоту более 4000 м - три, девять - от 3000 до 4000 м, девятнадцать - от 2000 до 3000 м, остальные менее 2000 м. Всего 13 действующих и 9 потухших вулканов.

Ключевской вулкан один из величайших вулканов мира. Высота колеблется в пределах 4778-4850 м. Вулкан возник, как предполагают, 5000 лет тому назад. Излившиеся лавы иногда достигают 32 км в длину.

После 30-х годов обнаружены гейзеры (долина гейзеров) - не менее 22-х крупных и сотни мелких гейзеров с температурой воды до 99°C, периодически выбрасываемая струя имеет высоту от 10 до 50 м, действуют в течение от нескольких до 15 минут, иногда более.

На Камчатке много горячих источников с температурой ВОДЫ в одной группе от 20 до 50°C, а в другой - от 50 до 100°C, приурочены к зоне разлома.

К юго-западу протягивается на 1200 км Большая Курильская гряда с действующими и потухшими вулканами. Всего насчитывается 100 вулканов, из 21 действующих на суше, 4 - подводных, самый активный вулкан Алаид высотой 2339 м, поднимающийся прямо от поверхности моря.

В южной части параллельно Большой Курильской гряды располагается Малая Курильская гряда, протягивающаяся на 105 км. С юго-запада Камчатки в южном направлении идут острова: Шумшу, Парамушир, Онекотан, Харимкотан, Шиашкотан, Матуа, Черные братья, Симушир, Уруп, Итуруп, Кунашир, Шикотан и др. Все острова снабжены конусами вулканов. Вершины островов выступают над уровнем моря от 300-500 м до 2000-3000 метров.

Характерно, что в сторону Охотского моря склоны их под уровнем воды погружаются до 3000 м и со стороны Тихого океана - более чем 10000 м. Значит некоторые вулканы имеют высоту до 12000 м (от основания). Вулканы расположены на водоразделе узкой антиклинали.

Некоторые исследователи считают, что на границе плиоцена и миоцена происходило опускание восточной части Охотского моря, т.к.

во внутренней части его (в обнажающихся отложениях берегов суши) нет миоцена. Здесь развиты отложения плиоцена. Во внешней зоне Охотского моря существуют миоцен и плиоцен. Отсюда делают вывод о том, что Курилы являются продолжением гор с вулканами (вулканический пояс Камчатки) Камчатского полуострова. После опускания земной коры (сильно и быстро в восточной части) Охотского моря вершины гор превратились в острова с вулканами. По простиранию гор антиклиналей располагаются разломы с поперечными ответвлениями. Все вулканические аппараты расположены в зоне дугообразных разломов.

Взрыв г. Безымянной в 1948 году уничтожил конус высотой 80 м и выбросил обломки пород, лав, пепел до 50 км, что по силе больше, чем взрыв средней атомной бомбы.

Самый большой остров на юге - Кунашир с двумя вулканами Тятя и Менделеева, действующие сольфатарные вулканы. Породы, слагающие острова, в основном вулканические, пробуренные до 600 м скважины дают пары, подогретые до 160°C, с давлением в устье - до 10 атм. Такие подогретые пары имеются в недрах Камчатки. Их получают с глубин 1800 м и используют в геотермических электрических станциях (ныне действующие Поужетская ГЭС).

В разрезе Камчатки участвуют докембрийские отложения (?) и палеозой (южная часть срединного хребта). Внизу глубоко метаморфизованные породы - гнейсы, пегматиты, амфиболиты, кристаллические сланцы и выше - филлиты, вулканические породы, метаморфизованные песчаники. Общая мощность достигает 10-15 км. Нижняя часть разреза относится к рифею (1500 млн.лет) и верхняя к палеозою и мезозою, прорванные габброидами и мелкими телами гранитоидов. Главная часть мезозойских образований - глинистые сланцы, песчаники и туфо-вулканогенные породы, являются меловыми (хотя некоторые исследователи приписывают им юрский возраст). Они начинаются базальными горизонтами (нижний мел) и выше идут терригенно-вулканогенные породы верхнего мела - в сеномане переслаиваются морские и континентальные (угленосные) осадки (до 4-5000 м). Палеоген, нижний и средний миоцен - эвгеосинклинальные осадки, с которыми связаны гипербазиты, габброиды и гранитоиды.

Отложения палеогена и неогена представлены морскими и континентальными разностями (даже миоцен угленосный), чередующимися меж собой с увеличением мощности морских осадков в сторону Тихого океана и, наоборот, увеличением мощности континентальных в сторону суши.

Геосинклинальный комплекс состоит из кремнистых сланцев, туфов, туффитов основного состава, спилитов, диабазов, глинистых сланцев, туфопесчаников (поздний мел), на них залегают палеогеновые диабазы, туфы, кремнистые сланцы, выше - глинистые сланцы, алевролиты, песчаники с линзами, прослоями туфов, туффитов основного состава и конгломератов (8-10 км). Выше идут нижний и средний миоцен, представленный переслаивающимися песчаниками, алевролитами, аргиллитами с примесью вулканогенных пород (от 1-2 км до 6-8 км).

В западной части Камчатки палеоген, нижний и средний миоцен характеризуются чередованием морских и континентальных (с углем) осадков. К концу миоцена возникает складчатость с образованием Центрально-Камчатского и Восточно-Камчатского синклиналиев и между ними Восточно-Камчатский антиклинорий. В плиоценовый и четвертичный периоды развиты наземные, прибрежно-морские и морские терригенные осадки и вулканогенные породы. Залегают они несогласно на ранних образованиях, пронизаны мелкими интрузивными телами. Континентальные песчаные осадки содержат слои, линзы туфов, бурых углей (до 2 км).

Четвертичные вулканогенные покровы занимают площадь от южной части Камчатки до мыса Озерного и представлены платобазальтами, андезитами, дацитами и игнимбритами, шлаками, пемзами. Остров Сахалин продолжается на юг до острова Хоккайдо, образуя одну складчатую систему.

Главный Сахалинский разлом, идущий вдоль Тymo-Поронайской впадины, делит остров на два - на восточную (внутреннюю) и западную (внешнюю) зоны.

По существу возникают Восточно-Сахалинский антиклинорий, Западно-Сахалинский антиклинорий и Центрально-Сахалинский синклиналиев (Центрально-Сахалинская измененность - Тымь-

Поронайская низменность).

Восточный антиклинорий, прилегающий к Охотскому морю, сложен, главным образом, палеозойскими породами (гор Лопаты) и западный антиклинорий, тяготеющий к Татарскому проливу, - меловыми и третичными терригенными породами.

Неоген-четвертичные осадки континентального и прибрежно-морского происхождения заполняют Центрально-Сахалинскую низменность.

Историко-геологическое строение восстанавливается условно, осадки представлены графитистыми и слюдистыми сланцами, филлитами, кварцитами, зелеными сланцами с возрастом (условно) среднего палеозоя.

Во внутренней зоне встречаются кремнисто-сланцевые, граувакковые терригенно-флишоидные и вулканогенно-кремнистые осадки мощностью до 15 км. Среди этой толщи выделяются: нижний этаж, сложенный граувакковыми песчаниками, кремнистыми породами, спилитами, андезитовыми порфиритами с кератофирами, известняками, до 1000 м мощности (.верхний палеозой); средний этаж, сложенный кремнисто-глинистыми сланцами, яшмами, туфами, спилитами, диабазами и терригенными осадками, конгломератами, до 4000 м (триас - нижний мел); и верхний структурный этаж, представленный кремнистыми алевролитами, туфопесчаниками, туфами, эффузивами среднего и основного состава, яшмами и известняками - до 10 км (верхний мел). Это все говорит о том, что начиная с позднего палеозоя внутренняя зона испытывала почти непрерывное геосинклинальное прогибание, сопровождающееся подводными вулканическими излияниями и образованием небольших тел перидотитов, габброидов, гранитоидов. Внешняя зона характеризуется развитием верхнемеловых, палеогеновых, ниже- и среднемиоценовых морских, прибрежно-морских и, реже, континентальных терригенных образований мощностью до 10-15 км.

В различных частях внешней зоны мощность осадков даже одного периода меняется. Например, для верхнего мела: на юге - 7-8 км, на севере - 10-11 км.

На верхнемеловых отложениях несогласно, с размывом ранних

осадков, залегает палеоген - конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты с линзами углей, сменяющиеся вверх прибрежно-морскими, морскими алевролитами, аргиллитами, песчаниками и гравелитами (мощность палеогена достигает 3000 м). Выше идут переслаивающиеся туфопесчаники, алевролиты и аргиллиты с прослоями туфов, андезитов и базальтов миоцена мощностью до 2-4 км.

Плиоцен и четвертичные отложения представлены континентальными, прибрежно-морскими осадками. В Тымь-Поронайской впадине к ним относятся песчаники, алевролиты, аргиллиты, глины с прослоями конгломератов, среди них присутствуют базальты, андезито-базальты, туфы. В отложениях неогена (3-6 км) содержатся залежи нефти и газа (месторождения Эко, Окоба и др.).

Вопросы:

- 1. Границы Альпийско-Средиземноморского складчатого пояса?*
- 2. Границы Восточно-Азиатского складчатого пояса?*
- 3. Какие структуры состоит с запада на востока Южная полоса?*
- 4. Складчатого сооружения Восточных Карпат?*
- 5. Поднятие Горный Крым, большая южная часть которого погружена в Черное море?*
- 6. Складчатые сооружения Большого и Малого Кавказа, разделенные Закавказской межгорной зоной?*
- 7. Антиклинории Большого Балхана и Копетдага?*

21. ОБЛАСТИ ПАЛЕОЗОЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ. УРАЛА-МОНГОЛЬСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС

Она в пределах СНГ занимает огромную площадь. Вся территория, расположенная между Русской и Сибирской платформами, относится к Урало-Тяньшаньской зоне. Во многих местах фундамент закрыт мезокайнозойским чехлом (Западно-Сибирская низменность), (Тургайский прогиб) или водой морей (Карский морской бассейн).

Во многих местах фундамент ВЫХОДИТ на дневную поверхность, образуя горные сооружения: Урал, Новоземельная дуга, Таймыр, острова Северной Земли, центральное складчатое сооружение Казахстана, Алтай-Салаиро-Саян, Тянь-Шань северный и южный. Во многих местах среди складчатых сооружений обнажаются докембрийские блоки - восточная часть Карского морского бассейна, центральная часть Западно-Сибирской низменности (с центром у слияния Оби с Иртышем), Кокчетауский массив, докембрийские блоки в пределах Средней Азии - Арало-Ферганский, Каракум-Таджикский и Устюрт; Сангилимский массив Тувы и др.

В пределах огромной территории Урало-Тяньшаньской (Урало-Монгольской) зоны складчатость имеет различное время проявления: каледониды (Таймыр-Бырранга, Салаиро-Саян, северный Тянь-Шань, западная часть центрального складчатого сооружения Казахстана), герциниды (Урал, Южный Тянь-Шань, восточная часть центрального складчатого, сооружения Казахстана, Алтай). Мы остановимся на истории геологического развития и строения Урала.

21.1. Складчатая зона Урала

Урал - меридионально вытянутые горы, называют его каменным поясом. Он протягивается на 2500 км, начинается у Байдарацкой губы, и заканчивается на юге горами Яман-тау. Самая высокая точка на Полярном Урале - Еершина Народная - 1894 м, на юге - г. Ямантау - 1638 м. На севере Полярного Урала ширина гор составляет 20-30 км, в Приполярном Урале - 80-100 км. На юге ширина достигает 500 км Екатеринбург расположен на высоте 600 м водораздела Уральского хребта.

Урал является границей Европы и Азии. В 30 км южнее

Екатеринбурга на водоразделе (здесь западный и восточный склоны образуют огромную пологую платообразную площадь) установлен столб о указании границы Европы и Азии. Урал распадается на отдельные блоки, абсолютные отметки которых различны, меняется и ширина гор. Поэтому Урал делят на полярную, приполярную, северную, центральную и южную части.

В северном направлении, у Байдарацкой губы, структура Урала обрывается, уходит под воды Карского морского бассейна, имея направление параллельное Новоземельской дуге. Некоторые исследователи считают, что Урал-через полуостров Пайхой, остров Байгач соединяется со складчатыми образованиями южного и северного островов Новоземельской дуги, другие - что протягивается через центральную часть полуострова Ямал в сторону гор Бырранга (Таймыр). По всей вероятности, оба направления не соответствуют истинному продолжению Урала на севере. По существу, Урал является западной герцинской ветвью структур фундамента Западно-Сибирской низменности. Восточная ветвь составляет герциниды юга Таймыра, охватывающие с востока острова Северной Земли. Эта ветвь продолжается в южном направлении, до северной части Колывано-Томской дуги, и далее через иртишскую впадину (под мощным покровом мезо-кайнозоя) соединяется с зоной Рудного Алтая.

Таким образом, на севере Урал охватывает западную и северную части Карского морского бассейна, состоящего в основном, из докембрийских блоков и соединяется (осложненный большим надвигом на северо-западе острова Пионер) с восточной ветвью герцинидов фундамента Западно-Сибирской низменности.

На юге Урал через восточную часть Аральского моря соединяется с герцинидами Южного Тянь-Шаня и также с герцинидами равнинной части Северного Кавказа (через среднее течение реки Урал и южную часть Прикаспийской низменности).

Структура Урала сложная. Площадь испытала докембрийскую складчатость, тектонические движения каледонской эпохи. Решающими для Урала являются герцинские движения. Уральские эвгеосинклинали отличаются от других геосинклинальных зон интенсивностью проявления всех типов магматизма в каждом тектоно-

магматическом цикле.

В поперечном разрезе Урала выделяются следующие структурные элементы (с запада на восток).

Западный склон, сложенный осадочной толщей, с относительно неинтенсивным тектоническим режимом, соединяется с одновозрастными средне и верхнепалеозойскими породами (девон-карбон) Русской платформы.

Водораздельная часть Урала-Урал-Тау, сложена сильно метаморфизованными кристаллическими сланцами, гнейсами, мраморами, мета песчано-глинистыми осадками. На юге структура раздвигается, образуя в западной части Башкирскую антиклиналь, а в восточной - Урал-Тау. Между ними появляется Заилирскан синклиналь. Затем идет зона змеевиков, крупная габбро-дунито-перидотитовая интрузивная полоса. Далее на востоке идут зоны зеленокаменных пород (Магнитогорская синклиналь) с мощными спилито-кератофировыми формациями ордовика, силура, с согласными телами интрузивов ультраосновных, основных пород (перидотиты, дуниты, габброиды). Далее хорошо выраженная на юге и центральной части восточного склона - Восточно-Уральская антиклиналь, где широко развиты крупнейшие массивы (батолиты, штоки и дайки) преимущественно гранитоидов (диориты, гранодиориты, граниты, щелочные разности интрузивов). И последняя зона на восточном склоне Урала - мощной, широкой Вятской синклиналью, сложенной осадочной толщей девона и карбона. Большая часть ее покрыта мезокайнозойским чехлом Западно-Сибирской низменности.

В западной части западного склона Урала, в краевой части фундамента Русской платформы вдоль Уральского хребта, развивается асимметричная Предуральская впадина (Предуральский прогиб), заполненная мощными терригенными породами - продуктами разрушения Уральского хребта во время перми.

Все выделенные зоны ограничиваются глубинными разломами, антиклинали большей частью являются горстами. Каждая зона по плоскости разлома надвинута на другую с востока на Запад. Урал поэтому имеет чешуйчатое строение и состоит из двух самостоятельных, разновозрастных склонов - блоков западного и восточного.

21.1.1. Докембрий Урала

Эти отложения, в основном, обнажаются в пределах Уралтауского антиклинория. Они представлены различными гнейсами, мигматитами, биотит-серицитовыми сланцами, железистыми кварцитами, метаэффузивами основного состава с возрастом от 3 до 2,6 млрд. лет. Также они известны (верх разреза) в пределах Восточно-Уральской антиклинали. На них несогласно залегают рифейвендские уложения, представленные четырьмя крупными ритмами, начинающиеся с базальных конгломератов в каждом ритме. Выше идет песчано-глинистая толща, которая в верхних ритмах становится более карбонатной с магнезитами и сидеритами (Саткинское и Бакальское месторождения). Осадочные толщи до 2 км в нижней части и до 3-7 км в верхней прорваны интрузиями рапакивиподобных гранитов. На западном склоне рифейские осадки залегают на докембрийском фундаменте Русской платформы. Рифей метаморфизован с образованием амфиболитов и зеленосланцевых толщ (кремнистые, графитовые сланцы, филлиты, порфириды). Общая мощность докембрия более 10-12 км.

На западном склоне Урала в основном присутствует терригенный кембрий, предполагают присутствие кембрия на восточном склоне в Полярном Урале, где его вулканогенная толща представлена спилитами, андезитами, трахи-базальтами с прослоями карбонатов, кремнистых сланцев, выше идут грубообломочные породы - конгломераты, песчаники с линзами известняков (9-11 км).

Западный склон Урала в северной и южной части в кембрии представлял относительно спокойную впадину краевой части фундамента, близкую по характеру многоосинклинали, с образованием от 2,5 до 6 км осадочной толщи. Со второй половины кембрия постепенно погружается и центральная часть западного склона, где также развивается терригенная толща, тогда как в пределах восточного склона Урала идет интенсивная деструкция (дробление, разрушение) фундамента.

На западном склоне на кембрии согласно залегают отложения ордовика и силура, представленные терригенно-карбонатными осадками, но в южной части западного склона - известняки. Нижний девон

и эйфель также сложены песчано-сланцевыми пестроцветными отложениями, на них залегают темные битуминозные известняки и доломиты Доманиковой фации. Фамен и карбон - известняки и доломиты схожи с разрезами Русской платформы этого возраста. В отличие от них здесь встречаются прослой кремнистых и глинистых сланцев, к нижней части визейского яруса приурочены угленосные толщи. Верхний карбон в восточной части западного склона обломочный - галечники, которые в западном направлении сменяются карбонатными фациями. Терригенный материал образован вследствие разрушения геосинклинали восточного склона. Пермь в западном склоне отсутствует. Нижняя и верхняя пермь в основном развиты в Предуральском прогибе и представлены исключительно обломочными породами, за исключением Кунгурского века - сложенного солями.

В пределах восточного склона Урала, начиная с ордовика, широко развиваются параллельно идущие разломы с образованием большого количества горстов и грабенов. Земная кора становится проницаемой, испытывает интенсивное погружение. Поэтому здесь образовались мощные вулканогенные породы, по составу от основных (более ранних) до кислых (в поздних эпохах) с обломочным терригенным материалом.

В пределах восточного- склона Средний и верхний ордовик представлен базальтоидами с подчиненными кремнисто-сланцевыми пачками. Каледонская складчатость их смяла, метаморфизовала. С этой фазой складчатости (Тельбесской) связан гипербазитовый пояс (дуниты, гарцбургиты, горнблендиры), на них несогласно залегают осадочно-вулканогенная толща и прорываются амфиболитами, габброидами. Широко проявлены спидиро-диабазовые и кремнистые толщи (охвачен ордовик и силур). С этой фазой связаны также кварцевые диориты, плагиограниты, сиениты.

21.1.2. Мезозой Урала

Мезозойские отложения имеют ограниченное распространение и в большей части представлены континентальными образованиями - кварц-каолиновыми пестроцветными глинами в коре выветривания триаса, угленосными нижней и: средней юры, элювиальные и озерные I глины, бурый железняк в отложении последних. Нижнемеловые и

сенон-туронские отложения коры; выветривания, сеноман-палеогеновые речные, озерные отложения, олигоцен-неоген и четвертичные - элювиальные, делювиальные и пролювиальные отложения, есть галечники, валуны, щебни.

Триас В наложенных впадинах восточного и западного склонов является угленосным со значительным числом пластов угля (Челябинская группа месторождений и др.). В районе р. Миаса впадина имеет ширину до 10 км мощностью пород до 1000 м, внизу - песчано-конгломератовая, в средней части - песчано-глинистая с тонкими пластами угля и в верхней части - углисто-глинистая (до 500 м) с содержанием от 5 до 30 пластов угля с возрастом нижней юры.

Континентальные осадки мезозоя развиты почти во всех районах Урала. Они обычно маломощные и занимают небольшие площади (исключением являются большие площади наложенных впадин).

Морские осадки распространены по периферии эродированного, нивелированного Урала. Эти осадки входят местами в тело Уральского хребта. Большой морской залив до 200 м длиной образовался в Заилийской впадине между Башкирской антиклиналью и срединным Урал-Тау.

Морской палеоген занимает очень ограниченную площадь по периферии гор.

В течение мезозоя Урал является меридиональным хребтом с сильно эродированной поверхностью. В триасовой эпохе существует длительный период коры выветривания. Внутри мелового периода такие процессы были не столь длительны. В юре восточная часть Русской платформы и вся площадь Западно-Сибирской низменности были заняты морским бассейном, что и продолжалось в мелу и палеогене. Урал существовал в эти периоды как удлинённый меридиональный нивелированный остров среди вод морских бассейнов.

21.2. Складчатая зона Салаиро-Саянской области (горная Шория - салаириды)

Территория располагается к юго-востоку от Сибирской платформы, граница проходит по подножью восточного Саяна. Западная граница ограничивается восточной частью Горного Алтая. Северная

граница - ЮГО-ВОСТОЧНАЯ часть Западно-Сибирской низменности.

Горный массив Западных Саян тянется с запада на восток на 650 км с шириной от 150 до 300 км. На западе соединяется Шапшальским хребтом Горного Алтая.

В восточной части вершина Западного Саяна достигает 2000- 2500 м абсолютной отметки. К западу абсолютная отметка увеличивается, достигая более 3000 м.

В северной части Салаиро-Саянской области располагаются хребты Кузнецкого Алатау с древними докембрийскими отложениями. Продолжением Кузнецкого Алатау на западе является хребет Абакан, в северо-западной части - хребет Салаир, с развитием отложений кембрия, ордовика и силура. Между хребтами Кузнецкого Алатау и Салаиром располагается Кузнецкий угольный бассейн, ограничивающийся с севера надвинутой Колыван-Томской дугой герцинид. С юга регион ограничивается высокогорным сооружением хребта Монгольского Алатау, расположенного к югу от Тувинской впадины.

С юга в северном направлении выделяются следующие структурные единицы: в юго-восточной части - Сангилимский массив (щит), сложенный докембрийскими кристаллическими породами, севернее - Тувинская впадина, Куртушибинская антиклиналь, Ясинская синклиналь с широким развитием кембрия, незначительно - ордовика. За ней идет Джебашская антиклиналь - Западный Саян, с докембрийскими кристаллическими породами на северном склоне.

Далее на север выделенные структуры не имеют общую линейность. Они принимают различную ориентацию, иногда, площадной характера развития: Минусинская впадина с широким основанием треугольной формы, которая суживается в северном направлении и соединяется с Чулым-Енисейской мезозойской впадиной с мощными континентальными угленосными осадками в юре.

В северной части Минусинской впадины - Абаканская антиклиналь и Кузбасс.

Территория Салаиро-Саянской области характеризуется самой древней раннепалеозойской складчатостью салаирской фазы Урало-Монгольского пояса.

Палеозойские отложения имеют возраст от нижнего кембрия до

силура. Выше идущие осадки, главным образом, красноцветные, нижнего девона.

Кембрий обнажается в западном Саяне (водораздельная часть Куртушибинской синклинали), на нем лежат ордовик и силур.

Ордовик Западного Саяна представлен серицит-хлоритовыми сланцами и выше - зелеными песчаниками (до 10 км), они сильно метаморфизованы, пронизаны интрузиями гранитов. Силур, в основании с базальным конгломератом, представлен коралловыми, мшанковыми известняками.

В Усинской зоне (местами с наложенной впадиной) на ордовике несогласно залегают красноцветные песчано-конгломератовые осадки с эффузивами. Здесь условно выделяют верхний девон - нижний карбон.

В Минусинской впадине нижний девон - песчано-эффузивный (эффузивы кислого состава), на них залегает угленосная толща карбона-перми.

Салаирский кряж, как плоскогорье с отметкой 300-400 м, характеризуется развитием исключительно ордовик - силурийских песчано - сланцево - эффузивных образований, дислоцированных позже чем остальная часть Салаиро-Саянской области - в результате Токайской фазы складчатости.

Несогласно залегание на нижнем кембрии вышележащих толщ или их отсутствие говорят о салаирской фазе складчатости, поэтому в большей части средний кембрий отсутствует.

В карбоне и перми наблюдается относительно спокойный режим осадконакопления в тектонических впадинах. Разрез угленосной толщи говорит о том, что все эти поднятые борта впадин к началу карбона были эродированными, нивелированными, о чем свидетельствует отсутствие грубообломочных пород в составе угленосной толщи. Магматические ранние породы - перидотиты прорывают кембрийские толщи. Граниты прорывают кембрий, ордовик и силур (?), но они формировались раньше нижнего девона.

Докембрийские отложения, в основном, являются протерозойскими, в значительной степени метаморфизованными: мрамора, в верхней части в разрезе участвуют слои кремнистых сланцев (до 40 м), в самой верхней части разреза - граувакки, глинистые, углистые сланцы

с простоями известняков (сохранившаяся часть имеет мощность до 400 м у Кузнецкого Алатау).

Во время силура Салаирский кряж, площади минусинской впадины, Кузнецкого Алатау покрываются морским бассейном с образованием розовых известняков, на них местами лежит эффузивно-осадочная красноцветная песчано-глинистая толща. (рис.21.1.)

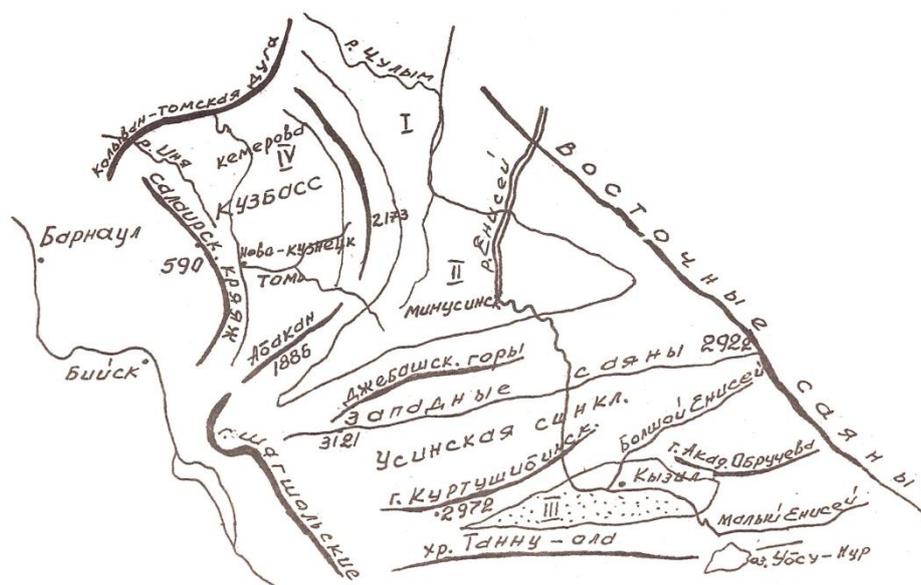


Рис.21.1. Схема районирования Салаиро-Саянской области (горная Шория)

Более поздняя складчатость проявилась в Салаирском кряже - где нижний кембрий представлен мраморизованными известняками, средний кембрий - осадочно-вулканогенные породы, верхний кембрий почти отсутствует, ордовик и силур - вулканогенно-эффузивные породы, в подчиненном количестве глинистые сланцы, куда внедрились мелкие тела диоритов и диабазов (с золотом). Девон здесь морской: внизу - известняки, а сверху встречаются и эффузивы.

21.3. Складчатая зона центрального складчатого сооружения Казахстана

Территория центрального складчатого сооружения Казахстана располагается к югу Западно-Сибирской низменности, на западе Тургайский пролив, на востоке его ограничивает Зайсанская впадина Алтая. Одна третья часть занята равниной. Возвышенности снежные горы располагаются по периферической части с запада, северо-востока и востока центрального складчатого сооружения Казахстана. Эти

возвышенности и горы как-бы являются водораздельной частью рек, текущих на север и юг.

На юго-западе рассматриваемой зоны расположены хребты: Каратау (2176 м) с северо-западным простиранием, Ерементау (1133 м) и Кокчетау (947 м) с меридиональным направлением; на востоке - Каракалинский (1500 м), Тарбагатай (2992 м) и Чингизтау (3700) с северо-западным простиранием.

Мелкосопочная, равнинная часть имеет отметку 300-400 м.

В южной части располагаются Чу-Илинский (1052 м), Заилийский (более 2000 м) и Джунгарский Алатау (4463 м). К югу от о. Балхаш лежит огромная Чуйская впадина (по всей вероятности с докембрийским блоком в основании).

В отличие от других геосинклинальных зон центральное складчатое сооружение Казахстана находится между многочисленными блоками докембрийского возраста различного размера. Самыми крупными являются: на северо-западе - Кокчетауский массив расположенной на юге Тенгизской впадиной, на юго-западе - Бет-Пак-Дэла-Муюнский блок и Чуйский массив к югу от озера Балхаш. (рис.21.2.)

Раннекаледонские и каледонские слабодугообразные складки имеют простирание с юга-востока на северо-запад, герцинские – на юге, как бы, параллельны каледонским, а на севере - большей частью имеют северо-восточное простирание, относительно не панельное каледонидам, создавая, таким образом, кажущееся пересечение направлений. Такую структуру создали древние докембрийские блоки, которые в большом количестве и различного размера имелись внутри будущих складчатых зон там, где мощность покровных осадочных пород палеозоя составляет более 10000 м.

Шаня, и на востоке - каледоно-герцинская складчатость, дугообразно тянущаяся параллельно структуре Рудного Алтая (Кальба-Нарымской зоне) в Китай и в Монгольскую Тонну-Ола.

В восточной зоне выделяется Чингиз-Тарбагатайская система (с охватом хребтов Чингиз и Тарбагатай), в пределах которой распространен нижний палеозой, дислоцированный каледонскими движениями, с базальными молассами, на них несогласно залегает средний палеозой, также дислоцированный в герцинскую фазу складчатости. Каледониды и герциниды прорваны, соответственно возрасту, гранитоидами.

В этой зоне основными структурами являются антиклинории (Чингизский, Тарбагатайский, Акбастауский, Аркалыкский), разделенные синклинориями (Абралинский, Чунайский).

В ядрах антиклинориев обнажаются нижнепротерозойские породы или нижний и средний кембрий. В синклинориях обнажаются ордовик, силур. В наложенных впадинах на них несогласно залегает слабодислоцированный средний палеозой.

На докембрии (протерозой) несогласно залегает нижний и средний кембрий с широким развитием спилито-диабазов, кремнистых отложений, с вулканогенно-осадочными породами вверху (7-8 км), на последних несогласно залегает верхний кембрий, ордовик и нижний силур - кремнисто-терригенные осадки, туфы и туффиты. В приподнятых участках преобладают андезиты, дациты и их туфы.

Верхний ордовик - нижний силур - грубообломочные породы, алевролиты, граувакки, песчаники прибрежно-морского и наземного происхождения, с эффузивами, туфами (5-8 км), в которые внедрились габбро-диориты, плагиогранитные интрузивные породы (каледониды).

Нижний девон и Эйфель среднего девона - мощные наземные вулканы - андезиты, липариты с обломочными породами, местами в разрезе увеличивается роль алевролитов, песчаников, вверху - известняки. Выше идут, в наложенных небольших мулдах, угленосные и вулканогенно - обломочные породы с линзами туфов, прорванные герцинскими гранитоидами.

В юго-восточной части центрального складчатого сооружения Казахстана располагается Джунгар-Балхашская система. В основании

разреза залегают докембрий, кембрий и ордовик, начиная с силура закладывается геосинклинальная зона с осадками силура, девона и нижнего карбона, инверсия характеризуется возрастом верхнего палеозоя.

В основании структуры размещаются раздробленные докембрийские блоки, крупным из них является Балхашский (Чуйский) блок с девонскими, верхнепалеозойскими вулканогенными осадками.

В пределах Актау-Моинтинский глыбы известны порфириды протерозоя, на которых несогласно залегают кварциты, серицит-хлоритовые сланцы рифея. Здесь относительно шире развиты песчаники, гравелиты, валуны (тиллиты) венда, оолитовые известняки с прослоями кремнистых и терригенных пород кембрия, далее с перерывом идут глинисто-ванадиевые сланцы, известняки, вверху - граувакки ордовика (до 1,5 км). В южной части региона в разрезах преобладают карбонатные породы венда, кембрия и ордовика.

В северной части региона преобладают эффузивные образования кембрия и ордовика, представлены яшмами, трахибазальтами, туфами и линзами известняков (1,5-2 км). Верхний ордовик грубообломочный, молассы.

Несогласно залегают верхний ордовик - силур, нижний девон, эйфельский ярус, представленные зеленоцветной терригенной толщей (граувакки и флишоиды) мощностью до 5-8 км. Эти толщи в синклиналях достигают 10-12 км, где преобладают кремнистые сланцы и флишоиды.

В верхней части разреза (развиты только в синклиналях и наложенных впадинах) - мелководные песчаники и алевролиты с андезитами, дацитами и туфами, кремнистыми сланцами, известняками фаменского и турнейского ярусов мощностью до 3-4 км. Верхний палеозой угленосный, развиты наземные вулканиты и терригенно-морские осадки.

В Караганде угленосная толща среднего карбоно-перми достигает 4,5 км мощности. Западная часть центрального складчатого сооружения Казахстана сложена каледонидами, как отмечалось выше, соединяется с каледонидами Северного Тянь-Шаня. Зона огибает с запада и с юга Джунгаро-Балхашскую систему.

В зоне находятся крупные блоки докембрийских массивов: Кокчетавский, Бошекульский, Улутауский, Бет-Пак-Долинский, Муюнкумский. Во многих местах и эти блоки сами раздроблены (например: Чуйский, Иссык-Кульский глыбы и др.).

В основании распространены докембрийские метаморфизованные толщи архея и нижнего протерозое - гнейсы с прослоями мраморов, кварцитов.

Докембрий в Казахстане изучен хорошо. Несмотря на сильный метаморфизм гранулитовой фации нижней части разреза и амфиболитовой фации в верхней части, восстановлены первичные составы осадочной и вулканогенной толщ. Они возникли в результате метаморфизма аркозовых песчаников и алевролитов с глинистым цементом. Присутствие в метаморфической породе силлиманита, кордиерита, граната и, реже, дистена, андалузита говорит о первичном глинистом составе осадков. Преобладание в анализах CaO над MgO, над K₂O, и высокое содержание TiO₂ указывает на исходный магматический состав пород - основные лавы и габброидные массивы. Часть амфиболитов возникла за счет метаморфизма мергелистых и карбонатных пород. Серицитовые, хлорит-серицитовые, графитовые и кварцевые сланцы возникли за счет тонкопереслаивающихся глинистых и алевролитовых осадочных пород с прослоями, горизонтами кварцевых песчаников и алевролитов.

В докембрии выделяют нижнюю серию - гнейсы, амфиболиты, эклогиты, полевошпатово-слюдяные, силлиманитовые, кордиеритовые сланцы, вверху разреза - с линзами известняков (до 2500- 3500 м), на них несогласно залегает средняя серия - слудяно-кварцитовые, графито-кварцитовые сланцы, кварциты (до 1500-2000 м) и далее несогласно идут отложения верхней серии - серицитохлоритовые, эпидот-актиналитовые, железисто-кварцитовые, карбонатные сланцы, порфириты, мрамора, микрокварциты и песчаники (до 2500-3500 м). На них несогласно залегают яшмы, яшмо-кварциты (150-250м) и альбитофиры, порфириты, диабазы, их туфы, песчаники и яшмы кембрия (до 2000-3000 м).

Начиная с венда закладывается геосинклинальная зона на Байкальском фундаменте. Дробление фундамента, развитие большого

количества глубинных разломов, ограничивающих множество блоков (массивов) обуславливали широкое развитие терригенно-обломочных пород и подводных, а также наземных, эффузивных образований основного и кислого состава. К этим зонам приурочиваются интрузивные породы - офиолиты, гранитоиды и щелочные разновидности.

Разрез геосинклинальных осадков начинается с красноцветных обломочных пород и существенно карбонатных. В верхах венда, в кембрии и ордовике, с залежами фосфоритов и ванадиеносных сланцев. Во внутренней части зоны развиты базальты, яшма и кремнистые породы, андезиты, известняки кембрия (2-3 км), туфы и лавы, кремнисто-терригенные и граувакковые образования ордовика (3-5 км). Ордовик залегает несогласно, сопровождается внедрением габброидов, диоритов (салаирская фаза тектогенеза).

Верхний ордовик и местами силур представлены конгломератами, красноцветными песчаниками, туфопесчаниками с прослоями андезитовых порфиритов, реке лавы и туфы кислого состава (до 2,5 км). Они прорваны диоритами и плагиогранитами раннего палеозоя, в центральной части развиты батолиты гранитов, тоналитк, гранодиориты (верхний ордовик).

Перед началом девона происходит формирование наложенных впадин (Тенгизская, Джесказганская, Чуйская, Иссык-Хульская и много мелких впадин).

Здесь развит вулканогенный пояс нижнего девона и эйфельского яруса. Живет, верхний девон развиты локально. Внизу разрез сложен андезито-базальтовыми лавами и их туфами, вверху - липаритовые порфиры и их туфы (от 2,5 до 5,5 км). Характерны частые размывы внутри и изменение мощности как обычно в разрезах наземных вулканов.

Для верхнепалеозойских отложений характерны наземные терригенные (иногда угленосные) и лагунно-соленосные, молассовые формации. К этим отложениям в Джесказгане, Чуйской впадине приурочены медистые песчаники. в зоне центрального складчатого сооружения Казахстана на протяжении геосинклинальной эпохи развития территория дважды (ранний-средний девон и поздний палеозой) подвергалась орогенезису с периодом теоретической ста-

билизации - верхний девон - начало карбона.

21.4. Алтайская складчатая зона

Геологическое строение Алтая тесно СВЯЗАНО с геологией центрального складчатого сооружения Казахстана, с одной стороны, и геологическим строением Салаиро-Саянской области, с другой. На севере с крутым обрывом 300-500 м высотой с Алтайской зоной граничит Западно-Сибирская низменность.

Монгольский Тенну-Ола в средней части юга Алтая образует горный узел Табын-Богда-Ола (пять священных гор) с вершиной 4356 м. Этот узел в западном направлении через Тарбагатай, Сарымсакты соединяется с горными массивами востока Казахстанского складчатого сооружения (хребет Чингиз), в восточном направлении через хребет Сайлюгем (3500-4029 м) соединяется с хребтами Салаира-Саянской области (хребет Шапшальский, 3507 м и др.).

В северном направлении образуются самые высокие горы: Северо-Чуйская (4173 м) и Южно-Чуйская (3942 м) и Катунский массив (гора Белуха - 4506 м). Далее на север идут грабено-ступенчатое понижение с образованием ряда хребтов: Теректинский (2792 м), Айгулакский (3444 м), Семинский, Анойский (2009 м), Куминский (1889 м). Через центральную часть Алтая протекает р. Катунь, по долине ее из г. Горно-Алтайска в Монголию идет Чуйский тракт.

Удивительно, на коротком расстоянии от г. Бия по пути Чуйского тракта мы наблюдаем смену ландшафта и климатических условий: г. Бийск - степной рельеф, далее к Горно-Алтайску - равнина с широкими, многочисленными разветвлениями притоков р. Катунь, далее на юго-восток постепенно долина суживается, появляется смешанный лес и еще выше (1700—1900 м) хвойные леса. В районе поселка Кош-Агач (до 3000 м) близ границы (40-50 км) с Монголией обширная площадь тундры (плискогорье без лесов, даже без кустарников). (рис.21.3.)

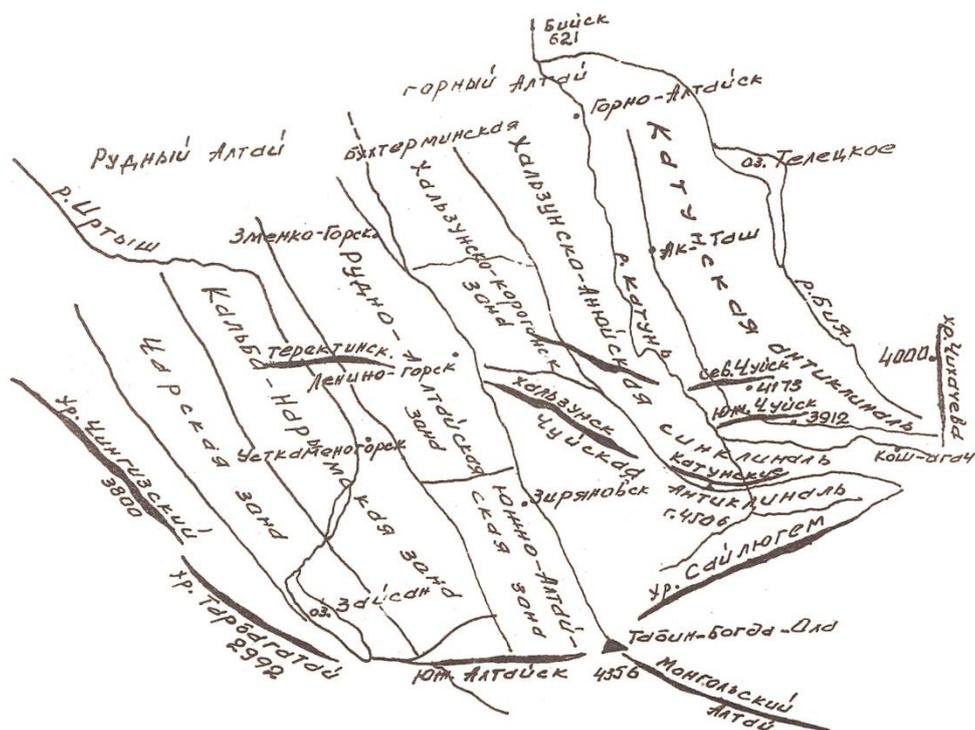


Рис.21.3. Схема районирования Алтая

Территория Алтая разделяется на Горный Алтай и Рудный Алтай, при этом Горный Алтай сложен каледонской складчатостью и Рудный Алтай - герцинской складчатостью.

Горный Алтай от Салаиро-Саянской области отделяется по Телецкому озеру и р. Бия, а Рудный Алтай от центрально-складчатого сооружения Казахстана - Иртышской впадиной и оз. Зайсан. Все выделенные структуры имеют северо-западные простирания и обрываются на юге Иртышской впадины в Западно-Сибирской низменности,

В пределах Горного Алтая выделяют: Катунскую антиклиналь (на востоке) и Халзунско-Чуйскую антиклиналь (на западе), осложненные (центральная часть) образованной в нижнем девоне наложенной впадиной (ларгонская зона). Между этими антиклиналями выделяется Чуйско-Ануйская синклиналь, ограниченная с двух сторон разломами и резко суживающаяся в юго-восточном направлении.

К середине северо-восточного глубинного разлома взброса - надвига приурочиваются крупнейшие месторождения ртути. Одно такое месторождение расположено над п. Акташ (1500 м). На высоте 3000 м в зоне разлома, где кембрийские песчаники надвинуты на юго-запад.

На метаморфической толще размещается рудная зона. Месторождение находится в области вечной мерзлоты. В штольнях после отпалки вместо воды течет ртуть. Фабрика расположена здесь же на высоте 2000 м. Вниз в баллонах спускают готовую продукцию.

Горный Алтай отделен от Рудного Алтая зоной глубинного разлома - Иртышской зоной смятия и Бухтармы на севере. В пределах Рудного Алтая выделяют следующие структурные зоны северо-западного простирания: Рудно-Алтайская, Южно-Алтайская, Кадыба-Нарымская и Чарская. Все выделенные структурные зоны ограничиваются глубинными разломами.

В пределах Горного Алтая самыми древними (имеющими выходы на дневную поверхность) являются отложения предположительно рифея (в Теректинских горах), венда и кембрия, представленные карбонатными, эффузивными, кремнисто-вулканогенными и терригенными породами, метаморфизованными в условиях эпидот-амфиболитной фации, на них залегает средний кембрий - обломочные породы: алевролиты, песчаники, вверху со слоями более грубых разностей. Общая мощность рифея - кембрия - 8-10 км. На них залегают несогласно, базальными горизонтами терригенно-карбонатные, грубообломочные терригенные породы, с прослоями эффузивов основного и среднего состава, с образованием простых складок, без метаморфизма, как покровные осадки, мощностью 9-10 км.

Верхний силур развит в Чуйско-Аньюйской синклинали - терригенно-карбонатные и лагунно-континентальные породы с бокситом.

В наложенных впадинах (Каргонская) и местами в зонах грабеней развиты лагунно-континентальные, красноцветные отложения с эффузивами среднего и кислого состава большой мощности до 6-7 км.

В пределах северо-западной части Чуйско-Аньюйской зоны развиты терригенно-карбонатные осадки морского происхождения мощностью до 2-3 км.

В пределах Халзунско-Чуйской антиклинали в наложенных впадинах (грабенах) развиты мощные эффузивные породы - верхи силура и низы девона, представленные кислыми вулканитами мощностью до 4-х км, с внедрением крупных порфировидных гранитов (карбон).

В пределах Рудного Алтая, как и в пределах Горного Алтая, наиболее древними являются отложения докембрия, кембрия, ордовика и нижнего силура, представленные кварц-эпидот-хлоритовыми сланцами, с пачками измененных зеленокаменных эффузивов основного состава мощностью до 5-6 км. Начиная с верхнего силура, закладывается подвижная зона - геосинклиналь, существовавшая в течение верхнего силура, девона и нижнего карбона.

Здесь широко развиты эффузивные породы различного состава: базальты, базальто-липаритовая формация (верхний силур и нижний Девон) и андезиты и базальты (верхний девон и нижний карбон). В составе эффузивов широко развиты туфы, туфо-лавы, лавобрекчии и др. В осевых частях антиклинория они фациально замещаются флишеидными глинисто-сланцевыми, терригенно-карбонатными образованиями, мощность которых на Южном Алтае достигает 10-12 км, в Приподнятых частях (антиклиналях) мощность сокращается до 4-5 км.

В Калба-Карынской и Чарской зонах широко разлиты кремнисто-диабазовые, спилито-кератофировые, карбонатные осадки ордовика и силура, прорванные гипербазитами, габброидами.

Верхняя часть разреза (верхний девон и нижний карбон) характеризуется мощной терригенной толщей - мелководных песчаников, карбонатных отложений с эффузивами различного состава (12 -14 км).

Разрез заканчивается прибрежно-морскими обломочными, наземно-вулканогенными, вулканогенно-обломочными красноцветными, иногда сероцветно-угленосными толщами мощностью на юге до 7-8 км. Они прорваны Змеиногорским и Калбинским комплексами. Средний карбон пермского возраста с габброидами, диоритами, гранодиоритами и гранитами.

Характерно, что в Калба-Нарымской зоне встречается редкометальное оруденение - вольфрам-оловянного типа, в северо-восточной части Рудного Алтая другая редкометальная зона - вольфрам-молибденового типа и между ними располагается полиметаллическая зона с крупнейшими полиметаллическими месторождениями (Змеиногорск, Зыряновск, Риддери и др.).

В северо-восточной части выделяется крупнейшая полиметал-

лическая - Бухтарминская зона.

Вопросы:

- 1. Границы Урало-Монгольский пояса?*
- 2. Тектоническая позиция Урало-Монгольского пояса?*
- 3. В составе пояса выделяют какие складчатые пояса?*
- 4. В географическом отношении Уральская складчатая область?*

22. МЕЗОЗОЙСКАЯ СКЛАДЧАТОСТЬ. СООРУЖЕНИЕ. ВЕРХОЯНО-ЧУКОТСКОЕ СКЛАДЧАТЫЕ СООРУЖЕНИЕ

Районы мезозойской складчатости широко распространены в земной коре. В формировании восточной части Азиатского материка первостепенная роль принадлежит мезозойской складчатости. Грандиозные горные сооружения - Верхояно-Колымские, Дальневосточные, Индокитайские, окаймляющие Тихий океан с запада, поднялись в результате колоссальных движений земной коры в различных эпохах мезозоя. Громадные сооружения Анд, Кордильер, растянувшиеся вдоль восточного берега Тихого океана почти на 20 тысяч километров, большей своей частью являются продуктом мезозойского тектогенеза.

По заключению С.С.Смирнова, северо-восточная и юго-восточная части Азиатского континента являются уникальным регионом с оловом, вольфрамом, полиметаллами и др. элементами руд. Территорию мезо-кайнозойской складчатости он разделил на внешнюю и внутреннюю зоны Тихоокеанского складчатого пояса. Мы остановимся на Верхояно-Чукотском складчатом сооружении северо-востока Азиатского континента.

Площадь омывается с севера Восточно-Сибирским, Чукотским морями, с востока - Беринговым морем и с юго-востока Охотским.

На западе граница проходит по р.р. Лена и Алдан (восточная граница Сибирской платформы).

Много километров занимают хребты северо-западного простирания - Верхоянский, Черский и северо-восточного простирания - Колымский. Наибольшая высота находится в западной части Черского хребта на горе Победа - 3147 м.

От Черского хребта в северном направлении протекают, беря начало с гор, реки Яна, Индигирка, Колыма. Между этими реками располагаются плоскогорья - мелкие хребты - Алазейский, Юкагырский. Большую площадь занимают Колымский и Омолонский срединные массивы, где фундамент архей-протерозойского, рифей-вендского и нижне-палеозойского возрастов, выходит на поверхность как на западе - Яно-Колымская зона, так и на востоке - Аннойско-Чукотская зона. Резко отличаются по своему составу отложения

геосинклинальной системы от карбона до средней юры, а также постгеосинклинальной истории, начиная с верхней юры до нижнего мела.

В Яно-Колымской и Анюйско-Чукотской зонах отложения среднего и верхнего карбона, перми и триаса - до средней юры, являются геосинклинальными. В Анюйско-Чукотской зоне геосинклинальные осадки, начиная с триаса до средней юры, являются орогенными и имеют одинаковый возраст с отложениями Яно-Колымской зоны (верхняя юра - нижний мел).

С.Б.Обручев в 1937 году на международном геологическом конгрессе (Москва) выступил с докладом о тектонических особенностях северо-востока Азии. По его схеме выделяются Верхоянская оросинклиналь, Колымская платформа, Юкагырская платформа, Чукотская оросинклиналь, Гиперборейская синклиналь, возникшие в течение палеозойских циклов тектогенеза. Тихоокеанский цикл охватывает пермь-нижний мел, объединившие Колымскую и Юкогырскую платформы.

Не приводя многочисленных схем, надо отметить, что в пределах этого региона геосинклинальная зона заложена, начиная со среднего карбона; протягивается этот процесс в различных частях до нижнего триаса.

Э.Зюсс и другие выделяют две фазы горообразования:

- 1) между триасом - лейасом;
- 2) между юрой и неокомом.

К концу мезозоя денудационные выравнивания и пенепленизация зашли глубоко, повсеместно срезали докембрийские, палеозойские и молодые горы, превратив их в плоскогорья и невысокие равнины.

В Яно-Колымской зоне архей нижнепротерозойские, верхнепротерозойские, ниже - среднепалеозойские комплексы несогласны в соотношениях меж собой. В Анюйско - Чукотской зоне еще дополнительно выделяется верхнепалеозойский комплекс, которые вместе составляют основание мезозойской геосинклинали.

Архейские отложения представлены гранат - биотитовыми, гиперстен - биотитовыми гнейсами, пронизанные гранитами, пегматитами (возраст до 3400 млн.лет).

Нижний протерозой характеризуется толщами гнейсов, амфиболитов, кварц-мусковитовых и хлоритовых кристаллических сланцев, порфиритоидов, кварцитов, мраморов, метаморфизм которых менее интенсивен, чем в архейских породах; залегают несогласно на последних. Верхний протерозой (рифей, венд) представлен толщами терригенных и карбонатных пород, которые с резким угловым несогласием залегают на более древних образованиях (докембрий обнажается в Охотском, Колымском, Омолонском срединных массивах, Хараулахских горах (в низовьях р. Лены) и в Сетте-Дабанском антиклинории, иногда мощность отложений достигает 10 км (в Юдомо-Майской зоне). В пределах срединных массивов мощность резко сокращается: до 4-х км на Колымском, до 1 км на Охотском и до 1,5 км на Омолонском массивах.

Нижне-среднепалеозойский комплекс охватывает кембрий, ордовик, силур, девон и нижний карбон, представлен карбонатными, терригенными (песчаники, алевролиты, глинистые сланцы) и реже вулканогенными осадками до 10-12 км мощности. В юго-западной части Анюйско-Чукотской зоны среднепалеозойские отложения (девон и нижний карбон) представлены диабазами, спилитами, туфами основного состава, кремнистыми породами, туфопесчаниками, известняками. В верхней части разреза осадки становятся андезитами, кислыми эффузивами, конгломератами (более 4500 м). В некоторых срединных массивах (Колымский, Омолонский и др.) из разреза часто выпадают ордовик, силур и нижний девон, отложения становятся известняками, кремнисто-глинистыми сланцами и эффузивами основного состава (от 500 до 3000 м).

Отложения верхнего карбона и перми развиты только в Анюйско-Чукотской зоне и представлены конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами и известняками, прорванными верхнепалеозойскими габбро, плагиогранитами.

Как видно из изложенных геологических разрезов, отложения с верхнего протерозоя являются покровными образованиями докембрийской платформы. Выше идут мезозойские геосинклинальные осадки от среднего карбона до средней юры, отложения которых объединяются под общим названием - Верхоянский комплекс, состав его

песчано-глинистый, иногда грубообломочный. Количество тонкообломочных и грубообломочных разностей по объему от яруса к ярусу меняется, так карбон и нижняя пермь характеризуются неравномерным переслаиванием песчаников, алевролитов, глинистых сланцев. В верхней перми преобладают песчаники, существенную роль играют гравелиты и конгломераты, встречаются прослой углей и кислых эффузивов. Для триаса характерно преобладание аргиллитов, глинистых сланцев, чередующихся с песчаниками, в нижне- и среднеюрских отложениях снова возрастает роль песчаников. Суммарная мощность Верхоянского комплекса достигает 15000 м.

Карбон и пермь имеют максимальную мощность в Верхоянском антиклинории, сокращаются в восточном направлении, а триасовые и юрские отложения достигают наибольшей мощности на востоке, что говорит об изменении площади максимального прогибания (иногда миграция прогиба идет в одном направлении в карбоне и перми и в другом - триасе и юре). В верхней юре геосинклинальные зоны подвергаются складчатости.

В пределах срединных массивов осадки, обладающие большой мощностью в геосинклинальных зонах, имеют малую мощность и, по существу, являются покровными образованиями, приуроченными к синклинальным структурам, - мощность максимум до 2,5 км (от карбона до средней юры).

Инверсия Верхояно-Чукотской зоны охватывает верхнюю юру и нижний мел, характеризуется развитием молассов, в межгорных унаследованных и наложенных впадинах развиты верхнеюрские-нижнемеловые конгломераты, песчаники и другие терригенные материалы преимущественно континентального и, реже, морского происхождения. Континентальные осадки являются угленосными (Алазейское, Момское плоскогорья и др. регионы), мощность осадков иногда достигает 4-6 км.

Инверсия характеризуется формированием многочисленных интрузивных массивов гранитоидов, приуроченных к зонам глубинных разломов (с ними связаны золоторудные и оловяно-вольфрамовые месторождения).

В верхнем мелу, палеогене развиты вулканогенные формации,

интрузивные породы, связанные с активизацией и формированием мощного Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Охотско-Чукотский вулканогенный пояс протягивается на 3000 км, имея ширину от 100 до 300 км. Эти эффузивы несогласно залегают на древних отложениях Верхояно-Чукотского складчатого сооружения, сложены андезитами, лавами андезитов и андезито-базальтов, которые сменяются по простиранию и по вертикали туфами, туфо-песчаниками и другими терригенно-вулканогенными породами, также континентально-туфогенными отложениями с линзами углей. Возраст рассмотренной толщи охватывает апт-туронский, сенон-датский и раннепалеогеновый периоды. Общая мощность составляет 1,6-3 км, андезито-базальтовой части - до 4-5 км. Широко развиты зоны проседания, кольцевые структуры. В горных районах развиты впадины, заполненные неоген-четвертичными континентальными осадками.

Вопросы:

- 1. Назовите области кайназойской складчатости Тихоокеанского пояса?*
- 2. Основная масса интрузий внедрялись на каком этапе?*
- 3. Вулканогенные образования пояса?*

23. ЭПИГЕРЦИНСКИЕ ПЛИТЫ. (ТУРАНСКАЯ, ЗАПАДНО-СИБИРСКАЯ, СКИФСКАЯ)

Низменные равнины территории Средней Азии (Туранская низменность)

В пределах рассматриваемой территории Средней Азии выделяются плато Устюрт, Кызылкумы, Каракумы.

Плато Устюрт. Для данного региона характерны горизонтальное залегание или небольшие уклоны пластов. В соответствии с этим, отличительной особенностью района являются обширные равнинные пространства. Значительная часть территории представляет плоские, малорасчлененные равнины, расположенные главным образом, в пределах абсолютных высот 150-200 м. Широкий и плоский вал, являющийся продолжением Мангышлакских возвышенностей, занимает центральную часть Устюрта, протянувшись более чем на 400 км. Наибольшие высоты этого, близки к 350 м. К северу от Карабаура находится впадина Барса-Кельмес, плоское солончаковое дно которой имеет отметку 71 м. Южнее Карабаура расположена впадина Ассаке-Аудан. Отметка дна этой впадины 27 м.

Джанак, расположенный к югу от описанного региона, резко отличается от последнего по характеру рельефа. Амплитуда высот достигает здесь 300-500 м. Характер рельефа этого района определяется главным образом чередованием длинных вытянутых с северо-запада на юго-восток плосковершинных возвышенностей и плоских понижений.

По характеру рельефа промежуточное положение между Устюртом и Джанаком занимает Красноводское плато, для которого характерно чередование широких плоских понижений с такими же широкими плоскими повышениями. Максимальная абсолютная отметка высоты плато достигает 306 м, его средняя высота - около 200 м.

Сарыкамьшская котловина расположена к юго-западу от современной дельты Аму-Дарьи (45 м абс.отметки). С севера и запада котловину ограничивают обрывы Устюрта, на юге она простирается приблизительно до колодцев Чарышлы, где к древнему Сарыкамьшскому озеру примыкал ряд плесов и озер.

Каракумы. На юго-западе находится хребет Малый Балхан, на

севере - невысокий хребет Султануиздаг. Наиболее крупные понижения в рельефе данной территории имеют отчетливую линейную форму долина Амударьи, Узбой, цепи впадин Унгуза, Келифского Узбоя.

Унгуз представляет длинное и узкое понижение, протянувшееся в широтном направлении на 500 км и состоящее из ряда впадин, обычно с солончаковым и глинистым дном. Это понижение разделяет Каракумы на две части: южную, называемую Нижними Каракумами и северную - Заунгусскими Каракумами.

Заунгусские - сложены верхнечетвертичными континентальными отложениями толшей красноцветных песчаников и глин. Эти отложения в большей или меньшей степени перекрыты рыхлыми песками. Характерными для Заунгузья является грядовость рельефа. Гряды, вытянутые в направлении, близком к меридианальному, занимают всю территорию района. По его южной окраине протягивается полоса шириной в несколько десятков километров, занятая кырами - длинными и узкими грядами, сложенными коренными породами, обнажающимися на склонах и нередко на плоских вершинах. Особенно широко развиты в Западной части Заунгузья кыры. Широкое понижение, к которому приурочена верхняя часть сухого русла Узбой, отделяет Заунгузье от Устюрта, сохраняя в общем меридианальное направление на протяжении более 100 км, затем поворачивает на юго-запад и немного не доходя до берегов Каспия, сливаются с поверхностью окружающих его солончаков, На севере к понижению верхней части Узбоя примыкает Сарыкамышская котловина.

Низменные Каракумы. Отделенное от Заунгузья цепочкой впадин Унгуза, к югу от последнего простирается обширное пространства Низменных Каракумов, сложенное в основном рыхлыми нижне-четвертичными отложениями, преимущественно песками. Преобладающими формами рельефа, как и в Заунгузье, здесь являются закрепленные растительностью грядовые пески. От заунгузских они, однако, отличаются более мягкими контурами. Преимущественное направление гряд - меридианальное. Наряду с закрепленными растительностью грядовыми песками, отдельные участки представляют собой массивы барханных песков. Наиболее крупный из них располагается по левому берегу Амударьи - от афганской границы на

юге, почти до Унгуза - на севере. Длина этого массива барханных песков в пределах Туркмении достигает примерно 300 км, ширина колеблется от 10-20 до 30-60 км. В юго-восточной части Низменных Каракумов, называемая также Юго-Восточными Каракумами, грядовые пески без отчетливо выраженного перехода сменяются Обручевской степью, на северо-восточной окраине которой протягивается Келифский Узбой. Основная площадь Обручевской степи представляет волнисто-бугристую равнину, а ее северо-восточная часть - песчано-глинистую равнину с невысокими плоскими грядами.

Районы предгорных равнин Каракумов. Предгорные равнины, обрамляющие Копет-Даг, Малый и Большой Балханы - являются по возрасту покровных отложений наиболее молодыми. Континентальное развитие этих равнин началось не одновременно. В отличие от Заунгузья и Низменных Каракумов, для предгорных равнин характерны интенсивные тектонические движения. Их поднятия, происходившие параллельно с поднятием гор, продолжаются и в настоящее время.

В поперечнике Ашхабад-Северный завод - поверхность Каракумской свиты близ южной окраины ее распространения расположена на отметках 130 м над уровнем моря. Отсюда к северу на протяжении 25 км идет постепенное понижение высот до 90 м над уровнем моря. Близкие высоты сохраняются далее на расстояние более 200 км - вплоть до линий Унгуза.

Прикаспийская равнина, называемая также Юго-Западными Каракумами, соединяется узкими Балханскими коридорами с обширными районами Низменных Каракумов. Довольно широкая полоса Каспийского побережья представляет совсем молодой участок суши, возникший лишь за последнюю четверть века в следствии понижения уровня Каспийского моря. Наиболее значительные изменения контуров береговой линии коснулись северных участков района, где о. Челекен превратился в полуостров, а на месте Балханского залива возник обширный плоский солончак. Над пустынной глинисто-солончаковой равниной юго-западной части района возвышается несколько невысоких грязевых сопок - Гёкпатлаух (65 м над уровнем моря), Акатлаух (21 м) и др. Каракумы пересекаются сухими руслами Узбоя и Келифского Узбоя.

Как уже отмечалось выше, Узбой брал начало в южной части Сарыкамышской котловины и впадал в залив Каспийского моря, на месте которого теперь находится солончак Кёлкор. В долине Узбоя находится ряд соленых и пресных, питающихся в основном подземными водами, озер.

Русло Келифского Узбоя выражено более слабо и представляет собой цепь удлиненных впадин-шоров, разделенных местами песчанными перемычками, дно впадин обычно покрыто солончаками.

Шоры Келифского Узбоя - это остатки древнего русла Амударьи.

Кызылкумы. В геоморфологическом отношении этот регион делится на две части: Северные и Южные Кызылкумы.

Северные Кызылкумы представлены в основном тремя типами ландшафтов:

- 1) песчано-глинистый приморской равниной, примыкающей к Аральскому морю;
- 2) обширным массивом грядовых песков, собственно Кызылкумов;
- 3) элювиальной равниной, сопровождающей древний проток Сырдарьи - Жандарью.

Песчано-глинистая равнина полоской 15-25 км окаймляет юго-восточное побережье Аральского моря. Равнинный характер ее часто нарушается песчаными всхолмлениями в виде бугров и гряд, межбугристыми понижениями и котлованами, занятыми временными озерами и солончаками.

Большая часть Северных Кызылкумов занята грядовыми песками. Высота гряд на северо-западе обычно не превышает 10-12 м; они имеют здесь направление, близкое к меридианальному. Район этих невысоких гряд граничит на северо-западе с берегом Арала, а на юге окаймлен неширокой полосой элювиальной равнины, к которой приурочены староречья Сырдарьи. Наиболее крупное из них - Жандарья. Еще в начале XIX века по Жандарье и соседнему руслу Кувандарьи текла вода.

Южные Кызылкумы. Основной фон этого региона образуют песчано-галечниковые и песчано-глинистые равнины, характеризующиеся несколько большей глубиной расчленения, занятый преимущественно песками.

24. ГРАНИЦЫ И МЕСТО РАСПОЛОЖЕНИЯ ГОРНЫХ СООРУЖЕНИЙ И РАВНИН СРЕДНОЙ АЗИИ. ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ СРЕДНЕЙ АЗИИ

Названия “Средняя Азия” утвердилось после национального размеживания территории в 1924 г., включающего Туркменскую Республику, Узбекскую Республику, Таджикскую Республику, Киргизскую Республику, юго-восточную часть Казахской Республики и южную часть, вплоть до Тургайского прогиба, весь Устюрт и Мангышлак. Эти территории, до 1924 года назывались Туркестаном.

Таким образом, в географической литературе приняты следующие границы Средней Азии : на западе она граничит с Каспийским морем, на севере примыкает к Тургайскому прогибу, на востоке - к Китаю, а на юге - к Афганистану и Ирану.

По характеру рельефа Средняя Азия отчетливо разделяется на две части - западную, в которой преобладают низменные, равнинные пространства (Туронская низменность) и восточную, занятую мощными горными сооружениями (Тянь-Шань и Памир).

24.1. Районирование территории Средней Азии

Территория Средней Азии состоит из различных консолидированных образований, возникших в различных эпохах развития земной коры.

Горные цепи чередуются древними докембрийскими блоками, а сами горные цепи по возрасту складчатости (складкообразовательных процессов) также различаются.

На севере Средней Азии размещаются, между Центрально-Казахстанским складчатым сооружением, Бет-Пак-Дала-Муюнкумский блок, северней Кунгей Ала-Тау - Илинский блок.

В Центральной части - Арало-Ферганский блок, суживаясь протягивается в восточном направлении до хребта Сарыджас, где соприкасаются меж собой северные и южные дуги Тянь-Шаня. Южнее - Каракумский блок, продолжением которого в восточном направлении является Юго-Западная часть Памира (Шахдарьинский хребет).

Между этими блоками находились разновременные заложены палеозойские и мезозойские геосинклинальные зоны, вследствие

инверсии последние заполнялись складчатостью, теряли свою подвижность и превращались в разновозрастную складчатую область.

Учитывая эту возрастную инверсию геосинклиналей, территорию Средней Азии можно разделить на: каледониды - Северные Дуги Тянь-Шаня, герциниды - Южные Дуги Тянь-Шаня и альпиды - территория Копет-Даг-Памирской системы. Прежде чем охарактеризовать каждую выделенную зону вспомним, какие хребты входят в эту и другие выделенные полосы.

Северные Дуги Тянь-Шаня - хребты Кара-тау, Таласский Ала-тау, Киргизский, Кунгей Ала-тау, Кетмень (пик Хан-Тенгри, Пик Победы), Чу-Или, Кок-Ийрим, Молда-тау, Суеамыр и др.

Южные Дуги Тянь-Шаня - хребты: Суютан-Уиз-Даг, Букан-тау, Тамды-тау, Мурун-тау, Ардотаи-тау, Алтин-тау, Кулжук-тау, Нурата, Нуратинский Актау, Нуратинский Кара-тау, Зирабулак-Зияэтдинский, Кара-Гюбе, Туркестанский, Гисеарский, Атбашинский, Байбыча-тау, Кавах-тау, Кок-шаал-тау, Сарыджас, Сурхан-тау, Байсуя-тау, Чак-чер, Кугитанский и др.

Срединный Тянь-Шань - северная часть Арало-Ферганского докембрийского массива, которая после инверсии площади се верных дуг Тянь-Шаня, превращается в предгорную (наложенную) впадину, где продолжается осаднонакопление песчано-сланцевой толщи до силура включительно, с силура - территория испытывает поднятие и в течении нижнего и эйфельского века среднего девона наступает континентальный режим с образованием красноцветных песков с наземными кислыми эффузивными породами. В дальнейшем с живетского века идущая трансгрессия с юга и юго-запада захватывает эту территорию до нижнего карбона включительно (турнейский и визейский век), площадь как и окружающие регионы превращается в морской бассейн с образованием известняков. По всей вероятности под влиянием усиливающихся, тектонических движений Южных дуг Тянь-Шаня наступает активизация на площади юго-западных отрогов. Таласского Ала-тау, приводящая к осушению и развитию вулканогенно-осадочных толщ от намюра нижнего карбона до нижнего триаса с образованием мощных толщ (до 10000 м) (определенные как Акташский, Минбулакский и Кызыл-Нуринский вулканогенные

комплексы с составом от андезитовых порфиров, через дацит-порфиры до риолитовых порфиров). Осадочная часть толщи представлена конгломератами, песчаниками, алевролитами, глинистыми образованиями, иногда с пластами известняков, доломитов.

Район охватывает хребты: Сайрамский, Угамский, Пскемский, Чаткальский, Кураминский и на востоке - Северную часть Токуз-Тарауской впадины.

Копет-Даг-Памирская система охватывает хребты: Копет-Даг, Большой Балхан, Малый Балхан, Красноводский, Баба- Таг, большое количество хребтов в Таджикской депрессии, Северо-Аличурский, Южно-Аличурский, Шахдарьинский, Гунтский, Ванчский, Яэгулемский, Рушанский, Шугнанский, Петра-1, Дарвазский, Заалайский, Музтаг и т.д.

Особое положение занимает Ферганский хребет, он расположен вдоль Талассо-Ферганского разлома. Предполагается мезозойский возраст Ферганского хребта, формирование происходило во время континентального режима верхней (возможно средней) юры, с образованием относительно приподнятого мелкосопочного рельефа, с разделением будущей огромной впадины на две части: на западе - Ферганскую и на востоке - Токуз-Тараускую, с отличным характером дальнейшей истории их развития.

Итак, почему Северные Дуги Тянь-Шаня - каледониды? Если рассмотрим историко-геологическое развитие этого региона, мы видим, что с нижнего кембрия развиваются за счет трансгрессии базальные горизонты (конгломераты), залегающие на размывтой поверхности докембрийских отложений с резким угловым несогласием, что одновременно говорит о начале заложения геосинклинальной зоны. Трансгрессия постепенно распространяется и на восточную часть, где отсутствует нижняя часть разреза кембрия . Геосинклинальный режим продолжается до конца ордовика с развитием конгломератов, гравеллитов, аргиллитов, глин, песков, сменяющихся кар бонатными осадками (известняками, доломитами), с участием эффузивных образований основного, реже среднего состава. (рис.24.1)

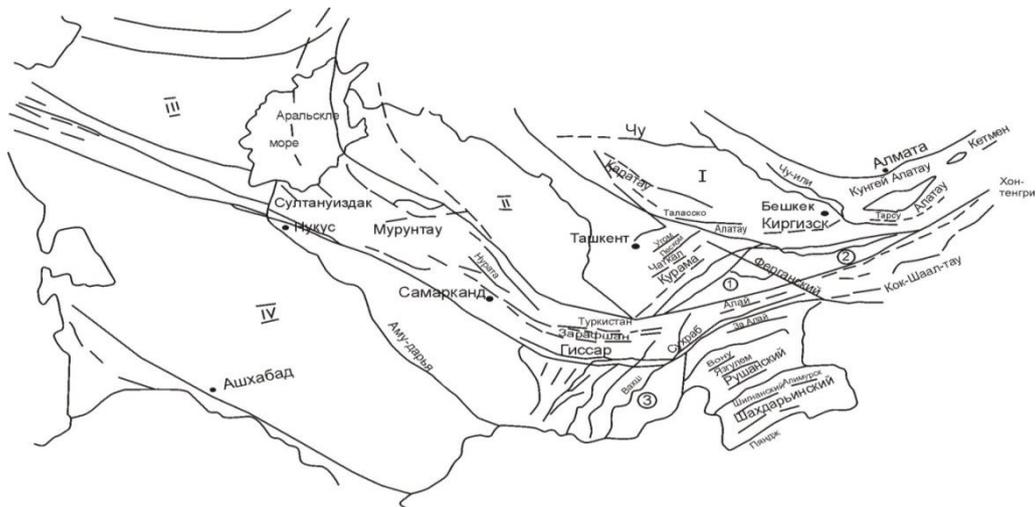


Рис.24.1. Схема районирования Средней Азии

Конец ордовика характеризуется инверсией, что и привело к резкому изменению фации осадков от грубообломочных терригенных до карбонатных в верхней части. С момента наступления инверсии постепенно территория превращается в сушу с внедрениями интрузивных массивов. Широко развиты разломы, и в зонах их грабенообразные структуры, обширные площади, куда в следующий период во время силура проникла трансгрессия с образованием грубообломочных и сланцевых толщ. За пределами таких участков отложения силура отсутствуют. Таким образом, до силура территория Северных Дуг Тянь-Шаня консолидируется, а силур по существу является покровным: образованиями кембрия - ордовикского фундамента.

В южной части Северных Дуг Тянь-Шаня, в северной краевой части Арало-Ферганского Среднего массива, как выше отметили во время силура возникает песчано-сланцевая толща за счет разрушения пород Северных Дуг Тянь-Шаня и превращается в сушу во время нижней и нижней части среднего девона. Поэтому в противоположность раннекаледонской складчатости Северных Дуг Тянь-Шаня эта территория охарактеризуется как позднекаледонская, хотя в связи с погружением во время среднего девона и нижнего карбона появляется морской бассейн с образованием карбонатной толщи (известняки, доломиты) с дальнейшим развитием в континентальных условиях мощных осадочно-вулканогенных толщ, во время герцинской эпохи (активизация фундамента на месте передового

прогиба). Авторы геологической карты стратиграфии Казахстана и Средней Азии а пределах Северных Дуг Средней Азии выделяют Джунгара-Терекскую (на севере), Сусамыр-Долонскую (на юге) зоны и отличных с широким развитием основных и ультраосновных пород - Макбол-Бурханскую зону, упирающуюся на западе в Муюнкум-Каратауский микроконтинент (докембрийский блок, продолжением на запад является блок Бет-Пак-Дали).

Подобные зоны выделяются на южной части геосинклиналей: Заравшанская (более широкая как Адыген-Кичик-Алайская), Кульджук-Искандеркульская, протягивающиеся с запада на восток до Талассо-Ферганского разлома, на западе северная часть Кульджук-тау, относится к Заравшанской, южная часть Кульджука - Искандер-Кульской зоны.

Во внутренней части, на севере, выделяется узкая зона - Саркент-Суфикурганская, на юге - Урметан-Сарыташская зона, которые на западе вклиниваются, а на востоке, за пределами Туркестанской - соединяются, образуя одну широкую зону.

В центральной части выделяется Туркестанская зона, какотносительно приподнятый участок, который расширяется на западе, образуя Нурата-Малгузарскую зону с выходами рифея и венда, нередко обнажается там верхнепротерозойский фундамент (Джургантауский участок) с метаморфизованными породами амфиболовой и отчасти гранулитовой фации метаморфизма. Особое место занимает Гиссарская зона, продолжающаяся на северный Памир.

Если рассмотреть геологические разрезы осадочных пород, то убедимся, что к концу перш вся территория южных дуг Тянь-Шаня превращается в складчатые сооружения и составляет совместно с территорией Северных Дуг Тянь-Шаня - сушу с выровненной поверхностью к началу триаса.

В связи с неоднократными проявлениями и разновременностью инверсии формируются разновозрастные, с разными петрографическими типами интрузивные породы, с которыми связаны различные полезные ископаемые рудных и нерудных проявлений (*W, Sn, Bi, Zn, Pb, Hg, Mo, An, Ag, J, Jb, U, Ce, Co, Ni, Cd, CaF₂, P₂O₅, Cu* и др.).

В пределах южных дуг Тянь-Шаня, расположенных между Арало-

Мерганским блоком на севере и Каракум-Южно-Памирским на юге, развивается, начиная со второй половины ордовика, вернее, в основном с силура, геосинклинальная зона, продолжающаяся разветвлением в западной части (у Аральского моря) в сторону Донбасса, через Мангышлак и на север - в сторону Урала.

Заложение геосинклинальных зон сопровождается параллельными глубинными разломами в бывшем докембрийском фундаменте с покровными образованиями рифея, венда, кембрия и ордовика с образованием ступенчатых грабеновых образований с отличным характером не только в ширине геосинклинальных зон, но и по простиранию. Ступенчатые грабены больше испытали погружения в центральной и восточной частях региона (до структур Талассо-Ферганского разлома), западная часть почти не испытала резкого погружения (там развиты рифей и венд). В восточном направлении ширина геосинклинальной зоны резко суживалась, нет ступенчатости грабенов.

Заложение геосинклинальной зоны произошло в силуре, но инверсия происходила не одновременно по всей длине Южного Тянь-Шаня.

С учетом разновременности начало инверсии в пределах Южного Тянь-Шаня раннегерцинские, позднегерцинские, герцинские регионы. При рассмотрении выделенных структур авторами карты Казахстана и Средней Азии, учетом сходства геологических разрезов в центральной и западной части Южного Тянь-Шаня выделены следующие схематические зоны (с севера на юг): Каратау-Карачатырская, Адыгей-Кичик-Алайская, обе протягиваются с запада на восток (до Ферганского хребта). На западе - северная часть Букантау относится к Каратау-Карачатырской, южная часть - Адыген-Кичик-Алайской зоны. Исключением является западная часть южных дуг Тянь-Шаня (Мангышлак, Тауркир), где во время перми и нижнего триаса существовал морской бассейн, т.е. продолжался миогеосинклинальный режим, где в спокойных условиях образуется известняковая толща, инверсия наступает с отставанием на один период. На слабо дислоцированные породы перми и триаса (T_1) несогласно залегают юрские отложения. Несмотря на возраст складчатости в начале мезозоя, территорию включаем в герциниды южных дуг Тянь-Шаня, считая то,

что волна инверсии в геосинклинальных зонах возникает в Центральной и Восточной частях дуг и достигает западную часть к началу среднего триаса. Наблюдается скольжение возраста складкообразовательных процессов. В этом направлении омолаживается и возраст магматизма.

Копет-Даг-Памирская система (зона) как альпиды со складчатостью и магматизмом в палеогене, с неогена начинаются горообразовательные процессы. Неогеновые отложения, там, где сохранились от эрозии, носят покровной характер.

Вопрос о положении Таджикской депрессии и дугообразность (выпуклость на север) Северного Памира остается открытым.

Предполагается, что в северной части Памира, включая погруженную часть Каракумского блока (будущая Таджикская депрессия, развивается новая наложенная геосинклинальная зона, начиная, возможно, с перми и триаса. В дальнейшем, плита, расположенная на юге Памира, так называвши Деканский полуостров движется в северном направлении. Такое движение дислоцировало отложения с возникновением дугообразных структур, в соответствии с северными границамидвигающегося докембрийского блока. Поэтому, чем севернее территория, тем более интенсивная дугообразность, которая выхватывает восточную часть Таджикской депрессии, на востоке Памира дугообразность продолжается до края Таримского массива и на ЮЗ переходит в Гималаи.

Выпуклость хорошо выражена в пределах Дарвазского хребта и Алайского хребта, на хребте Петра-I и Калаихумб-Саукский полосы и западной части Кашгарии. Заложена геосинклинальная зона выделяется широким развитием вулканогенно-осадочных пород, после инверсии на короткий промежуток, заново, возможно, начиная со среднего или верхнего триаса приобретает подвижность, охватывающую центральную и юго-восточную часть Памира, при этом сохраняется как устойчивый блок юго-западная часть (шахдарьинский хребет). Геосинклинальная зона существует до конца палеогена. Инверсия геосинклинали начинается со второй половины мела (памир) и заканчивается в конце палеогена (Копет-Даг, Большой и Малый Балхан, Таджикская депрессия).

Часть исследователей, которые стоят на точке зрения мобилизма, т.е. тектоники плит, в пределах Средней Азии выделяют зоны спрединга, субдукцию, островные дуги, внутриконтинентальные морские бассейны и др. которые связаны с растяжением земной коры, возникновением заново океанического дна и в результате сжатия - континентальной коры.

Например: по их мнению по линии Южного Тамды-тау, северной части Нурагинского хребта, южной части Ферганской впадины проходит зона спрединга, в ходе закрытия ее (субдукции) вдоль зоны формируются полосы ультраосновных пород, часть их является проинтрузивными образованиями, относительно низкими, по температуре образования контактового метаморфизма (в пределах 500-550° С).

В двух регионах - в юго-западных отрогах Таласского Ала-Тау (Кураминская подзона), расположенная в центральной части Арало-Ферганского докембрийского блока и Юго-Западных отрогах Гиссарского хребта (Сурхантау, Байсунтау, Чан-Чан занимающих северные части Каракумского блока - развиты мощные вулканогенно-осадочные породы карбона, перми и даже в Кураминской подзоне - нижнего триаса.

Эти зоны характеризуются наложенной подвижностью (активизацией), по Х.М.Абдуллаеву, с наземными вулканическими породами от основных (андезитовых порфиритов) до кислых (риолитов) в заключительном этапе. Интересным является то, что интрузивные породы с признаками карбонатной и железомagneзиальной ассимиляции проявляются синхронно с различными комплексами эффузивных пород.

Вопросы:

- 1. Тектоническое районирование территории Средней Азии?*
- 2. Северные дуги Средней Азии?*
- 3. Центральные дуги Средней Азии?*
- 4. Южные дуги Средней Азии?*

25. ОБЗОР ИССЛЕДОВАНИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ СРЕДНЕЙ АЗИИ

В развитии взглядов о геологическом строении Средней Азии намечаются пять этапов, каждый из которых включает как определенную степень деятельности проводившихся работ, так и приоритет тех или иных тектонических представлений.

Первый этап (IV тысячелетие до н.э. до 1825 г.). Этот период весьма подробно освещен в работах С.П.Толстого, М.Е.Массона, О.И.Исламова, Н.В.Мушкетова и др.

Первый этап можно разделить на два периода: 1) с доисторических времен до начала завоевания Средней Азии арабами в VIII в.н.э.; 2) с VIII в.н.э. до 1825 г.н.э.

Достоверные сведения о времени зарождения горного промысла по характеру разработок отсутствуют. Однако, по мнению М.Е. Массона, с учетом свидетельств Геродота и Стробона, разработка руд в Средней Азии началась еще в первом тысячелетии до нашей эры. По мнению О.И.Исламова (1956), отдельные памятники, найденные в древних горных выработках, свидетельствуют о возможной с первых веков нашей эры разработке месторождений меди, серебра, золота и др. металлов.

Новый период в истории геологии наступает в VIII в.н.э.. Данный период характеризуется развитием горной промышленности, достигшей наибольшего расцвета в IX-X вв в Иляке.

М.Е.Массон отмечает, что собственно Иляком в середине века считалась большая часть долины Ангрена и значительная часть левобережья р.Чирчик, носившей в то время название Парк (отсюда и Паркент). Арабский географ Истахри (1951) указывает на наличие в Иляке 14 городов, которые были распланированы, имели кварталы и площади. По данным арабских географов, в горах Иляка добывалось серебро, золото, свинец. Помимо следов древних выработок, эпоха характеризуется значительным количеством опубликованных научных произведений по минералогии и геологии. За период с IX по XII столетия были написаны сочинения по минералогии, в которых упоминались области, входящие в состав так называемого Восточного Халифата. В VIII-IX вв Ал-Джахизом была написана книга под

названием “Китаб алмаадин” (“Книга о минералах”), до нас не дошедшая. В качестве авторов “Книги о камнях” известны Утарид ибн Мухаммед и Абул-Убайд-ал-Косим ибн Саллсы (IX в). До нас дошли отдельные отрывки из трактата о драгоценных камнях и трактата о камнях и минералах вообще, философа ал-Кинди. К крупным работам, по свидетельству ал-Беруни, относятся “Книга о камнях” и “Книга о желтом камне” врача ал-Рази, также до нас не дошедшие. Немало значения имеют труды ибн Сины (Авиценны), который в медицинском своде “Канон”, а также в философской энциклопедии “Китаб аш-шифа” немало внимания уделяет минералам. В ней рассматриваются образования камней путем соединения частиц первичной глины склеиванием, или через затвердевание воды. Развивая представления Аристотеля об образовании гор в результате землетрясений, разрывов и т.п., Авиценн указывает на неоднократную смену моря сушей и суши морем. Он разделил все минералы на: а) камни, б) плавкие, т.е. руды, в) серы, т.е. горючие тела, г) соля, растворимые в воде. Эта классификация была целиком воспринята европейской минералогией Эпохи Возрождения.

Однако, более обширная сводка геолого-минералогических знаний средневековья принадлежит перу Абу-Райхана Махаммеда ибн Ахмеда аль-Беруни (973-1053 гг., написавшего “Книгу собраний сведений для познания драгоценностей” (1048 г.). “Ни в древности, ни в средние века не было больше ни одного труда по минералогии подобного рода” (Г.Г.Деммлейн, стр. 407). В современной науке она известна под названием “Минералогия Беруни”. Книга представляет собой обширный свод геолого-минералогических данных того времени и содержит более трехсот минералов и веществ.

Беруни был знаком с трудами греческих философов и развивал мысли Аристотеля и Ксенофона, Ксантоси и Птоломея об образовании гор и перемещении границ моря и суши. В частности, в географическом трактате “Уточнение границ населенного мира для определения расстояний между населенными пунктами” он писал, что в Средней Азии также имеются данные о перемещении суши и моря, так как “при рытье колодцев и прудов обнаруживаются камни, внутри которых находятся плавники рыб, в песчаной пустыне между Джурджаиом и

Хорезмом было бы озеро, потому что течение реки Джейхун, т.е. реки Баях (Амударья) было через нее (эту пустыню) в Хазарское (Каспийское море), мимо города, называвшегося Балхан".

Беруни составил подробное описание драгоценных камней, золота, серебра, меди, железа, олова, мышьяка и некоторых медных сплавов, он указал, "что с течением времени в будущем будут обнаружены под горами, на дне рек, в глубинах морей и в складках земли плавкие и неплавкие минералы".

Рассматривая представления об образовании месторождений, Беруни склоняется к идее о водном происхождении минералов.

Учение о минералах получили в дальнейшем развитие в трудах Омара Хайяма (XI в), ал-Хазини (XII в), Ат-Туси (XIII в) и других. В XV-XVIII вв развитие геолого-минералогического и в целом горно-рудного промысла совершенно замерло, а с ним - и бывшее оживление хозяйственно-экономического уровня Средней Азии.

Второй этап (1825-1889 гг.) - геолого-географический. Он охватывает промежуток времени, начавшийся исследованиями Э.А.Эвермана (1825) и закончившийся на рубеже XX столетия. Геологическое строение приводилось в весьма схематическом виде (С.Лемон, 1842, Э.Н.Эйхвольд, 1846-1850; М.И.Иванов, 1846; П.П.Семенов 1856-1857; К.А.Северцов и И.Г.Бортов, 1857; Н.А.Барбот де Марни, 1875; Н.Н.Ломакин, 1873; Ф.Рихтфоген 1877; И.В.Мушкетов, Г.Д.Романовский 1874-1885 и др.).

Первые сведения о строении Средней Азии появились в трудах И.Г.Гмелина и Паллами (1768-1833), а первые данные о геологии Туранской низменности были получены после путешествия Э.А. Эвермана (1825-1829).

В 1845 г. все орографические сведения о Средней Азии, часть которых базировалась на опросных данных, были объединены А. Гумбольдтом в единую орографическую схему. Он относил Среднюю Азию к области интенсивного современного вулканизма, проявление которого связывал с горообразованием и возникновением систем меридианальных и широтных хребтов, обусловленных подъемом земной коры в двух направлениях. К широтной системе хребтов А. Гумбольдт отнес Алай, Тянь-Шань, Куэнь-Лунь, Гималаи. К

меридианальной - Урал, Хинган и Болор.

В 1856-1857 гг. П.П.Семенов впервые проникает в восточную высокогорную часть Туркестана и доходит до озера Иссык-Куль. Он открыл верховья Нарына (Сырдарьи) и первым увидел верши- ну Хан-Тенгри. Им была составлена первая схема горных хребтов Северного Тянь-Шаня, сделаны описания геологического строения, растительности, животного мира.

За свой научный подвиг Семенов в 1860 г. получил почетное право именоваться Семеновым-Тянь-Шаньским.

После Семенова исследования Средней Азии продолжали другие учены. Наиболее видное место среди них принадлежит Н.А. Северцову, А.П.Федченко, которые своим самоотверженным трудом, значительно расширили представления о строении гор и низменностей Туркестанского края.

Изучению Тянь-Шаня и Туранской низменности Н.А.Северцов посвятил в общей сложности 11 лет, в течение которых им обследован ряд горных систем и хребтов Средней Азии и обширная низменность, орошаемая нижним и средним течением одной из крупнейших Среднеазиатских рек - Сырдарьи.

Во время своих геологических наблюдений в окрестности Ходжикента И.А.Северцов обратил внимание на большое стратиграфическое несогласие между известняком палеозоя и юрой, и тем самым правильно подметил перерыв в осадконакоплении, имевший место между верхним палеозоем и мезозоем.

Результаты работ А.П.Федченко - явились большим вкладом в географическую науку. Наблюдения А.П.Федченко делают вывод что рельеф Ферганы обусловлен хребтами, имеющими почти широтное простирание. Свою экспедицию А.П.Федченко заканчивает посещением верхнего склона Заалайского хребта, получившего свое название от данного исследователя. Открытия широтного Заалайского хребта подтвердили мысль Н.А.Северцова, который подверг сомнению представления А.Гумбольдта о существовании меридианального хребта Болор, будто бы соединяющего Гималаи и Тянь-Шань.

С 1874 г. в Туркестане начинают свои многолетние и весьма плодотворные исследования Г.Д.Романовский и И.В.Мушкетов.

В 1881 г. была опубликована первая геологическая карта Туркестана в масштабе 30 верст в дюйме, составленная Г.Д. Романовским совместно с И.В.Мушкетовым. Появление этой первой геологической карты, в основу которой были положены главным образом личные наблюдения автора, имело весьма большое значение в познании геологии Туркестана.

В период с 1878 по 1890 гг. последовательно выходят в свет первый, второй и третий выпуски "Материалов по геологии Туркестанского края" Г.Д.Романовского.

Наиболее крупным событием в истории геологического изучения Средней Азии рассматриваемого периода явился выход в свет в 1886 г. монографии И.В.Мушкетова "Туркестан" с приложением геологической карты масштабом 100 верст в дюйме.

Третий этап (с 1890 по 1944 гг.) - маршрутно- геологический. В этот период по общей геологии, стратиграфии тектонике, гидрогеологии, частично геофизике даны представления о глубинном строении территории Средней Азии.

С начала XX века вплоть до 1946 года проводились небольшие по объему геофизические и геологические исследования. В этот период были высказаны первые мысли о палеогеографии и истории развития региона. Тогда же и возникла идея о наличии жестких масс внутри складчатых сооружений.

Идея о влиянии жестких глыб на конфигурацию основных простираний складчатости в пределах Средней Азии была высказана в 1922 г. Д.И.Мушкетовым и поддерживалась также Э. Арганом.

Особо следует отметить, что в начале этого периода начинает свои многолетние исследования Средней Азии В.Н.Вебер. Его исключительные по своей глубине и вдумчивости исследования имели огромное значение для познания геологического строения Средней Азии. Важное значение при этом имел труд В. Н.Вебера о полезных ископаемых Туркестана.

С 1920 г. геологическим комитетом была начата сплошная геологическая съемка Туркестана. Начало этим работам было - положено исследованиями В.Н.Вебера и Д.И.Мушкетова. Около двадцати лет с 1909 по 1928 гг., Д.И.Мушкетов неоднократно

возвращался к вопросам геологии Средней Азии.

Из сводок рассматриваемого периода большое значение для познания геологии Средней Азии имели геолого-стратиграфические исследования А.Д.Архангельского по меловым отложениям Туркестана.

В 1922 г. Д.И.Мушкетовым была опубликована схема тектоники Туркестана. В ней продолжение складчатых структур Мангышлака проектировалось через южную оконечность в Нуратинские горы, которые затем плавно сочленялись с Туркестанскими. Гиссаро-Заравшаинская система складок обрывалась на меридиане Самарканда; Урал - в виле меридиональной линии, не достигающей северо-западного побережья Аральского моря. Он указывал на отсутствие тектонической границы между Алаем и Памиром. Однако уже вскоре появляются работы, в которых начинается резкая тектоническая граница между Памиром и Тянь-Шанем (Клебельсерг, 1922).

В 1925 г. все существующие геологические карты по отдельным районам были обобщены в сводную геологическую карту Туркестана масштабом 40 верст в 1 дюйме под редакцией В.Н.Вебера и Д.В.Наливкина.

В 1926 г. Д.В.Наливкин в своем труде "Очерке геологии Туркестана" дал блестящий анализ стратиграфии, палеографии, тектоники, развил идею, выдвинутую еще И.В.Мушкетовым в 1877 г. о дугах Средней Азии. Однако, если Мушкетов трем выделенным дугам Северной или Тарбагатойской, Средней или Тянь-Шаньской Южной или Памиро-Алайской придавал геолого-орографический смысл, то Наливкин вкладывал в это понятие уже чисто геологическое содержание, считая, что каждая дуга отличается по времени и интенсивности проявления фаз складчатости.

В 1932 г. Д.В.Наливкин уточняет границы северных, центральных и южных дуг Туркестана, выделенных им еще в 1925 г.

Границы между северными и центральными дугами, в формировании которых, по мнению Д.В.Наливкина, существенная роль принадлежала давлению с северо-востока, со стороны Сибирского массива, проходят по долинам рек Нарын и Сырдарья.

Южные дуги, образовавшиеся под влиянием давления

Индостанского массива с юга, надвинуты на центральные по тектоническому контакту, и граница их примерно проходит по водоразделам Заравшанского и Гиссарского хребтов и далее на восток по северному склону Заалайского хребта.

В 1932 г. В.А. Николаев, исходя из фациальных особенностей среднепалеозойских толщ, делит Тянь-Шань на две зоны - южную и северную, тектоническая граница между которыми проходит по "важнейшей структурной линии Тянь-Шаня". При таком делении в северную зону Николаева попадает большинство "северных дуг", а в южную - "центральные" и часть "северных" дуг Д.В. Наливкина.

Проблеме геологического районирования Средней Азии посвящена работа В.Г. Мухина (1936). Автор ее, в основном, поддерживая трехчленное деление Туркестана, представленное Д.В. Баливкиным, не находит возможным принять трактовку В.Н. Николаева, отводящего определяющую роль "важнейшей структурной линии Тянь-Шаня". Никакого крупного разлома, как единой тектонической линии, обособляющей северную и южную линии не существует, впоследствии чего "важнейшая структурная линия" В.А. Николаева должна быть отвергнута. Против резкого противопоставления Памира и Тянь-Шаня, в частности его "центральных дуг", как это делает например Клебельсберг на основе "Вахшского сброса", выступает А.Н. Марковский (1936). Он считает, что "Вахшский сброс", как единая линия разрыва, отделявшая систему Памира от Тянь-Шаня, не существует, а наблюдающиеся фациальные отличия осадочных толщ этих систем вполне возможно объяснить естественным изменением фаций на таком значительном расстоянии. Средняя Азия рассмотрена И.Г. Кассиным (1934) в одной из ранних сводных работ по тектонике Казахстана. Наряду с шельфами, платформами и континентальными глыбами он выделил геосинклинальные области, к которым отнес все прогибы, в том числе предгорные и межгорные впадины, характеризующиеся мощным; осадконакоплением. Направление герцинской складчатости, по Кассину, резко не соответствует простиранию каледонской, но на Урале эти простирания совпадают.

Более полно свои представления по тектонике Казахстана Кассин изложил в 1936-1933 гг. (1960). По его мнению, основные структуры в

Казахстане и прилегающих к нему частях Урала и Средней Азии принадлежат к древнепалеозойскому (каледонскому) и нижнепалеозойскому (герцинскому) этапам развития земной коры. Эти два периода складкообразования отличаются друг от друга структурным планом, пересекаясь в Казахстане почти под прямым углом, а в Средней Азии и Урале - под острым, т. е. естественных смещений основных направлений здесь не произошло.

Н.С.Шатский (1937), анализируя взгляды Н.Г.Кассина на тектонику Центрального Казахстана, затрагивает также территории Средней Азии.

Шатский отвергает возможность резкого пересечения каледонской и герцинской складчатости и считает, что герцинская складчатость унаследовала свои общие направления от каледонских дислокаций. Кроме того, отрицает наличие “жестких”, консолидированных частей докембрийских массивов, заявляя, что в большинстве случаев огромная мощность мезокайнозоя характеризует их не как области вздымания и малоподвижные, а наоборот, как области длительного прогибания (Тургайская, Чуйская и Ферганская впадины и др.). Эти мульды представляют собой синклинарий, обуславливающий виграцию антиклинорий как мегаантиклинальных полос.

В 1938 г. вышла в свет капитальная работа В.И.Попова – “История депрессии и поднятий Западного Тянь-Шаня”. Систему Западного Тянь-Шаня он подразделяет на ряд зон и подзон.

Тектоническому районированию Западного Тянь-Шаня посвящена и статья А.В.Пейве (1938), в которой автор подразделяет Тянь-Шань на северную и Южную зоны с разделяющей их Фергане кой депрессии.

И.Е.Губин (1943) и О.С.Вялов (1943) выступает против единства структур Тянь-Шаня и Памира. С.И.Клунников (1943), наоборот, признавая длительность тектонических процессов и унаследованность структурных форм, не видит особых оснований для резкого противопоставления Памира Тянь-Шаню.

А.В.Пейве (1947) по-новому трактует природу виграций Западного Тянь-Шаня, рассматривая последние как дискордантные системы, состоящие из разнородных элементов, не связанных между собой ни историко-геологически, ни тектонически, поэтому, такие систему, по

его мнению, вряд ли можно называть виргациями. Границей, разделяющей зоны, являются глубинные разломы.

Четвертый этап (1945-1962). В 1945 г. начата съемка в крупных масштабах отдельных площадей. В результате были получены новые материалы по стратиграфии, литологии, магматизму рудоносности и нефтегазоносности докембрийских, палеозойских и мезокайнозойских отложений и их тектонике; а также различные варианты схем строения складчатого фундамента и чехла.

Региональные геологические исследования были сосредоточены на отдельных крупных площадях: в Устюрте, Каракуме-Бухаро-Хивинских депрессиях, Сурхандарьинских, Таджикских, Западном Узбекистане, Алай-Туркестанских горах, Приташкентских нулях, Ферганской, Иссык-Кульской впадинах, Чаткало-Кураминских горах, Памире и на северном Тянь-Шане.

Материалы геологических съемок легли в основу ряда обобщающих работ, касающихся геологического строения отдельных районов (Х.М.Абдуллаев, А.С.Аделунг, А.М.Акрамходжаев, Н.П.Васильковский, И.В.Неволин, Ю.Н.Годин, Р.Г.Горецкий, В.И.Шрайбман, И.А.Бельевский, Б.П.Бархатов, П.Д.Виноградов, А.Г.Бабаев, И.Х.Хамрабаев). Часть работ посвящена вопросам региональной Геологии Средней Азии (В.И.Попов, В.Н.Огнев, Б.А.Петрушевский, Д.П.Резвой, В.М.Синицын, И.М.Синицын и др.).

Итогом всех геологических исследований на территории Средней Азии явилось издание геологической карты Средней Азии, подготовленной в 1957 г. большим коллективом геологов под редакцией А.П.Марковского.

В.И.Попов (1955, 1960) с позиции исследуемой им ядерной теории развития земной коры, на основании структурно-формационного анализа и геофизических данных совместно с Т.Д.Филиным составил схему районирования Средней Азии и Южного Казахстана.

В 1958 г. В.И.Огневу принадлежит схема расположения структурно-фациальных зон Средней Азии. В качестве критериев выделения, он принял характер стратиграфического разреза, возраст складчатости и магматические проявления, а иногда и характер структуры. По мнению автора, на протяжении синия и докембрия к югу от Северного

Тянь-Шаня и до Памира включительно, существовала платформа. В силуре, вслед за консолидацией Северного Тянь-Шаня, заложилась геосинклиналь Южного Тянь-Шаня (Алай-Кокшаальская зона), которая через Султауиздаг и Аральское море соединена с Уралом. В девоне перешла в подвижную геосинклинальную стадию и Чаткало-Нарынская геосинклиналь, которая замкнулась в ранне и среднегерцинское время. На остальной территории герцинской области восточной Азии развивались позднегерцинские зоны типа Кураминской, Гиссаро-Сулутерекской и др.

Н.М.Синицын (1958) предложил новую схему тектонического районирования Тянь-Шаня и прилегающих к нему районов. По этой схеме в пределах Средней Азии выделены области каледонской и герцинской складчатости и мезо-кайнозойские структурные элементы.

Пятый этап (с 1962 г.) - этап интенсивных геофизических работ и детальных съемок отдельных площадей с помощью бурения при поиске полезных ископаемых, а главным образом нефти и газа. В результате были получены новые материалы по внутреннему строению каледонид и герцинид, уточнены их границы, стратиграфия палеозойских, мезо-кайнозойских и отчасти докембрийских отложений путем петролого-литологической корреляции по остаткам фауны, флоры и т.п.

Большое влияние на дальнейшее изучение геологии Средней Азии имело II-Всесоюзное тектоническое совещание, созванное в Душанбе в 1962 г.

Д.П.Резвой в 1962 г., основываясь на региональных геологических исследованиях, освещает вопрос о связи новейших структур со структурами, созданными здесь до эпохи горообразования. Он считает, что новейшее орогенное поднятие Высокой Азии захватило область, некоторые части которой проходили весьма различную историю геологического развития. Так по мнению Д.П.Резвого, новейшее движение развивались независимо от кайнозойских (альпийских) геосинклиналей.

В 1962 г. на II Всесоюзном, тектоническом совещании в Душанбе Г.Х.Дикенштейн и др. (1962) представили тектоническую карту западных районов Средней Азии. В их, схеме выделены четыре главных элемента: 1) платформенная область; 2) эпиплатформенная

орогеническая область; 3) краевые прогибы и 4) альпийская складчатая область.

В коллективной работе И.М.Алиева, Г.А.Аржевского, А.Л.Борисова по тектонике района и нефтегазоносности западных районов Средней Азии (1963) в основу тектонического районирования, взяты особенности внутреннего строения земной коры фундамента и связанная структура поверхности осадочного чехла.

Большим коллективом авторов под руководством А.А.Бакирова рассмотрены основные черты строения и состава палеозойского складчатого фундамента и платформенного чехла эпигерцинской туранской платформы (1963).

Петрографическая характеристика складчатого фундамента по скважинам приведена В.С.Князевым, И.Б.Князевым, К.Б.Коноваловым, П.Ф.Флоренским, А.М.Чарыгиным, О.П.Шнипом.

Территория Средней Азии нашла отражение в региональных тектонических схемах исследователей Казахстана. Наиболее разработавшая схема тектоники Казахстана принадлежит И.Г.Кассину (1951—1960). В основе ее лежит представление о существовании в Казахстане единой древнедокембрийской платформы. В верхнем докембрии произошло заложение дугообразно располагающихся геосинклинальных прогибов, расчленивших платформу на отдельные блоки, часть которых составляют фундаменты Прикаспийской, Приаральской, Тургайской, Чуйской и Иртышской впадин.

Подобное представление получило дальнейшее подтверждение и разработку в трудах В.Ф.Беспалова (1964).

Е.Д.Шлыгин, А.Е.Шлыгин (1964) в пределах территории Казахстана выделяют Урало-Сибирский и Средиземноморский складчатые пояса.

А.А.Абдулин, А.Б.Ли, В.С.Цирельсон и др. (1966) на основе сопоставления и палеогеографических построений составили схему из которой видна идея о последовательном расстоянии Ангарского материка: вначале сформировалась каледонская дуга, ограниченная глубинными разломами, затем раннегерцинская многогеосинклинальная зона (Чаткало-Кураминские горы, Большой аратау, Восточные Кызылкумы, Южно-Тургайский прогиб) и, наконец, внешняя

позднегеосинклиналильная зона (Восточный Урал и Западный Тянь-Шань), для которой характерен эвгеосинклиналильный режим.

В 1959 г. Х.М.Абдуллаев разрабатывал для выделения классификаций структурно-фациальных и структурных единиц земной коры "принцип подвижности". Согласно последнее Х. М.Абдуллаев и О.М.Боирсов предложили схему структурных зон, подзон и рудно-петрографических провинций Средней Азии. В ней, в качестве геоструктур второго порядка выделены зоны: "Казахстан но-Северо-Тянь-Шаньская, каледонская, Урало-Тянь-Шаньская, герцинская, Памиро-Гималайская". Герциниды от каледонид от делены "важнейшей структурной линией Тянь-Шаня", а от альпид - Копетдаг-Памирским разломом. Эти разломы отнесены к категории глубинных.

Данные буровых скважин и геофизических исследований, материалы о строении и составе палеозойского фундамента, их увязка с выходами позволили М.А.Ахмеджанову и О.М.Борисову (1967) уточнить схему геологического районирования Средней Азии. Выделены два складчатых пояса: Урало-Монгольский (каледоно-герцинекий) и Средиземноморский (герцино-альпийский), разделенные Предкавказско-Каракумо-Таджикским активизированным выступом (парагеосинклиналилью) Русской платформы, который через Алайскую долину сочленяется с таримской частью Китайской платформы. Внутри первого пояса выделены складчатые зоны каледонид и герцинид, а в пределах последних - складчатые подзоны (геосинклиналильные и субгеосинклиналильные). Границами этих структур являются крупные глубинные разломы.

Все альпийские горные сооружения не находятся в прямой связи с той предысторией геологического развития, которую области пережили раньше. На азиатском материале Э,Аргон пришел к выводу о существовании внегеосинклиналильных горных сооружений.

Янишин и др. (1966) горный пояс Средней Азии отнесли к категории эпиплатформенных орогенных поясов, выделенных в противоположность эпигеосинклиналильным поясам, непосредственно возникшим в результате общего развития геосинклиналильных поясов.

Заканчивая обзор воззрений на геологическое строение Средней Азии, необходимо отметить, что в настоящее время предложено около

ста схем районирования территории. Значительное число работ, касающихся деталей строения отдельных площадей здесь не рассматривалось.

Таким образом, в развитии взглядов на строение Средней Азии намечаются пять этапов, включающих в себя определенные тектонические представления.

Вопросы:

- 1. Географическое положение Средней Азии?*
- 2. О границе современных горных сооружений и равнин?*
- 3. Обзор исследований геологического строения Средней Азии?*

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В отличие от геосинклинальной гипотезы, теория тектоники литосферных плит впервые в геологии дала физически обоснованное объяснение главных сторон тектонической жизни Земли. Это следующие геологические процессы (магматизм, метаморфизм, сейсмичность, геоморфогенез, седиментогенез) и связанные с ними формирование месторождений полезных ископаемых. Эта теория получила убедительные доказательства, в том числе глубоководным бурением, изучением ложа океанов со спускаемых подводных аппаратов, сейсмической томографией, методами космической геодезии. Хотя и наблюдается некоторая схематичность и недостаточная полнота, основные принципы этой теории остаются незыблемыми - строение литосферы, ее подвижность не только в вертикальном, но и в горизонтальном направлении, связь этой подвижности с конвекцией в мантии. Дальнейшее развитие и совершенствование плитнотектонической концепции ведет, к ее перерастанию в более общую теорию глобальной геодинамики.

ЛИТЕРАТУРА

1. Sedimentary Rocks in the Field, THIRD EDITION, Maurice E. Tucker, Department of Geological Sciences, University of Durham, UK, Copyright 2003 by John Wiley & Sons Ltd, The Atrium, Southern Gate, Chichester, West Sussex PO19 8SQ, England.
2. Кизевальтер Д.С. Раскатов Г.И. Рыжова, А.А. Геоморфология и четвертичная геология. - М.: Недра, 2000.
3. Якубов Д.Х. Геоморфология. Ўқув қўлланма. - Тошкент.: ТДТУ. 2005.
4. Долимов Т.Н, Троицкий В.И, «Эволюцион геология». -Тошкент.: Ўз.МУ. «Университет».Т. 2005.
5. Adilov.V.F. Regional geologiya va geotektonika. O'quv qo'llanma. – Toshkent.: LESSON PRESS 2015.
6. Adilov.V.F., Allayarov.V.I. Regional geologiya, geomorfologiya va geotektonika. O'quv-uslubiy qo'llanma. Toshkent.: ТДТУ. 2016.
7. Юнусова О.М., Абдурахманов А.А., Алляров Б.И. Геоморфология. Учебное пособие:-Ташкент: “Sano-Standart”,2019.
8. Allayarov V.I. Geomorfologiya va to'rtlamchi davr geologiyasi. O'quv qo'llanma:- Toshkent: “Yosh avlod”,2021.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
ЧАСТЬ 1. ГЕОМОРФОЛОГИЯ	4
1. Предмет, задачи и положение геоморфологии среди других дисциплин. Краткая история развития геоморфологии	4
1.1. Предмет, задачи и положение геоморфологии	4
1.2. Краткая история развития геоморфологии. Связь геоморфологии с другими науками	5
2. Характеристика рельефа. Морфография и морфометрия рельефа. Образования рельефа. Возраст рельефа. Эндогенные, экзогенные процессы и рельеф	9
2.1. Положительные формы рельефа	9
2.2. Отрицательные формы	10
2.3. Морфография и морфометрия рельефа	13
2.4. Образования рельефа. Возраст рельефа. Эндогенные, экзогенные процессы и рельеф	17
2.4.1. Относительный возраст рельефа	19
2.4.2. Абсолютный возраст рельефа	23
2.4.3. Эндогенные процессы и рельеф	24
2.5. Экзогенные процессы и рельеф	26
3. Основные закономерности развития рельефа суши . 29	
4. Закономерности водного притока. система долин и их характеристика. Водно-эрозионные, водно-аккумулятивные формы рельефа	34
4.1. Закономерности водного притока	34
4.2. Система долин и их характеристика	51
4.3. Водно-эрозионные, водно-аккумулятивные формы рельефа	58
5. Эоловые формы рельефа. Особенности выветривания. Деятельность ветра и его роль в формировании рельефа пустынь	70
5.1. Особенности выветривания	70
5.1.1. Выветривание	70

5.1.2. Продукты выветривания.....	70
5.2. Виды выветривания.....	71
5.2.1. Физическое выветривание.....	71
5.2.2. Химическое выветривание.....	74
5.2.3. Подводное выветривание.....	76
5.3. Коры выветривания.....	77
5.3.1. Латеритная кора выветривания.....	77
5.3.2. Глинистая кора выветривания.....	78
5.3.3. Обломочная кора выветривания.....	79
5.3.4. Площадная и линейная кора выветривания.....	80
5.4. Ледники и их формы рельефа.....	80
5.4.1. Рельеф и отложения ледниковой зоны.....	81
5.4.1.1. Внутренняя подзона активного растекания льда.....	81
5.4.1.2. Рельеф и отложения приледниковой зоны.....	85
5.4.2. Специфические мерзлотные процессы и формы рельефа зоны распространения многолетней мерзлоты (криолитозоны).....	86
5.4.3. Особенности ледникового комплекса горных стран.....	89
5.5. Абразионные и аккумулятивные формы рельефа.....	94
6. Геоморфологические карты.....	104
6.1. Общие геоморфологические карты.....	104
6.2. Частные геоморфологические карты.....	107
6.3. Морфометрические карты.....	108
6.4. Прикладные (специализированные) геоморфологические карты.....	110
ЧАСТЬ 2. ГЕОТЕКТОНИКА.....	111
7. Общие представления о тектоносфере.....	111
7.1. Общие представления о составе и строении тектоносферы.....	112
7.2. Поверхность Мохоровичича и состав верхней мантии.....	115
8. Литосфера и астеносфера.....	117
9. Концепция тектоники литосферных плит.....	119
9.1. Основные положения тектоники литосферных плит.....	122
9.2. Трансформные разломы.....	123

10. Рифтогенез	125
10.1. Глобальная система рифтовых зон.....	125
10.2. Континентальный рифтогенез.....	125
10.3. Рельеф, структура и осадочные формации.....	126
10.4. Океанский рифтогенез (спрединг).....	128
11. Тектонические процессы на конвергентных границах литосферных плит. Субдукция, обдукция и коллизия	129
11.1. Субдукция.....	129
11.2. Тектоническое положение и основные типы субдукции.....	132
11.3. Зоны беньофа.....	133
11.6. Субдукция и метаморфизм.....	133
11.7. Обдукция.....	133
11.8. Коллизия.....	134
12. Строение и развитие основных структур литосферы. Складчатые пояса континентов	136
12.1. Общая характеристика складчатых поясов.....	138
12.2. Внутреннее строение складчатых поясов.....	141
12.3. Концепция террейнов.....	141
12.4. Развитие складчатых поясов.....	142
12.5. Заложение подвижных поясов.....	142
12.6. Начальная стадия развития подвижных поясов.....	143
12.7. Зрелая стадия развития подвижных поясов.....	143
12.8. Орогенная стадия развития подвижных поясов.....	144
13. Континентальные платформы	147
13.1. Внутреннее строение фундамента древних платформ...	149
13.2. Стадии развития платформ.....	150
13.3. Платформенный магматизм.....	152
ЧАСТЬ 3. РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ	153
14. Предмет региональной геологии и геотектоники, их подразделения	153
15. Тектоническое районирование территории стран СНГ	156
16. Архей, протерозой и палеозойские периоды	

русской платформы	161
16.1. Докембрийская эпоха.....	161
16.2. Палеозойская эпоха.....	163
16.2.1. Кембрийский период.....	163
16.2.2. Ордовикские и силурийские периоды.....	165
16.2.3. Девонский период.....	168
16.2.4. Каменноугольный период.....	170
16.2.5. Пермский период.....	174
17. Мезозойские и кайнозойские периоды русской	
платформы	178
17.1. Мезозойская эпоха.....	178
17.1.1. Триасовый период	178
17.1.2. Юрский период.....	179
17.1.3. Меловой период.....	182
17.2. Кайнозойская эра	185
17.2.1. Палеогеновый период.....	185
17.2.2. Неогеновый период.....	187
17.2.3. Четвертичный период.....	189
18. Сибирская платформа. Местоположение и	
границы	192
18.1. Основные структурные элементы платформы.....	193
18.2. Строение фундамента платформы.....	194
18.3. Стратиграфические комплексы платформенного	
чехла.....	200
19. Современные структурные элементы Сибирской	
платформы. Палеозойские, мезозойские и	
кайнозойские отложения и палеогеография	
Сибирской платформы	203
19.1. Современные структурные элементы Сибирской	
платформы.....	203
19.2. Палеозойские, мезозойские и кайнозойские отложения	
и палеогеография сибирской платформы.....	211
19.3. Краткая палеогеография палеозоя и мезокайнозоя	
Сибирской платформы.....	225
20. Средиземноморская и Тихоокеанские складчатое	

пояса.....	231
20.1. Восточные Карпаты.....	246
20.2. Складчатость большого Кавказа и малого Кавказа.....	252
21. Области палеозойской складчатости.	
Урала-Монгольский складчатый пояс.....	264
21.1. Складчатая зона Урала.....	264
21.1.1. Докембрий Урала.....	267
21.1.2. Мезозой Урала.....	268
21.2. Складчатая зона Салаиро-Саянской области (горная шория - салаириды).....	269
21.3. Складчатая зона центрального складчатого сооружения Казахстана.....	272
21.4. Алтайская складчатая зона.....	279
22. Мезозойская складчатость. Сооружение Верхояно-Чукотское складчатые сооружение.....	284
23. Эпигерцинские плиты. (Туранская, Западно-Сибирская, Скифская).....	289
24. Границы и место расположения горных сооружений и равнин Средной Азии.	
Географическое положение Средней Азии.....	293
24.1. Районирование территории Средной Азии.....	293
25. Обзор исследований геологического строения Средней Азии.....	301
Заключение.....	314
Литература.....	315

Бахром Фархадович Адиллов

Бекзод Исмаилович Аллаяров

ГЕОМОРФОЛОГИЯ, ГЕОТЕКТОНИКА И РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ

Учебник

Редактор А.М.Хусейнов

Подписано в печать 15.03.2022г. Формат 60x84 1/16

Учет.изд.листов 21,0. Усл.печат. лист 21,0. Тираж 100 экз.

Цена договорная.

Издательство “Университет”, Ташкент 100174

ВУЗ-городок, НУУз им. М.Улугбека, Административное здание.

Отпечатано в типографии НУУз им. М.Улугбека