Министерство образования и науки Российской Федерации
Федеральное государственное бюджетное образовательное
учреждение высшего профессионального образования
« Оренбургский государственный университет»

В.С.Дубинин, Н.В. Черных

ГЕОТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА

Рекомендовано Ученым советом федерального государственного бюджетного образовательного учреждения высшего профессионального образования «Оренбургский государственный университет» в качестве учебного пособия для студентов, обучающихся по программам высшего профессионального образования специальности 130101.65 Прикладная геология по специализациям «Геологическая съемка, поиски и разведка месторождений твердых полезных ископаемых» и «Геология нефти и газа»

Оренбург
2012

УДК 551.24(075.8)
ББК 26.324 я 73
Д 79

Рецензент – доцент, кандидат геолого-минералогических наук, В.Б.Черняхов

Дубинин, В.С
Д79 Геотектоника и геодинамика: учебное пособие / В.С. Дубинин,
Н.В. Черных; Оренбургский гос. университет. – Оренбург: ОГУ, 2012. – 146 с.

Данное учебное пособие является основой дисциплины «Геотектоника и геодинамика» составлено с учетом современных представлений о строении земной коры, процессах, протекающих в ее недрах, о строении и составе подкоровых областей – литосферы, астеносферы и более глубинных частей верхней мантии. Учебное пособие содержит материал, который структурирован по темам от простого к сложному, от теории к практике, изложен доступным языком. Предназначено для студентов, обучающихся по программам высшего профессионального образования по курсам «Геология нефти и газа» и «Геологическая съемка, поиски и разведка месторождений твердых полезных ископаемых» специальности 130101.65

.

УДК 551.24 (075.8)
ББК 26.324 я 73

© Дубинин В.С.,2012
© ОГУ, 2012

Содержание

Введение	6-7
1 Предмет геотектоники и ее подразделения	8
2 Методы геотектоники	9
2.1 Структурный анализ	9
2.2 Геодезические методы	9
2.3 Геоморфологические методы	9
2.4 Анализ фаций и мощностей	9
2.5 Анализ перерывов и несогласий	10
3 Циклы тектогенеза в истории Земли	10
4 Общие представления о тектоносфере	11
4.1 Истоки сведений о составе и строении тектоносферы	11
4.2 Состав и строение тектоносферы	12
5 Классические представления о геосинклиналях, их строении и развитии.	15
5.1 Внутреннее строение геосинклиналей	16
5.2 Развитие геосинклиналей	17
6 Рифтогенез	20
6.1 Глобальная система рифтовых зон	21
6.2 Континентальный рифтогенез	21
6.3 Магматизм и его продукты	22
6.4 Геофизические характеристики	22
6.5 Механизм рифтогенеза	23
7 Океанский рифтогенез (спрединг)	23
8 Главные структуры океанов	24
9 Главные структуры континентов	27
9.1 Геосинклинальные пояса	27
9.2 Орогены	28

9.3 Материковые платформы 28
10 Континентальные платформы 28
10.1 Древние 28
10.2 Молодые 29
11Структурные элементы поверхности фундамента и осадочного чехла платформ 30
11.1 Щиты 30
11.2 Антеклизы 30
11.3 Синеклизы 31
11.4 Авлакогены 31
12 Внутреннее строение фундамента древних платформ 32
13 Стадии развития платформ 33
14 Концепция тектоники литосферных плит 34
15 Внутриплитные тектонические процессы 38
15.1 Современные проявления внутриплитной тектонической и магматической активности 38
15.2 Основные типы внутриплитных дислокаций 40
15.3 Кольцевые структуры и их природа 46
15.4 Кольцевые структуры, отраженные на аэро – и космоснимках 49
16 Геотектонические режимы 51
16.1 Геосинклинальный режим 52
16.2 Режим срединных массивов 57
16.3 Режим областей завершенной складчатости 58
16.4 Орогенный режим 58
16.5 Платформенный режим 60
17 Основные черты тектонического районирования Северной Евразии 64
18 Магматизм океанов в связи с их тектоникой 66

19 Краткий обзор тектоники крупнейших регионов мира 69
19.1 Урал 69
19.2 Центральный Казахстан 79
19.3 Тянь-Шань 80
19.4 Алтае – Саянская область 81
19.5 Памир 83
19.6 Восточное Забайкалье 84
19.7 Сихотэ – Алинь 84
19.8 Северо – Восток Евразии 85
19.9 Области тектонической активизации 86
20 Краткий обзор тектоники крупнейших регионов мира 89
20.1 Азия 89
20.2 Африка 100
20.3 Австралия и Новая Зеландия 106
20.4 Северная Америка 108
20.5 Центральная и Южная Америка 119
20.6 Антарктида 122
21 Дискуссионные вопросы 124
21.1 Геологическое развитие Земли и геодинамические концепции 124
21.2 Геологические условия образования месторождений с позиции геосинклинальной концепции 127
21.3 Геологические условия образования месторождений с по зиции концепции тектоники литосферных плит 133
Список использованных источников 136

Приложение А (обязательное)-*Схемы тектоники крупнейших регионов Мира* 137-146

Введение

На протяжении более 150 лет господствовала геосинклинальная концепция формирования и развития Земной коры, строения верхней мантии и причин формирования различных геологических структур. В ее основе вертикальные движения и перемещения блоков коры, прогибания и воздымания отдельных ее областей. Главный недостаток геосинклинальной концепции в почти полном отсутствии сведений о структурах дна океанов. В середине прошлого столетия произошла революция в этой области в связи с активным глубинном бурении дна Тихого, Индийского и Атлантического океанов, выявления целой системы срединных океанических хребтов, зон раздвига различных блоков дна океанов (спрединг), погружения океанической коры под континентальную (субдукция), уникальные данные по результатам глубинного сейсмического зондирования. Обобщение и анализ огромного фактического материала привело к возникновению новой геотектонической теории, первоначально названной «Новой глобальной тектоникой», а в настоящее время «Концепцией тектоники литосферных плит», в основе которой лежат представления о латеральном перемещении литосферных плит по пластичной астеносфере. Эта концепция является ведущей в настоящее время в области геотектоники и геодинамики. Сложность заключается в том, что геосинклинальная концепция продолжает жить в недрах смежных геологических наук – исторической геологии, литологии и условиях накопления многокилометровых толщ осадочных, вулканических и вулканогенно - осадочных толщ, пргнозных карт и т.п. В связи с этим,

в данном учебном пособии освещаются обе концепции. С геосинклинали начинается знакомство студентов с предметом и стадиями развития подвижных складчатых областей, а далее излагаются «Основные положения концепции тектоники литосферных плит»

1 **Предмет геотектоники и ее подразделения** [1]

Геотектоника – это наука о строении, движениях, деформациях л и т о с ф е р ы. Литосфера включает земную кору и самую верхнюю, наиболее упругую часть мантии. Движения литосферы выражаются в перемещении отдельных ее участков в вертикальном или горизонтальном направлениях. Это приводит к изменениям в условиях залегания и во внутренней структуре масс горных пород. Эти изменения называются т е к т о н и ч е с к и м и д е ф о р м а ц и я м и, а конечный результат деформаций, приводящий к новому залеганию пород – т е к т о н и ч е с к и м и д и с л о к а ц и я м и. Дислокации подразделяются на пликативные (складчатые), дизъюнктивные (разрывные) и инъективные (связанные с инъекцией, внедрением магматических пород). Главный источник энергии тектонических движений лежит в подстилающем литосферу слое верхней мантии – а с т е н о с ф е р е. В связи с этим литосферу и астеносферу обычно объединяют в единое понятие – т е к т о н о с ф е р у.

Геотектоника состоит из нескольких разделов:

1. Морфологическая геотектоника (структурная геология).
2. Региональная геотектоника, изучающая крупные тектонические нарушения на больших территориях и в пределах всего Земного шара.
3. Историческая геотектоника, устанавливающая основные этапы и стадии развития структуры литосферы как в глобальном, так и в региональном масштабе. Особый раздел геотектоники – это неотектоника, раздел, рассматривающий тектонику неоген-четвертичного периода развития Земной коры.
4. Экспериментальная геотектоника, моделирующая различные геотектонические процессы как пликативные, так и дизъюнктивные.
5. Связь геотектоники с сейсмическими явлениями изучается новым научным направлением – с е й с м о т е к т о н и к о й.

2 **Методы геотектоники**

2.1**Структурный анализ** заключается в изучении взаимного расположения в трехмерном пространстве тектонических нарушений: складок, разрывов со смещением, трещин, внедрением магматических или пластичных осадочных пород (соли, глины), ориентировки минералов в метаморфических породах. Важнейшее значение имеют данные фотоснимков из космоса.

2.2 **Геодезические методы** используются для изучения современных движений и деформаций. Здесь широко используется лазерная техника, применяемая при методах космической геодезии для выявления перемещений литосферных плит в современную эпоху, изучения структурно-геоморфологических элементов ложа океанов.

2.3 **Геоморфологические методы** применяются при исследовании новейших движений, деформаций и созданных ими структур. Эти тектонические движения отражены в современном рельефе.

2.4 **Анализ фаций и мощностей** осадочных и вулканогенно-осадочных пород. Это один из основных методов палеотектонического анализа. Анализ фаций применяется в двух измерениях по площади и по вертикальному разрезу. В первом случае составляются карты фаций для определения интервалов стратиграфического разреза или моментов геологического времени. Эти карты по размещению различного типа осадков говорят о областях размыва и сноса, а значит поднятия, либо о накоплении осадков, то есть о областях погружения. Отсюда возможность составить представления о увеличении глубин бассейна и нарастания погружения. Вдоль разломов производятся замеры амплитуд сдвигов или надвигов. Изменение фаций по вертикали говорит о изменениях глубины бассейна.

Анализ мощностей, их изменение по площади дает представление о размере тектонического прогибания в областях накопления осадков и подводных вулканитов.

2.5**Анализ перерывов и несогласий -** старейший метод палеотектонического анализа, поскольку этот анализ позволяет наиболее достоверно восстановить процессы поднятий и погружений земной коры.

3 Циклы тектогенеза в истории Земли

Этапы интенсивного тектонического развития земной коры, заканчивающиеся образованием горно-складчатых сооружений, называются циклами тектогенеза. Это длительные отрезки геологического времени и этапы, определяемые многими миллионами лет. Каждый цикл завершался одноименной фазой складчатости. В одних случаях циклы следуют один за другим, в других следующий цикл начинается еще до завершения предыдущего, либо устанавливается пауза между циклами в десятки и сотни миллионов лет. Установлены следующие циклы в позднем докембрии и фанерозое:

Байкальский (конец протерозоя – ранний кембрий

Каледонский (раннепалеозойский – кембрий, ордовик, силур)

Герцинский (позднепалеозойский – девон, карбон, пермь, ранний триас)

Киммерийский (мезозойский)

Альпийский (кайнозойский) – начался в конце мела и продолжается в наше время.

Каждый цикл начинается с заложения глубоких геосинклинальных прогибов в продолжающих свое существование геосинклинальных поясах. либо на площадях. уже испытавших складчатость и вновь вступивших в геосинклинальный этап развития (регенерированные геосинклинальные прогибы), либо на внематериковой океанической коре.

4 Общие представления о тектоносфере

Уже упоминалось ранее, что в понятие тектоносферы входит земная кора и верхняя, наиболее плотная и частично раскристаллизованная часть верхней мантии (литосфера) и остальная пластичная часть верхней мантии (астеносфера) [8]

4.1 **Истоки сведений о составе и строении тектоносферы**

Существуют две главные группы методов изучения состава и строения земной коры и верхней мантии - геологические и геофизические. К первым относятся полевые геологические наблюдения. В океанах, где земная кора много тоньше, чем на континентах, вдоль разломов она часто обнажается полностью и из-под нее выступают породы верхней мантии – это так называемые о ф и о л и т ы.

По ним мы можем судить о океанической коре геологического прошлого и частично о верхней мантии. Очень ценную информацию мы получаем от изучения ксенолитов в базальтах континентов и океанических островов, включениях в алмазоносных кимберлитах, поступающих с глубины 150 км. Научные сведения о составе и особенностях физического состояния континентальной коры на больших глубинах дало бурение Кольской сверхглубокой скважины с глубиной 12261м.

Строение осадочного чехла крупных впадин на континентах и во внутренних и окраинных морях очень успешно освещает с е й с м о с т р а т и г р а ф и я, а более глубинных уровней и мантии – с е й с м и ч е с к о е з о н д и р о в а н и е.

4.2 **Состав и строение тектоносферы**

В геологическом смысле по вещественному составу тектоносфера прослеживается до глубины 400 км., но в физическом, реологическом смысле она делится на литосферу и астеносферу, причем литосфера включает в себя кроме коры и какую-то часть верхней мантии. При этом земная кора разделена на два типа: континентальную и океаническую.

Океаническая кора занимает на Земле около 56 % коры поверхности, но обладает значительно меньшей мощностью – порядка от 5 до 7 км. Её мощность постепенно возрастает к подножию континентов. В строении океанической коры отчетливо выделяются три слоя:

п е р в ы й, о с а д о ч н ы й с л о й небольшой мощности, порядка одного километра в центральных частях океанов. В зоне срединно-океанических хребтов этот слой может вообще отсутствовать и наоборот, на окраинах океанов его мощность может достигать от 12 до 15 км. Первый слой сложен глинистыми, кремнистыми и карбонатными глубоководными пелагическими осадками. Карбонаты распространяются лишь до некоторой глубины, а ниже исчезают ввиду растворения. Ближе к континенту появляется примесь обломочного материала, снесенного с суши. Возраст этих отложений не более 180 млн. лет;

в т о р о й с л о й океанической коры в верхней части сложен базальтами с редкими и тонкими прослоями пелагических осадков. Базальты часто обладают подушечной отдельностью (пиллоу-лавы). В нижней части второго слоя развиты параллельные дайки долеритов. Общая мощность второго слоя до 2 км.

Строение первого и второго слоев хорошо изучено глубоководным бурением, наблюдениями с подводных обитаемых аппаратов, драгированием.;

т р е т и й с л о й океанической коры состоит из полнокристаллических магматических пород основного и ультраосновного состава. В верхней части

в основном присутствуют габбро, а в нижней – «полосчатый комплекс», состоящий из чередования габбро и ультрамафитов. Мощность слоя – 5 км.

Второй слой вскрыт скважиной в Тихом океане в районе о. Коста-Рика. Третий слой вскрыт в Индийском океане в районе о. Мадагаскар. В Атлантическом океане все три слоя изучены в стенках срединного хребта Атлантики с глубоководных аппаратов и драгированием французскими и российскими исследователями.

Океанический тип коры развит не только в океанах, но и в глубоководных впадинах окраинных морей – Японского, Охотского, в Южно – Охотской котловине.

Возраст современной океанической коры не превышает 180 млн. лет, однако в складчатых поясах континентов известна и более древняя, вплоть до раннедокембрийской кора океанического типа, называемая о ф и о л и т о – в ы м к о м п л е к с о м.

Континентальная кора распространена не только в пределах собственно континентов, т.е. суши, но и в зонах шельфа континентальных окраин и отдельных участков внутри океанических бассейнов м и к р о к о н т и н е н – т о в. Общая площадь распространения континентальной коры – 41 % земной поверхности. Средняя мощность континентальной коры от 35 до 40 км., но под горными сооружениями достигает от 70 до 75 км. В строении континентальной коры выделяются:

Осадочный слой обычно называют осадочным чехлом. Его мощность изменяется от нуля на щитах и поднятиях, в осевых зонах складчатых областей от 10 до 20 км, во впадинах платформ и предгорных передовых прогибах. В этих случаях подстилающая осадки кора, называемая к о н с о л и д и р о в а н н о й, по своему составу близка к коре океанического типа. В состав осадочного чехла входят осадочные породы континентального и мелководного морского происхождения, могут присутствовать покровы и силлы основных эффузивов

Верхний слой консолидированной коры выходит на дневную поверхность на щитах и массивах платформ, в осевых зонах складчатых сооружений. Этот слой вскрыт Кольской сверхглубокой скважиной, на глубине 12км., сложен гнейсами, кристаллическими сланцами, гранитами, амфиболитами и называется г р а н и т о г н е й со в ы м. В молодых платформах фундамент сложен рифейскими и фанерозойскими породами и именуется г е о с и н к л и н а л ь н ы м с к л а д ч а т ы м о с н о в а н и е м. Он сложен слабометаморфизованными породами в фации «зеленых сланцев».

Нижний слой консолидированной коры представлен метаморфическими породами более высоких ступеней метаморфизма. Граница между верхним и нижним слоями называется « границей Конрада», однако упомянутые глубокие скважины показали, что эта граница прослеживается не везде, а местами наоборот, проявляются две подобные границы. В.В.Белоусов пришел к выводу, что в нижнем слое преобладают породы более основного состава, чем в верхней и назвал этот слой г р а н у л и т б а з и т о в ы м [1].

Между океаническим и континентальным типами коры существует промежуточный, переходный тип – с у б о к е а н и ч е с к а я к о р а, развитая вдоль континентальных окраин, склонов и подножий. Это утоненная континентальная кора, пронизанная дайками и силлами магматических пород. Такая кора обнажена на побережье Красного моря и вскрыта скважиной у входа в Мексиканский залив.

Измерении силы тяжести у подножия горных сооружений привели к понятию «и з о с т а т и ч е с к о е р а в н о в е с и е» , сокращенно «и з о ст а-з и я». Существуют два способа осуществления изостазии. Первый заключается в том, что горные сооружения имеют корни, погруженные в мантию и эти корни имеют очертания зеркального отражения горного сооружения. Второй способ предусматривает, что горные сооружения сложены породами менее плотными, а пониженные участки земной коры более плотными. В этом случае подошва земной коры может быть даже горизонтальной. Уравновешенность земной коры континентов и океанов

достигается комбинацией обоих механизмов – кора под океанами много тоньше и плотнее, чем под континентами.

Главным источником магматической деятельности является астеносфера. Последней принадлежит ведущая роль в движении литосферных плит. Течение астеносферного вещества увлекает за собой литосферные плиты и вызывает их горизонтальные перемещения. Наибольшие отклонения от изостазии – изостатические аномалии – проявляются в островных дугах и сопряженных с ними глубоководных желобах.

5 **Классические представления о геосинклиналях, их истории и развитии** [10]

Наиболее полное определение понятия о геосинклинали трактует, что геосинклиналь – это зона высокой подвижности, значительной расчлененности и повышенной проницаемости литосферы. Для этих зон на ранних этапах их развития характерно преобладание погружений земной коры, а на заключительных – интенсивных поднятий, сопровождаемых складчато-надвиговыми деформациями. Для геосинклиналей характерна линейность, большой размах и контрастность тектонических движений, огромная мощность накопленных осадков, специфический набор формаций, активный магматизм, региональный метаморфизм, резко аномальные геофизические поля, повышенный тепловой поток, высокая сейсмичность. Геосинклиналь – это арена максимального проявления внутренней энергии Земли на ее поверхности.

5.1 **Внутреннее строение геосинклиналей**

Различают следующие геосинклинальные структуры: геосинклинальные пояса, в том числе простые и сложные. Первые характеризуются одновозрастным завершением интенсивного прогибания, инверсией тектонического режима и горообразованием. Простые пояса объединяются параллельностью простирания и тесным прилеганием друг к другу с образованием полициклических геосинклинальных поясов. В.Е.Хаин и А.Е.Михайлов выделяли два типа геосинклинальных поясов: окраинно-континентальный и межконтинентальный. Первый – это Западно-Тихоокеанский тип с его окраинными морями, островными дугами и глубоководными желобами. Второй – Средиземноморский пояс, протянувшийся между Восточно – Европейской и Китайско – Корейской древними платформами на севере, Африканской и Индостанской на юге. Иначе видит это В.В.Белоусов:

Геосинклинальные области – это части геосинклинальных поясов, которые выделяются по их строению и имеют значительные черты современного строения и развития. Это выражается в основном во времени проявления основной фазы складчатости. Границами геосинклинальных областей являются глубинные разломы.

Геосинклинальные системы отражают разнообразие геосинклинальных поясов и областей в поперечном сечении. В поперечном сечении геосинклинальный пояс или область состоит из нескольких систем, разделенных срединными массивами.

Срединные массивы – это малоподвижные структуры литосферы, по тектонической активности сходные с платформами. Срединные массивы разделяют пояса и области на геосинклинальные системы. На орогенной стадии развития геосинклиналей срединные массивы выражены межгорными

впадинами и прогибами или глыбовыми поднятиями с утолщенной континентальной корой.

Частные геосинклинали и геоантиклинали – это составные элементы геосинклинальных систем. По М.М.Тетяеву и В.В.Белоусову это « интрагеосинклинали и интрагеоантиклинали».

Эвгеосинклинали и миогеосинклинали отражают поперечное строение геосинклинальных систем, их поперечную зональность. Внешние геосинклинальные прогибы , примыкающие к платформе, со слабым магматизмом Г. Штилле назвал **миогеосинклиналями** (полугеосинклиналями). Эти прогибы заполнены сланцевой, флишевой или известняковой формациями. Магматизм проявлен в виде покровов основных эффузивов. Степень метаморфизма слабая.

Эвгеосинклинали – это внутренние прогибы геосинклинальных систем, примыкающих к срединным массивам. Характерна высокая магматическая активность в эффузивной и интрузивной форме. К ним приурочены пояса гипербазитовых интрузий, батолиты гранитоидов. Метаморфизм региональный активный. Эвгеосинклинали созревают раньше миогеосинклиналей, в них раньше наступает эпоха складчатости и горообразования.

5.2 **Развитие геосинклиналей**

На протяжении тектонического цикла происходит превращение областей активного прогибания земной коры с накоплением мощных осадочно-вулканогенных толщ в горноскладчатую область интенсивного поднятия. В классическом учении о геосинклиналях предусматриваются следующие основные стадии их развития: начального прогибания, зрелая, или предорогенная, раннеорогенная, собственно орогенная и посторогенная (тафрогенная). Первые две стадии объединяются в

собственногеосинклинальный этап (доинверсионный), три последующие стадии – в орогеннай, или инверсионный этап.

С т а д и я н а ч а л ь н о г о п о г р у ж е н и я характеризуется интенсивным прогибанием земной коры в узких, но протяженных зонах деструкции коры, в них происходит накопление мощных толщ морских песчано-глинистых осадков, которые в последствии преобразуются в сланцево-грауваккову и аспидную формации мощностью от 10 до 12 км. Процессы прогибания приводят к растяжению коры и образованию трещин растяжения, по которым происходит излияние базальтовых лав. Этот процесс называется инициальным вулканизмом по Г. Штилле. в связи с подводными условиями излияния этих магматитов, они подвергаются быстрому метаморфизму на стадии « зеленых сланцев», хлоритизации и альбитизации пород. Образуется спилит – кератофировая формация. С ней тесно связаны кремнистые формации – яшмовая и радиоляритовая, что обусловлено выносом из недр большого количества кремнекислоты через подводные гидротермы (девон Урала, протерозой Казахстана).

К концу первой стадии в эвгеосинклиналях по тектоническим разломам происходит внедрение гипербазитов. Отсутствие контактовых изменений, обилие зеркал скольжения говорят о холодном внедрении гипербазитов, в виде протрузий по разрывным нарушениям.

Окончание первой стадии развития геосинклинали знаменуется частной инверсией, которая сопровождается складкообразованием и внедрением первых гранитоидных интрузий плагиогранитного или сиенитового состава. Такие интрузии называют с и н т е к т о н и ч е с к и м и или с и н о р о г е н - н ы м и.

Итак, первая стадия завершается образованием внутренних поднятий, расчленением геосинклинальной системы, складчатостью, внедрением первых интрузий.

З р е л а я , и л и п р е д о р о г е н н а я с т а д и я характеризуется продолжением прогибания геосинклинали, но его скорость снижается при

расширении площади прогибов. В условиях островного моря накапливается типичная флишевая формация. Флиш накапливается в узких глубоких флишевых прогибах с активными придонными течениями и мутьевыми потоками, стекающими с континентальных склонов. Эти турбидитные осадки приносят огромное количество обломочного материала. Кроме того для зрелой стадии характерно развитие известняковой формации, развитой в пределах затопленных срединных массивов, миогеосинклиналях и интрагеоантиклиналях. На зрелой стадии образуется порфиритовая андезитовая формация. Трещинный вулканизм сменялся вулканизмом центрального типа, создавались островные дуги. Завершение второй стадии развития геосинклинали знаменуется образованием синорогенных батолитовых интрузий гранитоидной формации, представленной гранодиоритами, нормальными калиевыми гранитами, плагиогранитами и кварцевыми диоритами. Наступает режим перестройки геосинклинали, ее перехода в эпоху общей инверсии..

Р а н н е о р о г е н н а я с т а д и я – это эпоха инверсии тектонического режима: прогибание сменяется общим поднятием, центральные поднятия приводят к обмелению морских бассейнов, появляются многочисленные острова, архипелаги. Осадконакопление исключительно терригенное. Частные прогибы и впадины заполняются нижней молассой, сложенной относительно тонкими морскими осадками – глинами, алевролитами, песчаниками. В лагунах формируются угленосные или соленосные молассы в зависимости от климата. Внедряются гранитоидные интрузии. Вулканизм ослабевает, становится наземным. Формируются гравитационные складки, надвиги. Образуется низкая островная суша, где скорость денудации близка к скорости тектонического воздымания.

С о б с т в е н н о о р о г е н н а я с т а д и я отличается прежде всего преобладанием скорости воздымания над скоростью денудации. Растут поднятия, происходит горообразование, в зонах выше снеговой линии образуются ледники. Углубляются предгорные и межгорные прогибы,

заполняемые верхней молассой – породами полностью континентального происхождения. Это конгломераты речного происхождения в переслаивании с песчаниками, алевролитами, аргиллитами. В аридном климате это красноцветные толщи. Горо- и складкообразование приводили к образованию глубинных разломов, вдоль которых образовывались вулканы центрального типа, извергающие андезит – липаритовую лаву, но в конце стадии вулканизм опять меняется на базальтовый (конечный вулканизм по Г. Штилле). Интрузивные формации - ультракислого и щелочного состава. В конце стадии завершается складкообразование, формируются пологие надвиги и покровы (шарьяжи).

П о с т о р о г е н н а я (т а ф р о г е н н а я) с т а д и я выделяется как наиболее поздняя стадия развития геосинклинали, или начальная стадия платформенного режима. Для нее характерны активная эрозия горных сооружений и денудация.

6 Рифтогенез [7]

В конце 19 столетия Дж.Грегори выделил особые структуры, ограниченные сбросами грабены в Восточной Африке, образующиеся в условиях растяжения. В последующее время понятие рифтогенеза наполнялось обширным теоретическим и практическим материалом. Современное понимание рифтогенеза вошло в концепцию тектоники литосферных плит как один из важнейших ее элементов. Оказалось, что большинство рифтовых зон находится в океанах, но там рифты как структуры , имеют подчиненное значение, а главная роль в растягивающих напряжениях принадлежит раздвигу, названному с п р е д и н г о м.

6.1 **Глобальная система рифтовых зон**

Большинство рифтовых зон связаны между собой, они образуют глобальную систему, протянувшуюся через океаны и континенты. Большая часть этой системы находится в океанах, где приурочена к современным срединно – океаническим хребтам. Эти хребты продолжают один - другого и в нескольких местах создают тройные сочленения (юг Атлантики, центральная часть Индийского океана) Пересекая пассивные окраины, рифтовые структуры продолжаются на континентах.

6.2 **Континентальный рифтогенез**

Для рифтовых зон континентов характерны расчлененный рельеф, сейсмичность, вулканизм, приуроченность к крупным разломам типа сбросов. Главный современный рифтовый пояс на континенте – это пояс Великих африканских разломов, протянувшийся в восточной Африке в меридиональном направлении почти на 3000 км. В рифтах этого пояса образовались озера Танганьика, Ньяса и другие. К этому поясу приурочен гигантский вулкан Килиманджаро. К этой же группе рифтов принадлежит Байкальский рифт. Центральное положение в рифтовой зоне занимает долина шириной от 40 до 50 км, ограниченная сбросами, образующими ступенчатые системы. Такая долина протягивается вдоль сводового поднятия земной коры. Тектонические блоки земной коры на обрамлении рифта могут быть приподняты до 3,5 км. а горные массивы, например на севере Танганьикской зоны возвышаются до 5 км. Часто рифты бывают осложнены продольными или диагональными горстами. Для континентальных рифтов часто характерна асимметрия структуры и рельефа. В верхней, обнаженной части, сбросы обычно наклонены к горизонту под углом 50 – 60 градусов. 0садочные формации континентальных рифтов представлены молассами в

переслаивании с вулканитами. Мощность отложений в рифтовых зонах от 5до 6 км. Преобладают обломочные озерные отложения, породы речного, пролювиального, флювиогляциального, ледникового происхождения. В зоне вулканизма благодаря гидротермальной деятельности отлагаются специфические хемогенные отложения – карбонатные, содовые, диатомовые, опаловые, сульфатные, хлоридные.

6.3 **Магматизм и его продукты**

В основном континентальный рифтогенез сопровождается поверхностным магматизмом, но не всегда. Так, например, явный магматизм отсутствует в рифтовой зоне озера Байкал, хотя в области его продолжения – в Тункинском и Чарском рифтах - есть трещинные извержения базальтовых лав. Часто вулканы располагаются на высоком борту рифтовой зоны. Магматические породы разнообразны, присутствует большое количество щелочных пород. Характерны контрастные ассоциации.

6.4 **Геофизические характеристики**

По геофизическим данным мощность коры под рифтовыми зонами уменьшает**ся,** соответственно поднимается поверхность Мохоровичича, которая в этих зонах является зеркальным отражением наземного рельефа. Мощность коры под Байкальским рифтом снижается до 30 -35 км., под Рейнским – до 22 – 25 км., под Кенийским – до 20 км. Местами мощность коры снижается до 13 км., а под осевой частью долины появляется кора океанического типа. Близость разогретой астеносферы, вулканизм, повышенная проницаемость, нарушенния коры разломами выражаются в геотермическом поле. Тепловой поток в рифтовых зонах резко повышен. По

данным магнитотеллурических методов высока электропроводность пород в астеносферном слое. В гравитационном поле фиксируются отрицательные аномалии в редукции Буге, поскольку породы мантии разуплотнены. Положительные аномалии характерны для тел основных и ультраосновных магматических пород.

6.5 **Механизмы рифтогенеза**

По физическим моделям образование рифтов связано с концентрацией растяжений в узкой полосе, где происходит уменьшение мощности континентальной коры. Вдоль ослабленной зоны образуется все более тонкая « шейка », вплоть до разрыва и раздвига континентальной коры с замещением корой океанического типа.

7 Океанический рифтогенез (спрединг)

Основу спрединга составляет раздвиг путем «магматического расклинивания» и может развиваться, как прямое продолжение континентального рифтогенеза. Но в Индийском и Тихом океанах рифтовые зоны закладывались сразу на океанической литосфере в связи с перестройкой движения плит и отмиранием более ранних рифтовых зон. Наиболее ярко спрединг океанического дна можно наблюдать в Исландии, где над уровнем океана выступают на поверхность породы Срединно-Атлантического хребта. Современная тектоническая и вулканическая активность сосредоточены в субмеридиональных неовулканических зонах, пересекающих остров в его центральной части. Самые молодые базальты приурочены к их осевой части. Дальше от центра извержения базалты имеют возраст 0,7 - ;млн. лет, а еще дальше – 16 млн.лет. Каждый последующий покров базальтов мощностью до

10 метров лежит горизонтально, а его подводящий канал – это вертикальная дайка долерита шириной от 1 до 3 м., ориентированная вдоль рифтовой зоны. По мере накопления платобазальтов происходит их проседание. Мощность океанической коры здесь значительно больше обычной и достигает 40 км. Сторонники концепции тектоники литосферных плит [7] объясняют это тем, что якобы под Исландией существует и действует « мантийная струя» которая постоянно наращивает кору, поставляя все новые порции платобазальтов («горячая точка»)

8 **Главные структуры океанов [7]**

В составе земной коры выделяются два типа главных структур: континенты (материки) и океаны. В литосфере выделяются литосферные плиты, в состав которых включаются как континенты, или их части, так и океаны, резко отличающиеся глубинным строением, составом, мощностью слоев земной коры, особенностями тектонического развития, различным составом мантии в различных ее частях. В пределах мирового океана выделяются две различных по своему строению и площади области:

1) область шельфа и материкового склона;

2) область ложа мирового океана.

Первая – это подводная окраина континентов, она отличается континентальным строением земной коры (в ней сохраняется, хотя и в утоненном виде, континентальная кора с ее гранитным слоем). Главная и важнейшая граница между континентом и океаном – подножие материкового склона. Океаническое дно занимает 75 % площади Мирового океана. В его рельефе выделяются основные структуры: с р е д и н н о-о к е а н и ч е с к и е х р е б т ы , в у л к а н и ч е с к и е о с т р о в а, в а л ы , п о д н я т и я, п о д - в о д н ы е р а в н и н ы, г л у б о к о в о д н ы е ж е л о б а..

Для срединноокеанических хребтов характерна повышенная тектоническая активность, вулканизм, мелкофокусные землетрясения, высокий тепловой поток. Главными тектоническими структурами срединных хребтов являются центральные понижения – грабены, ограниченные глубинными разломами, рифтовые зоны и пересекающие их поперечные зоны глубинных разломов (от 50 до 300 км.) , названные т р а н с ф о р м н ы м и. Некоторые вершины хребтов возвышаются над уровнем океана, образуя острова (Исландия, Азорские острова и др).

Срединноокеанические хребты сложены в основном базальтами. Осадочный слой на них отсутствует или имеет очень малую мощность, но в трансформных разломах может достигать нескольких сотен метров. Из рифтовых зон и трансформных разломов драгированием подняты обломки ультраосновных пород, что говорит о непосредственном выходе пород мантии. В рифтовых зонах проявляется спрединг, сопровождаемый выплавлением базальтовой магмы и наращиванием океанического дна за счет вновь образованной молодой океанической коры. Это подтверждается следующим:

вдоль срединноокеанических хребтов выявлены магнитные аномалии в виде чередования полос различной интенсивности и полярности, симметрично расположенные по обе стороны от хребта. Эти аномалии создаются одновозрастными базальтами дна, и чем ближе к хребту, тем базальты моложе;

по данным глубоководного бурения установлено, что мощность осадочной толщи закономерно и симметрчно увеличивается в направлении от оси хребта к континенту от 0 до 2 км. Явления спрединга реально наблюдаются на дне Красного моря.

Глубоководные желоба, вулканические дуги и окраинные моря. Все вместе они образуют с и с т е м у о с т р о в н ы х д у г, которые рассматриваются как современные геосинклинальные пояса. Островные вулканические дуги состоят из вулканов, сложенных вулканогенными

породами андезитового состава и мелководными рифовыми известняками. Возраст пород – кайнозойский. Главная черта островных дуг – очень высокая сейсмичность.. Именно здесь проявляются самые глубокофокусные землетрясения. Центры землетрясений располагаются в узкой, до100 км. зоне, уходящей наклонно от глубоководных желобов под островные дуги, и называемые зоной Вадати – Заварицкого – Беньофа. Эта зона представляет собой систему грандиозных сколов, разделяющих островные дуги и глубоководные желоба. Прослеживается она до глубины 200 км., наклон 45градусов.

Окраинные моря находятся в тылу островных дуг, тип коры континентальный, но имеются глубокие котловины (до 5км.) с океаническим типом коры, заполненные мощными осадками. Эти котловины обладают повышенным тепловым потоком.

Абиссальные равнины (океанические платформы) тектонически пассивны .

Тихий океан, в отличие от других, окружен кольцом островных дуг и складчатыми областями. Прибрежная часть океана почти повсеместно является тектонически активной областью, представляя собой геосинклинальные системы. Исключение составляет только окраина Атлантики. Наиболее древним является Тихий океан, возникший еще в докембрии. В составе осадков, слагающих его дно, не обнаружены осадки, древнее юрских. Такого же возраста и базальты, подстилающие эти осадки. Более древняя кора, по мнению мобилистов, поглощена в зонах субдукции.

В строении более молодых океанов проявляется структура, при которой видно, что их впадины наложены на структуры ограничивающих их континентов и впадина срезает самые различные по времени образования. Начало раскрытия современных впадин Индийского и Атлантического океанов относится к юрскому периоду, северного Ледовитого – к концу юрского – началу мелового периодов.

9 **Главные структуры континентов**

Континенты в разных их частях сложены по разному. В одних случаях слагающие их породы смяты в складки и складчато-надвиговые структуры, разбиты сбросами, метаморфизованы, включают интрузии различного состава. К таким частям континентов относятся горно-складчатые хребты и массивы. В других районах континентов распространены горизонтально залегающие неметаморфизованные толщи осадочных или вулканогенных пород и лишь под ними обнаруживаются дислоцированные складчатые метаморфические и магматические комплексы пород. Это позволяет разделить структуру земной коры на три типа: геосинклинальные пояса, орогены и материковые платформы.

9.1 Г е о с и н к л и н а л ь н ы е п о я с а

Это обширные линейно вытянутые структуры большой протяженности (от 10 до 20 км), ограниченные глубинными разломами, отличающиеся на протяжении всей истории своего развития высокой подвижностью, проницаемостью, и накоплением мощных толщ осадков. Геосинклинальные пояса зарождаются вдоль активных континентальных (океанических) окраин, но могут формироваться и на основе континентальных рифтовых зон.

Различаются два типа океанических (континентальных) окраин: активный (тихоокеанский) и пассивный (атлантический), характерный для всех остальных океанов. На активных окраинах переход океана к континенту резкий, здесь располагаются глубоководные впадины и желоба, островные дуги с активным вулканизмом. Пассивные окраины этих черт лишены и в них переход от континента к океану более плавный и постепенный.

9.2 О р о г е н ы

Это обширные складчатые и складчато – надвиговые горные сооружения, возникшие на заключительных стадиях геосинклинального процесса на месте геосинклинальных поясов.

9.3 М а т е р и к о в ы е п л а т ф р м ы

Это жесткие, стабильные участки континентов, лишенные способности к складкообразованию Эти структуры земной коры называются д р е в н и м и п л а т ф о р м а м и. Обособились в земной коре геосинклинальные пояса и древние платформы в позднем протерозое (рифее).Внутри материков имеются платформы, строением и историей возникновения и развития резко отличающиеся от древних платформ. Эти структуры названы м о л о д ы м и п л а т ф о р м а м и. Они возникли на фанерозойском складчатом основании.
В составе континентов различают:
- древние платформы;
- молодые платформы: эпибайкальские (области байкальской складчатости), эпипалеозойские (области каледонского и герцинского тектогенеза), эпимезозойские (области киммерийского тектогенеза), кайнозойские (области альпийского тектогенеза).

10 **Континентальные платформы**

10.1 Д р е в н и е континентальные платформы (кратоны) – это ядра материков, они занимают большую часть площади материков, слагаются типичной корой континентального типа мощностью от 35до 45 км. Литосфера в их пределах достигает мощности от 150 до 200 км. Обычно они

обладают изометричной формой. Значительная часть этих платформ покрыта осадочным чехлом мощностью от 3,5 до 4 км., а в наиболее глубоких впадинах она достигает от 10до 13 км. В состав чехла могут входить платобазальты. Платформы – это наиболее устойчивые и спокойные части континентов. Древние платформы (кратоны) занимают 40 % площади древних платформ и являются своеобразными их ядрами. Такими платформами являются: в южном ряду Южно-Американская, Индостанская, Австралийская, Антарктическая, Африканская. Промежуточное положение занимает Южно-Китайская. В северном ряду: Северо-Американская, Восточно – Европейская, Сибирская, Китайская. Древние платформы разделены орогенами, их передовыми прогибами или пологими надвигами на эти прогибы складчатых сооружений орогенов.

10.2 М о л о д ы е платформы (Рисунок А.9) занимают значительно меньшую площадь, в основании имеют не кристаллический гранито-гнейсовый фундамент, а более молодое геосинклинальное складчатое основание. Это Западно – Сибирская, Средне- и Западно –Европейская, Патагонская. Фундамент этих платформ испытал слабый метаморфизм фации зеленых сланцев. В зонах гранитизации формируются « офиолитовые пояса». Итак, основание молодых платформ – это геосинклинальные складчатые горные породы, пережившие в прошлом орогенез, дислоцированность и денудацию. В зависимости от возраста завершающей складчатости подразделяются на эпикаледонские, эпигерцинские и эпикиммерийские. Так, Западно – Сибирская молодая платформа и Восточно-Австралийская платформы являются частично эпикаледонскими и частично эпигерцинскими; платформенная арктическая окраина Восточной Сибири – эпикиммерийской.

Эпибайкальская платформа с верхнепротерозойским складчатым основанием – Тимано – Печерская. Осадочный чехол молодых платформ имеет юрско-мел-четвертичный возраст. На эпикаледонских платформах чехол начинается с верхнего девона, на эпигерцинских – с верхней перми.Чехол молодых

платформ сложен в основном молассовыми и молассоидными отложениями. Редко, но встречаются выступы фундамента в окружении пород молодого чехла, которые называют «окнами». Пример – Казахский щит, лежащий между Западно – Сибирской и Севро – Туранской молодыми платформами. В пределах подвижных поясов существуют и впадины, где сохранились реликты океанической коры подвижных поясов (консолидорованной коры) Пример – южная часть Каспийского моря, где впадина - это реликт океана Тетис, впадины Баренцева, Карского морей, впадина Мексиканского залива. На молодых платформах в чехле дислоцированность пород более высокая, чем в чехле древних, где большая роль принадлежит разломам, часто складчатые структуры молодых платформ повторяют структуры складчатого фундамента.

11 Структурные элементы поверхности фундамента и осадочного чехла платформ

В пределах древних платформ выделяются две крупные структуры: щ и т ы и п л и т ы (осадочный чехол).

11.1 Щ и т ы - это территории в несколько тысяч километров в поперечнике. На протяжении всей своей истории геологического развития это блоки земной коры, испытывавшие только поднятия и денудацию. Некоторые щиты покрывались мелким морем, но на очень короткое время. Канадский щит в силуре и девоне, Балтийский щит в кембрии-силуре, Алданский в кембрии. Более мелкие такие блоки, покрывавшиеся морем на более длительное время, называют массивами, например Анабарский, Украинский и другие. В пределах плит выделяются структуры второго порядка – антеклизы, синеклизы, авлакогены.

11.2 А н т е к л и з ы - это крупные и пологие погребенные структуры фундамента в сотни километров в поперечнике. Естественно, глубина

залегания фундамента и мощность осадочного чехла в сводовых частях меньше, чем на крыльях (обычно от 1до 2 км.). Чехол сложен сугубо осадочными породами мелководного или континентального происхождения. Очень много перерывов в осадконакоплении. Иногда в центре антеклиз фрагментарно выходят к поверхности породы кристаллического фундамента (Воронежская антеклиза, Оленекская антеклиза, Северо-Американские антеклизы).

11.3 С и н е к л и з ы – крупные пологие, почти плоские впадины с глубиной залегания фундамента от 3 до 5 км. и наиболее полным глубоководным разрезом осадочного чехла. Угол наклона слоев в антеклизах и синеклизах от 1 до 2 градуса. Типичными примерами синеклиз являются: Московская, Прикаспийская, Амударьинская, Конго, Таудени в Африке. Существуют два типа синеклиз. Первый из них характеризуется очень большой мощностью осадочного чехла – до 25 км., лежащего непосредственно на кристаллическом фундаменте. Второй тип – это трапповые синеклизы, примеры: Тунгусская на Сибирской платформе, Деканская в Индостане, Кару в Южной Африке, Параны в южной Америке. В их разрезе залегает мощная толща платобазальтов.

На всех платформах земного шара распространены особые отрицательные структуры – авлакогены.

11.4 А в л а к о г е н ы - это четко линейные грабен - прогибы, протягивающиеся на многие сотни километров при ширине в десятки километров, ограниченные разломами (сбросами) и выполненные мощными толщами осадков, а нередко и вулканитами, среди которых особенно характерны базальты повышенной щелочности. Среди осадков типичны соленосные и пелалические угленосные формации. Глубина залегания фундамента в таких структурах достигает от 10 до 12 км. Астеносфера в таких зонах испытывает подъем. Такое строение характерно для континентальных рифтов (палеорифтов). Эти палеорифты могут изучаться только с помощью глубокого бурения и сейсморазведки. В более

поверхностных структурах авлакогены могут быть выражены двояко: либо развитыми над ними синеклизами, либо зонами складчатости чехла. В этом случае образуются простые валы (например Вятский вал над Кировско-Казанском авлакогеном) или сложные валы, состоящие из нескольких параллельных цепочек поднятий, в третьих – настоящие складчатые зоны сложного строения с надвиговыми структурами. Произошла тектоническая инверсия и авлакоген, структура отрицательная, стала структурой положительной, называемой п л а к а н т и к л и н а л ь ю.

12 **Внутреннее строение фундамента древних платформ**

Основная роль в сложении фундамента древних платформ принадлежит архейским и нижнепротерозойским комплексам. Фундамент имеет крупноблоковое строение. Так, в пределах Балтийского щита Русской платформы выделяется пять главных блоков, столько же блоков выделяется на Украинском щите, в пределах Канадского щита – шесть блоков и т.п. В пределах древнего фундамента, в архее выделяются два структурных элемента: гранит – зеленокаменные области и гранулито – гнейсовые пояса. Первые слагают целые блоки в сотни километров в поперечнике. В них часто прослеживаются линейные полосы зеленокаменных поясов, сложенных слабометаморфизованными зеленокаменно - измененными вулканитами основного состава и частично осадочными породами. Мощность осадочно – вулканогенных поясов может составлять от 10 до 15 км. Эти пояса имеют трехчленное строение. Нижняя их часть сложена толеитовыми базальтами и ультраосновными лавами. Возраст зеленокаменных поясов – 3,5 – 2,5 млрд. лет. Заложение зеленокаменных поясов происходило в раннем протерозое в результате рифтообразований в их основании – в «серых гнейсах» архея, гранитогнейсах тоналитового состава.

Гранулито – гнейсовые пояса, второй главный тип раннедокембрийских структур, разделяют и окаймляют гранит-зеленокаменные области. Проявляются они в раннем архее. Для этих пород характерна высокая степень метаморфизма (амфиболит – гранулитовая), которая проявлялась неоднократно, и так же многократная складчатость и пологие надвиги. Внутренняя структура комплекса часто осложнена гранито-гнейсовыми куполами и крупными плутонами габброанортозитов с типичными пегматитовыми полями. Типичные примеры гранулито-гнейсовых поясов – в Северной Америке, Восточной Африке, в Сибири.

В раннем протерозое формировались п р о т о г е о с и н к л и н а л и, протягивающиеся на многие сотни и тысячи километров при ширине в первые сотни километров, четко линейные (пример, Курско- Криворожская система). В их основании лежит почти непереработанный архейский фундамент. Породы протогеосинклиналей многократно метаморфизованы, перемяты вплоть до микроплойчатости, в них внедрялись многократно интрузии гранитоидов. Пространства между древними подвижными поясами были заняты блоками континентальной коры, консолидированными к концу архея и представлявшими собой обломки эпиархейского суперконтинента, распавшегося в начале протерозоя. Эти блоки существовыли в платформенном режиме и их называют п р о т о п л а т ф о р м а м и.

13 **Стадии развития платформ** [1,10]

Поверхность фундамента древних платформ соответствует срезанной денудацией поверхности складчатого пояса – о р о г е н а . Следовательно, платформы формируются после завершенной складчатости, но далеко не сразу. Необходимо, чтобы прошли и завершились все процессы денудации геосинклинального сооружения и на этой денудированной поверхности накопился осадочный чехол – плитный комплекс или п л и т а. А на это

уходили десятки и сотни миллионов лет. До этого в течение «доплитного» этапа платформы проходят две подготовительные стадии: стадию кратонизации и авлакогенную стадию.

С т а д и я к р а т о н и з а ц и и (ранний рифей). На этой стадии все древние платформы входили в состав единого суперконтинента – Пангеи1. Поверхность суперконтинента испытывала поднятие и только на отдельных площадях накапливались континентальные осадки. Местами накапливались кислые лавы и туфы, внедрялись интрузии габбро – анортозитов и гранитов типа рапакиви.

А в л а к о г е н н а я с т а д и я (средний и верхний рифей) приурочена к периоду распада суперконтинента, обособлению древних платформ, возникают многочисленные рифты, позже перекрытые осадочными толщами обломочного континентального и мелководно – морского происхождения. Образуются синеклизы на месте авлакогенов. Переход к плитной стадии начался в начале кембрия.

14 **Концепция тектоники литосферных плит** [7]

В середине 20-го столетия началось интенсивное геолого – геофизическое изучение океанов, приведшее к ряду важнейших открытий. Было установлено наличие астеносферы, по поверхности которой возможно относительное перемещение литосферы. Было установлено наличие грандиозной системы срединно-океанических хребтов и рифтов. В океане открыты линейные знакопеременные магнитные аномалии, параллельные и симметричные относительно осей срединно – океанических хребтов. Было открыто явление периодических инверсий магнитного поля Земли. Горные породы, оказалось, обладают остаточной намагниченностью, позволяющей восстановить их положение в древнем магнитном поле. На этой основе возникло новое научное направление – палеомагнетизм. Первые же

результаты показали, что литосферные плиты значительно перемещались, прежде чем занять современное положение. Все эти и другие новые открытия не находили объяснений с позиции фиксистской гипотезы развития земной коры. В 1961 – 1968 годах американскими, французскими, английскими и канадскими геофизиками были разработаны основы новой мобилистской концепции (первоначально известной как новая глобальная тектоника), а позже – как «т е к т о н и к а л и т о с ф е р н ы х п л и т». В ее основе лежит представление о раздвижении континентов, разрастании пространства с молодой океанической корой начиная от осей срединно – океанических хребтов и образовании, в результате, океанов. Этот процесс получил название «с п р е д и н г о к е а н и ч е с к о г о д н а.» Развивая идеи английских геофизиков Ф.Вайна и Д Мэтьюза геофизики разработали первую возрастную шкалу магнитных аномалий океанов в пределах кайнозоя и второй половины позднего мела. Американский геолог Г. Менард открыл в Тихом Океане гигантские разломы, пересекающие срединно – океанические хребты, а канадский геофизик Дж.Т. Вилсон установил, что они образуют особый класс разломов и назвал их т р а н с ф о р м н ы м и р а з л о м а м и. Американские сейсмологи, изучив распределение землетрясений по земному шару и механизмы их смещений нарисовали общую картину смещений литосферных плит.

Концепция тектоники литосферных плит начала получать фактические подтверждения. В 1968 году началось глубоководное бурение с американского судна «Гломер Челленджер». Прежде всего было обнаружено полное совпадение датировки возраста океанической коры по данным бурения с результатами определений возраста по геофизическим данным. Подтвердились положения о инверсии магнитного поля, о наличии процессов спрединга, мощности океанической коры в различных частях океанов. Установлен процесс погружения океанической коры под континентальную, названный с у б д у к ц и е й. Благодаря космической геодезии установлен факт перемещений плит относительно друг друга в горизонтальном

направлении, благодаря космической томографии получено подтверждение реальности конвективных течений в мантии, являющихся по мнению сторонников и разработчиков концепции тектоники литосферных плит главной движущей силой. Основные предпосылки концепции тектоники литосферных плит сводятся к следующему [7]

1. Первой предпосылкой тектоники плит является разделение верхней части твердой Земли на две оболочки, отличающиеся по реологическим свойствам (вязкости), - жесткую и хрупкую литосферу и более пластичную и подвижную астеносферу. Выделение этих оболочек производится по сейсмологическим и магнитотеллурическим данным (степени сопротивления естественным электрическим токам).

2. Второе положение тектоники плит состоит в том, что литосфера естественно разбита на семь крупных и столько же более мелких литосферных плит, границы между которыми проводятся по очагам землетрясений. Внутренние части плит практически асейсмичны, а главная энергия приурочена к их границам.

3. Третье положение тектоники литосферных плит касается особенностей их взаимных перемещений. Различают три разновидности таких перемещений и соответственно три типа границ между плитами:

1) д и в е р г е н т н ы е г р а н и ц ы, вдоль которых происходит раздвижение плит, - с п р е д и н г;

2) к о н в е р г е н т н ы е г р а н и ц ы, на которых идет сближение плит, погружение океанической коры под континентальную (с у б д у к ц и я) или надвиг океанической коры на континентальную (обдукция). Столкновение двух континентальных плит называется к о л л и з и е й;

3) т р а н с ф о р м н ы е г р а н и ц ы - вдоль них происходит горизонтальное скольжение одной плиты относительно другой по плоскости трансформного вертикального разлома.

4. Четвертое положение тектоники плит утверждает, что в своих перемещениях плиты подчиняются законам сферической геометрии, т.е

теореме Эйлера, согласно которой любое перемещение двух сопряженных точек по сфере совершается вдоль окружности , проведенной относительно оси, проходящей через центр Земли. Выход этой воображаемой оси на земную поверхность называется полюсом вращения или раскрытия.

5. Пятое положение тектоники плит утверждает, что объем поглощаемой в зонах субдукции океанической коры равен объему коры, нарождающейся в зонах спрединга. Значит, субдукция полностью компенсирует спрединг, объем Земли и ее радиус остаются постоянными.

6. Шестое положение тектоники плит утверждает, что основная причина движения плит обусловлена мантийной конвекцией. Эта конвекция является чисто тепловой и общемантийной, плиты,находящиеся в вязком сцеплении с астеносферой, увлекаются ее течениями.

В концепции тектоники литосферных плит не находят убедительного объяснения причины течения вещества мантии, ее реологической неоднородности. Чтобы закрыть эти пробелы в концепции, Дж. Вилсон и Дж. Морган выдвинули гипотезу «горячих точек» и «мантийных струй (плюмов)». Эта гипотеза родилась на основе Гавайских островов Гавайского и Императорского хребтов в Тихом Океане. Гавайский архипелаг – это цепь островов потухших и действуюших на юге вулканов (Мауна-Лоа, Мауна-Кеа). По мере движения наблюдений с юго-востока на северо-запад, возраст потухших вулканов закономерно возрастает до 42 млн.лет. Следовательно, имеет место закономерная миграция во времени и пространстве вулканических центров. Вилсон и Морган объясняют это тем, что под о. Гавайи в настоящее время действует горячая мантийная струя, которая прожигает астеносферу и литосферу и проявляется на поверхности в виде действующего вулкана. По мере продвижения тихоокеанской плиты в северо-западном направлении действовала аналогия револьверной системы – «произошел выстрел- (извержение вулкана) - барабан провернулся , на место очередного «выстрела» поступил следующий «патрон», это новый действующий, но более молодой «вулкан», а предыдущий потух. В этом

механизме есть обязательное условие, что «горячая точка» никуда не перемещается, она постоянна, действие плюма постоянно и по направлению и по силе теплового потока сотни миллионов лет. Возникает вопрос: что за механизм заставляет литосферную плиту остановиться, дождаться пока мантийная струя ее прожжет, дать возможность на протяжении многих миллионов лет возникнуть и работать вулкну и наконец продолжить движение, приводящее к затуханию вулкана? И еще – каким образом «мантийные струи» преодолевают конвективные токи в мантии, никуда не отклоняясь и не теряя колоссальной энергии? Проблема и в том, что нет убедительного ответа на вопрос: а где расположены и что это за источники «мантийных струй» с колоссальной тепловой энергией?

15 Внутриплитные тектонические процессы [1,7]

15.1 Современные проявления внутриплитной тектонической и магматической активности

Проявления эти достаточно многообразны. К ним относятся прежде всего современные вертикальные движения земной коры, которые наблюдаются повсеместно, хотя их скорость и невелика - первые миллиметры в год. Относительные горизонтальные движения вне подвижных поясов проявляются лишь в форме раздвига в рифтовых зонах,например в Восточно-Африканской рифтовой системе и особенно в ее северном, Афарском звене. На обширных пространствах вне рифтовых зон, например в платформенной части Северной Америки, космогеодезические измерения не обнаруживали следов дифференциальных горизонтальных движений – эти части литосферных плит движутся как одно целое.

Вместе с тем внутренние части плит повсеместно, очевидно за исключением рифтовых зон, испытывают напряжения сжатия, как показали измерения в скважинах, определения фокальных механизмов землетрясениях

и другие наблюдения. Векторы этих напряжений ориентированы либо перпендикулярно ближайшим осям спрединга, например в Скандинавии срединным хребтам Норвежско-Гренландского бассейна, либо перпендикулярно фронту складчатых горных сооружений, например Альпийской дуге в Западной Европе. Это совершенно определенно указывает на источник напряжений: в первом случае - зоны спрединга и отталкивания литосферных плит от оси хребта, во втором случае – зоны коллизии, т.е столкновение литосферных плит. Аналогичные данные получены относительно океанских плит, где источником сведений являются определения механизмов изредка происходящих здесь землетрясений. Наглядное свидетельство деформаций сжатия в пределах этих плит – обнаруженные в северо-восточной части Индийского океана, на широте о. Шри-Ланка, складчато-разрывные дислокации. Надвиговые или раздвиговые дислокации наблюдаются вдоль трансформных разломов.

Не лишены внутренние части плит и проявлений вулканизма. Наиболее значительные из них связаны с рифтовыми системами. В Восточно-Африканской рифтовой системе находятся такие крупные стратовулканы, как Кения, Килиманджаро и Эльтон. В Западной Африке – вулкан Камерун и другие вулканические центры, а на продолжении «линии Камерун» в Атлантике – ряд вулканических островов: Фернандо-По (ныне о. Биоко) и др. Проявления молодого вулканизма известны в Африке и севернее Камеруна – на юге Марокко (Сируа в Антиатласе), Алжире (массив Ахаггар) и Ливии (массив Тибести). Значительный вулканизм характеризует Западно-Европейскую рифтовую систему на протяжении от Рейнских Сланцевых гор и Верхнерейнского грабена до Тунисского пролива, включая Центральный французкий массив с его многочисленными недавно потухшими вулканами и следами поствулканической деятельности. В Азии проявления молодого вулканизма наблюдаются в Байкальской рифтовой системе, а также на Чукотке (Анюйские вулканы) в Тибете. В Антарктиде расположены крупные вулканы Эребус и Террор. В Северной Америке молодой вулканизм

свойствен Кордильерам, в том числе их восточной части, в пределах США – рифту Рио-Гранде, району Йеллоустонского парка, где его можно отнести к внутриплитным явлениям, в отличие от вулканизма Каскадных гор и Южной Аляски, тяготеющего уже к западному ограничению Северо-Американской литосферной плиты.

Внутриплитный вулканизм еще более широко проявлен в океанических бассейнах. Наиболее эффективными его выражениями являются вулканы Канарских островов – Тенерифе и др.- и продолжения «линии Камеруна» в Атлантике, вулканические острова Реюньон и Маврикий в Индийском океане, многочисленные островные вулканы, особенно в Тихом океане.

Практически все продукты внутриплитных вулканических извержений принадлежат щелочно-базальтовой формации, различным ее дериватам вплоть до кислых. Сами эти извержения связывают с активностью мантийных струй («плюмов»), порождающих «горячие точки», о которых уже шла речь.

Приведенные данные показывают, что внутренние части литосферных плит могут рассматриваться как лишенные проявления современных и молодых движений, вертикальных и горизонтальных, сейсмичности и вулканизма. Конечно, масштаб этих проявлений неизмеримо меньше, чем приуроченных к границам плит, но сами по себе они достаточно важны, в частности потому, что могут иметь катастрофические последствия (пример-Лиссабонское землетрясение) и недавнее извержение углекислого газа на оз. Ниос, расположенном на «линии Камеруна».

15.2 Основные типы внутриплитных дислокаций [1]

Планетарная трещиноватость. Наиболее универсальным повсеместно распространенным типом внутриплитных дислокаций является трещиноватость. Она наблюдается во всех горных породах, независимо от их

возраста и литологического состава, но в наиболее «чистом» виде, не искаженном другими деформациями - в отложениях платформенного (плитного) чехла. Лучше всего его можно наблюдать в карьерах. Мощным средством изучения планетарной трещиноватости оказались космические снимки, по данным дешифрирования которых составлены карты трещиноватости крупных регионов, например Эгейского, и целых стран, например всей Франции. Давно замечено, что именно трещиноватость горных пород предопределяет рисунок речной и овражной сети, а значит, и водораздельных гряд, и даже ледниковый рельеф областей древнего материкового оледенения контролируются трещиноватостью (наблюдения А.И.Васильчук). Именно через рельеф и связанный с составом пород растительный покров трещиноватость главным образом и проявляется на космоснимках.

Трещиноватость подчиняется определенной закономерности – лучи на розах – диаграммах отвечают трем парам сопряженных систем, из которых одна система следует вдоль широт и меридианов и именуется ортогональной, а две других занимают диагональное положение: 300-120^0 и 330- 150^0. Но непосредственно причиной образования трещин служат диагенез, литификация осадочных пород и остывание магматических и метаморфических пород.

Линеаменты. Термин «линеамент» был введен в литературу американским геологом У.Хоббсом в 1911 г. первоначально для обозначения вытянутых по одному направлению элементов рельефа и структуры. В дальнейшем этот термин применялся довольно редко, преимущественно для протяженных зон разрывных нарушений. Он получил широкое применение с началом дешифрирования космоснимков. На них достаточно отчетливо проявлены широкие (километры, первые десятки километров) и протяженные (многие сотни, нередко более тысячи километров)зоны концентрации трещин, размывов, даек магматических пород, пересекающих

как платформы, так и складчатые системы. Такие линеаментные зоны выделены на Русской плите.

Глубинные разломы. Это большой протяженности, длительного развития и большой глубины заложения, расколы, разделяющие разнородно построенные блоки земной коры.

Существование глубинных разломов нашло определенное подтверждение при проведении профилей глубинного сейсмического зондирования, особенно через фундаменты древних платформ.

Учение о глубинных разломах приобрело особое значение у металлогении: длительное развитие глубинных разломов и их устойчивое расположение как каналов, связывающих верхние горизонты коры с мантийными глубинными источниками рудоносных флюидов – важнейшие факторы.

Первая из особенностей глубинных разломов – их протяженность. Она устанавливается по данным геологического картирования, сгущению параллельных разломов, повышению интенсивности складчатости, проявлению основного и ультраосновного магматизма, динамометаморфизма (очень показательны зоны бластомилонитов), дешифрованию космических снимков, геофизическим данным, в частности по сочетанию «гравитационных ступеней» (резких перепадов значений силы тяжести) с линейными магнитными аномалиями, контактами блоков с разными простираниями и конфигурацией этих аномалий, данным ГСЗ о смещении поверхности Мохо, сгущению очагов землетрясений.

Вторая особенность - большая глубина заложения – наиболее объективно устанавливается по данным глубинного сейсмического зондирования (смещению поверхности Мохо), данным сейсмологии (очаги землетрясений), а также по присутствию основных и особенно ультраосновных магматитов.

Третья особенность – длительность развития – выявляется по резким различиям в фациальном характере и мощностях осадочных и вулканогенных

толщ по обе стороны разлома, а также по продолжительности магматической деятельности вдоль линии этого разлома.

Одним из типичных примеров глубинного разлома всегда считался Главный Уральский разлом – граница внешних и внутренних зон Урала, надвиг последних на первые, сопровождаемый на всем огромном протяжении от Полярного Урала до Мугоджар выходами основных и ультраосновных пород. Но и здесь приходится заметить, что надвиг этот на глубине выполаживается и его выход на поверхность заведомо может отстоять на значительное расстояние от глубинных корней. Далее основные и ультраосновные магматиты, выступающие вдоль Главного Уральского разлома, не синхронны, а древнее времени его образования. Более того, в тылу Главного Уральского разлома, по другую сторону Тагильского и Магнитогорского синклинориев, на поверхность выступают породы докембрийского кристаллического фундамента, слагающие срединные массивы.

По мнению мабилистов понятию глубинных разломов полностью отвечают так, называемые сутуры, или швы, маркирующие зоны столкновения, коллизии литосферных плит [7]. Это важнейшие элементы строения подвижных поясов. Их наиболее достоверным признаком является распространение офиолитов (т.е древней коры океанского типа, обычно в виде меланжа), нередко испытавших метаморфизм высокого давления и низкой температуры (глаукофановые сланцы), который может затем смениться зеленосланцевым. Обычно это довольно крутые зоны, но нередко они обладают заметным наклоном. Швы эти разделяют крупные блоки коры и литосферы, иногда именуемые геоблоками (Л.И.Красный), резко отличающиеся по структуре и истории развития.

Заключительные движения в зонах сутур ориентированы в основном вертикально и нередко носят сдвиговый характер; часто это пластичные, или вязкие сдвиги, подчеркиваемые полосами развития бластомилонитов, как в китайском хребте Циньлин.

В дальнейшей своей истории сутуры вместе с разграничивающими их блоками могут войти в состав фундамента платформ, превращаясь из межплитных во внутриплитные структуры, и в пределах плит скрыться под осадочным чехлом. В этом случае прослеживание сутура геофизическими методами – сейсмическими (ГСЗ), магнитометрическими (линейные магнитные аномалии), и др. Наиболее древние сутуры имеют позднеархейский – раннепротерозойский возраст. Примером могут служить Криворожский разлом Украинского щита, разделяющий Кировоградский и Среднеприднепровский архейские блоки; Ботническо-Ладожская зона разломов на Балтийском щите между Свекофенским и Карельским блоками; Становая зона на Алдано-Становом щите и др.

Древние, в том числе погребенные, сутуры образуют ослабленные зоны в литосфере. В общем сутуры – важнейшие элементы строения не только подвижных поясов, как было указано выше, но и континентов в целом, и с их выделения должно начинаться тектоническое районирование при составлении тектонических карт.

В строении складчатых поясов и образующихся на их месте платформ, точнее их фундамента, в том или ином виде могут сохраняться следы крупнейших трансформных разломов, существовавших на доорогенном этапе их развития. Такие поперечные зоны намечаются, например, в Северо-Американских Кордильерах на протяжении гигантских трансформных разломов северо-восточной части Тихого океана – Мендосино и др.

К разряду глубинных разломов - раздвигов могут быть отнесены образующиеся позднее континентальные рифтовые системы, учитывая их протяженность, длительность развития (нередко с большими перерывами ,с проявлением базальтового и щелочно-базальтового, а иногда и ультроосновного магматизма). В своем дальнейшем развитии они могут перерождаться в дивергентные границы плит, что мы и видим на примере Восточно-Африканской рифтовой системы, развитие которой уже привело к

откалыванию Аравийской плиты и ведет в настоящее время к отталкиванию Сомалийской плиты от Африканской.

Глубинные разломы ориентированы в определенных направлениях относительно оси вращения Земли и образуют в совокупности регматическую сеть, состоящую из трех систем разломов – ортогональной и двух диагональных. Роль глубинных разломов при перемещениях плит отнюдь не является пассивной – именно по ним происходит раскол плит с образованием осей спрединга и трансформных разломов. Существенное значение в контроле размещения месторождений полезных ископаемых имеет глубинность разломов. Это касается прежде всего раздвигов, рифтовых структур. В океанах вдоль них наблюдается интенсивная гидротермальная деятельность с накоплением сульфидов ряда металлов, на континентах с рифтами также бывают связаны месторождения свинца, цинка, а главное, здесь над рифтами развиваются осадочные бассейны, в которых и образуются залежи нефти и газа. В сутурных зонах континентов в связи с присутствием гипербазитов и габбро встречаются месторождения хромитов, платины, асбеста и некоторые другие. В ослабленных зонах над сутурами в фундаменте древних платформ, особенно на их пересечениях, размещаются алмазоносные кимберлитовые трубки и т д.

Внутриплитные зоны складчатых дислокаций

Наряду с крупными складчатыми поясами, которые формируются на границах плит, существуют внутриплитные складчатые зоны. Три обстоятельства существенны для понимания происхождения подобных складчатых зон: они, как правило, образуются над более древними рифтами, простираются параллельно ближайшим складчатым поясам, а время их деформации совпадает с эпохами деформации последних. Во многих таких зонах в основании разреза залегают эвапориты. Складчатые деформации обязаны напряжениям сжатия на орогенной стадии.

Наиболее значительным проявлением внутриплитной тектоники служит продолжающееся и в современную эпоху формирование крупного внутриконтинентального орогена – Центрально - Азиатского.

15.3 Кольцевые структуры и их природа

В 1975г В.М.Рыжовым и В.В.Соловьевым была опубликована карта морфоструктур центрального района территории СССР в масштабе 1: 10 000 000. Все указанные на карте кольцевые структуры (несколько сотен) разделены на купольные, кольцевые и купольно-кольцевые. В возрастном отношении они образуют две группы: домезозойскую и мезозойскую. Наиболее крупные из структур, достигающие в поперечнике 1000 км, расположены в районе Западно-Сибирской низменности, в Казахстане и на Северо-Востоке России. В крупные структуры вписываются более мелкие кольца, полукольца и полуовалы, диаметр самых мелких из которых составляет не более 50 км. Одна из самых крупных кольцевых структур, расположенная на Северо-Востоке России и имеющая в диаметре 900 км, состоит из сочетания 35 колец, овалов и полуколец.

На основании изучения кольцевых структур среди них выделяют несколько генетических типов. Наиболее распространены структуры магматического происхождения (вулканогенные, вулканоплутонические, плутонические), метаморфогенные (гранитогнейсовые купола), структуры, связанные с диапиризмом соленосных и глинистых толщ, льда, с грязе- и гидровулканизмом, взрывные структуры, структуры ударного (метеоритного) происхождения, сводовые поднятия и погружения (связанные главным образом с нарушением изостатического равновесия) и структуры, имеющие гетерогенное происхождение, так или иначе отраженные в расположении элементов рельефа земной поверхности.

Среди кольцевых структур присутствуют как положительные, так и отрицательные.

Метеоритные кратеры и астроблемы

К метеоритным кратерам и астроблемам относят крупные понижения и котловины на поверхности Земли, образование которых связано с кратковременным воздействием мощных ударных волн, возбуждаемых падением на земную поверхность сравнительно крупных космических тел. Метеоритные кратеры и астроблемы известны на всех континентах.

В середине кратеров часто присутствует центральное поднятие, сложенное хаотической брекчией, состоящей из вынесенных наверх пород дна кратера. В связи с возникающими при ударе огромным давлением (до 100 ГПа) и температурой (до 2000 ^{0} С) в метеоритных кратерах обнаружены минералы высокобарических фаз кремнезема (коэсит, стиповерит) и высокобарические фазы других соединений (рингвудит, и жадеит), а также горные породы особого сложения и структуры. Среди последних обычны следующие:

А у т и г е н н а я б р е к ч и я, возникающая в раздробленном основании кратера, характеризуется развитием трещиноватости и другими проявлениями ударного воздействия. Обнажена очень редко и почти всегда перекрыта плащом других образований ударного происхождения.

А л л о г е н н а я б р е к ч и я состоит из упавших назад в кратер обломков, образующих различного размера нагромождение из осколков и глыб, сцементированных рыхлым обломочным материалом (коптокластом), к к которому примешивается то или иное количества стекла. Распространена очень широко по всей территории кратеров и нередко за их пределами. Мощность брекчии может составлять 100 м и более.

И м п а к т и т ы представляют собой ударные брекчии, одним из компонентов которых является плавление претерпевших удар пород. Стекло слагает цемент ударных брекчий и составляющих их обломков. Различают две разновидности импактитов: стекловато-обломочные – з ю в и т ы и массивные – т а г а м и т ы.

Зювиты находятся в аллогенной брекчии. Они вместе с другими породами выполняют внутренние части воронок кратеров и в виде отдельных языков распространяются за их пределами. Представляют собой туфообразную массу спекшихся обломков стекла и пород.

Тагамиты также располагаются внутри воронок, нередко образуя скальные обнажения со столбчатой отдельностью. Как указывают В.Л.Масайтис, М.В.Михайлов. и Т.В.Селивановская, тагамиты следует рассматривать как псевдомагматические образования. Они слагают неправильные пласто - и рукавообразные тела, залегающие на поверхности аутигенной брекчии в основании кратеров или над аллогенной брекчией и зювитами, а также дайки и жерловины в аутигенной брекчии и псевдопокровы. Представлены тагамиты однообразными пятнистыми породами с пористой, иногда пемзовидной текстурой, состоящими из обломков темно-серого или цветного стекла.

Помимо специфических пород в метеоритных кратерах встречены образования с особым сложением, получившие название конусов разрушения. Они представляют собой обломки или блоки горных пород с бороздчатой поверхностью в виде острых конусов, ориентированных вверх. Экспериментальные данные показывают, что конусы разрушения являются надежным свидетельством мощного удара.

Под воздействием ударной волны возникают также изменения в минералах и горных породах. В них понижаются показатели преломления и двупреломления, возникает ударное двойникование и ударный кливаж. Среди ударных структур наиболее полно исследованы Попигайский кратер, расположенный на севере Восточной Сибири, Аризонский кратер в Северной Америке и Рисский кратер на юге ФРГ.

Попигайский кратер находится на северной окраине Анабарского щита, где кристаллические породы перекрыты чехлом протерозойских и кембрийских кварцитов, доломитов и известняков, а также пермских песчаников и алевролитов, включающих силлы долеритов.

Кратер представляет собой округлое понижение в рельефе глубиной от 200до 400 м значительного диаметра, частью заполненное четвертичными песками и галечниками. Во внутренней воронке кратера находится кольцевое поднятие гнейсовой аутигенной брекчии диаметром 45 км, обладающее признаками ударного воздействия (конусы разрушения, стекла). Воронка заполнена зювитами, в которых заключены пластообразные и секущие тела тагамитов мощностью до нескольких десятков метров. Мощность импактитов в центральной части кратера достигает от 2до 2,5 км. Внешняя воронка образует кольцо от 20до 25 км шириной. Осадочные породы в ее бортах интенсивно деформированы, нарушены центробежными надвигами и радиальными разрывами с амплитудами смещения от метров до первых километров. Импактиты близки по химическому составу к гнейсам и состоят из стекла, обломков оплавленных гнейсов и их минералов.

Помимо наземных наблюдений метеоритные кратеры и астроблемы изучаются с помощью аэрофотоснимков и космических снимков. В гравитационных полях над кратерами возникают отрицательные аномалии; наблюдаются также уменьшение скоростей сейсмических волн и пониженная магнитность пород.

В последнее время обсуждается вопрос о возможном метеоритном происхождении крупной кольцевой структуры Садбери (Канада), заключающей основные породы и медно – никелевые месторождения.

15.4 Кольцевые структуры, отраженные на аэро- и космоснимках

При дешифровании аэрофотоснимков на основании изучения рисунка элементов рельефа, фототона других деталей изображения довольно уверенно выделяются многочисленные округлые, овальные или полуовальные структуры. Кольцевые структуры диаметром до 90 км в большинстве своем имеют вулканоплутоническое происхождение.

Кольцевое строение вулканоплутонических структур обусловлено прежде всего округлыми очертаниями самих вулканических построек и расположением многих элементов рельефа вокруг центров извержений. В древних денудированных вулканах кольцевым строением обладают отпрепарированные экструзивные купола, некки, дугообразные и кольцевые дайки, радиальные и концентрические разломы. Кольцевые формы создают и близко расположенные к поверхности, но не вскрытые денудацией гранитные плутоны, а также очень древние, раннепалеозойские и позднепротерозойские, сильно разрушенные вулканические постройки. Сходные вулканоплутонические кольцевые структуры с подобными образованиями известны на Луне.

Исследователи склоняются к мысли об их большой древности и зарождении на значительной глубине. Многие из кольцевых структур, установленные на древних щитах, связаны со складчатыми овалами и гранитогнейсовыми куполами. При образовании складчатых овалов происходило воздымание относительно легких сиалических ядер, в то время как в межовальных пространствах сохранились зеленокаменные пояса. На более поздних стадиях развития земной коры, начиная с позднего докембрия, поднимавшиеся более легкие массы ремобилизованных под влиянием высокого теплового потока породы фундамента внедрялись в осадочные толщи протоплатформенного и платформенного чехла и формировались гранитогнейсовые купола. В неизменном виде эти структуры сохранились в областях, не затронутых позднейшей складчатостью: на Алданском, Балтийском,Украинском щитах и массивах.

Не менее отчетливо на аэрофото- и космоснимках видны кольцевые и овальные структуры в областях погружения консолидированной земной коры. К ним относится Трансильванская, Паннонская, Прикаспийская, Южно - Балхашская и другие впадины. Есть мнение, что в комплексных структурах отражены глубинные «энергетические центры», расположенные в

астеносфере, а сами структуры, представляют собой места прорыва в земную кору расплавленных мантийных масс (горячие точки).

16 Геотектонические режимы [8]

Развитие земли и земной коры от этапа к этапу происходит поступательно, в результате чего создаются новые условия, в которых происходит преобразование вещества. В частности, постоянно меняются мощность и строение земной коры, ее отдельных регионов. Этим обуславливается историческая смена типов режимов во времени и появление новых. Поэтому нельзя считать правильным мнение тех исследователей, которые признают цикличность тектонических режимов. Режим может возобновляться, но всегда в новых условиях, что исключает его повторение или цикличность.

В процессе развития земной коры, уже со времени ее становления на разных участках проявляется не один режим, а несколько. Об этом свидетельствует неоднородное строение Земли как планеты. Типы режимов начальных этапов развития коры пока плохо изучены.. По мере формирования коры и ее усложнения количество режимов увеличилось, и в то же время происходила историческая смена одного типа режима другим для одного и того же региона. Это влекло за собой коренную перестройку его структуры с полным ее уничтожением в отдельных частях. Таким образом менялись границы регионов и их площади.

Последовательность смены режимов сложная, не всегда одинаковая, происходит не одновременно в различных регионах, чем и объясняется проявление режимов разного типа для одной и той же геологической эпохи и их взаимодействие. В этом проявляется неравномерность тектогенеза.

Наиболее сильно различаются тектонические режимы, связанные между собой пространственно, режимы же, следующие один за другим во времени,

обладают общими чертами, особенно для этапов смены одного режима другим. В дальнейшем, вследствие направленного развития регионов, различия между ними возрастают. Тектонические режимы развиваются длительно в течение нескольких геологических периодов и даже эр. В своем развитии они претерпевают как качественные, так и количественные изменения, что выражается в их стадийности.

16.1 Геосинклинальный режим

Начиная с протерозойского времени, геосинклинальный режим в целом претерпел сравнительно небольшие изменения.

Для геосинклинального режима характерны движения земной коры большой скорости, линейно направленные в плане, резко контрастные вкрест их распространения. Это приводит к образованию многочисленных глубинных зон разрывных нарушений большой напряженности, нередко проникающих на значительную глубину в верхнюю мантию, и приводящих к дроблению коры на отдельные блоки. Возникшие разломы определяют направления движений, усиливают контрастность и обуславливают линейную форму блоков. Одним из видов проявления движений геосинклинального режима является интенсивная сейсмичность с высокой магнитудой землетрясений в очагах, расположенных на различных глубинах, включая мантию. Амплитуда перемещения блоков за время проявления геосинклинального режима достигает от 15 до 20 км и более. Вследствие большой подвижности коры в течение всего периода развития геосинклинального режима происходит складкообразование, которое нарастает и достигает наибольшей силы в его конечные этапы. Большое количество разрывов и большая подвижность блоков коры делают ее проницаемой для подкорового вещества, поэтому для геосинклинального режима обычно характерна магматическая деятельность, с которой связаны особые геохимические процессы, приводящие к образованию

различных по составу магматических и метаморфических пород и проявлению особой эндогенной минерализации, в результате чего образуются разнообразные месторождения полезных ископаемых. Геосинклинальный режим в истории становления земной коры возникал как на океанической коре, так и на коре континентального типа, а также в промежуточных между ними зонах. И во всех этих случаях происходила глубокая переработка фундамента в результате дифференциации вещественного состава в подкоровых слоях и нижней части коры. Чем интенсивнее дифференциация - тем радикальнее переработка фундамента. Наиболее интенсивно это проявляется в узких линейных зонах, в которых происходит концентрация энергии, выделяющейся при дифференциации вещества. Эти зоны сопряжены с глубинными разломами, рассекающими верхнюю мантию. Показателями энергии режима являются: размах перемещений отдельных блоков и контрастность движений, глубинность разрывных нарушений, интенсивность складкообразования, интенсивность магматизма, а в современных геосинклинальных областях и сейсмичность. Эти показатели измерены и по ним можно определять типы геосинклинальных режимов и стадий их развития.

По мере разрастания геосинклинальный режим захватывает обширные пространства и распространяется на разные по строению земной коры участки континентального и океанического типа, на которых бывает выражен по- разному.

Различная по качеству и степени дифференциация вещества в верхней мантии и нижних слоях коры, а также блоковое строение земной коры и разнородность блоков обуславливают качественную неоднородность, неравномерность развития геосинклинального режима в целом как во времени, так и в пространстве в пределах геосинклинальных поясов и областей. Вследствие этого на разных участках в этих регионах проявляются разные стадии геосинклинального режима.

В развитии геосинклинального режима выделяется две стадии, отличающиеся преобладанием движений одного типа, интенсивностью

складкообразования ,магматизмом и другими особенностями. Стадии в свою очередь подразделяются на этапы. Для первой стадии характерно преобладание нисходящих движений, сопровождающихся определенным типом магматизма и другими характеризующими ее геологическими явлениями, поэтому ее можно назвать **демиссионно**й, для второй характерны восходящие движения, резкое усиление складкообразования и преобладание кислого магматизма. Эту стадию следует назвать **инверсионной**. На участках с континентальной и океанической корой, а также в промежуточных между ними зонах геосинклинальный режим обычно начинается со взламыванием коры по узким линейным зонам расколов, вдоль которых происходит перемещение отдельных блоков, этому предшествует накопление энергии в подкоровых слоях. По мере развития режима количество зон расколов увеличивается, что еще больше нарушает целостность коры и приводит к образованию на этом месте обширного опущенного участка.

Начальный этап в значительной степени определяет последующий ход геосинклинального режима, который выражается в разрастании движения в прогибах.

Начальные этапы инверсионной стадии определяются особенностями развития демиссионной стадии. В большинстве случаев инверсионная стадия начинается с обширного погружения, вслед за которым нисходящие движения в пределах всей системы сменяются восходящими, господствующими уже в течение всей стадии. Скорость восходящих движений, являющаяся характерным показателем инверсионной стадии, бывает различна. В одном случии она превышает скорость денудации, и тогда на месте геосинклиналей возникают высокие горы. В других случаях скорость восходящих движений бывает небольшая, и инверсия режима не приводит к образованию горного рельефа.

Магматизм при геосинклинальном режиме проявляется в эффузивной и интрузивной формациях. Наиболее закономерная последовательность выражается в образовании в начале демиссионной стадии ультраосновных и

основных пород офиолитовой формации, которая затем сменяется формациями среднего, а затем кислого состава с повышенной щелочностью на конечном этапе, а иногда и образованием щелочных интрузий на этом этапе. Но обычно правильная последовательность нарушается режимами разного типа и осложняется тем, что в демиссионную стадию, наряду с основными и ультраосновными формациями, характерными для прогибов, на поднятиях образуются кислые эффузивные и интрузивные формации, типичные для инверсионной стадии.

Завершающие явления в развитии геосинклинального режима являются затухание восходящих движений и в связи с этим прекращение формирования передовых прогибов и апогеосинклинальных впадин, что знаменуется в них процессом осадкообразования, прекращением магматизма в его эволюционном развитии,. Это время окончания внедрения трещинных интрузий, экструзий и наземных излияний магм, образующих порфировую, базальтовую и трахибазальтовую формации.

В конце инверсионной стадии наступает этап покоя, что ведет к выравниванию рельефа. Это уже начало нового режима - режима областей завершения геосинклинального развития.

Изучение областей завершенной складчатости, показало, что они формировались в условиях различного геосинклинального режима. Выделяются четыре типа этого режима. В основу подразделения положены особенности проявления магматизма, так как на данном этапе по ним лучше всего можно составить представление о процессах дифференциации вещества, о глубине разрывных нарушений, строении земной коры, на которой геосинклиналь развивалась, о интенсивности и дифференцированности тектонических движений и продолжительности геосинклинальных процессов.

1. Геосинклинальный режим, характеризующийся фемическим магматизмом с его разнообразными по составу породами и неоднократно повторяющимися в процессе развития формациями, возникает на

океанической коре или маломощной коре континентального типа в результате образования линейных зон очень глубоких расколов. Движения по ним резки, контрастны и обладают большой амплитудой. Дифференциация вещества в коре и мантии интенсивна. Режим проявляется в течение длительного времени, ослабевая на отдельных этапах, а затем возобновляясь с новой силой. Процессы складкообразования интенсивны. Инверсия на завершающих этапах резко выражена, что приводит к образованию горного рельефа. Пример - режим Уральской геосинклинали.

2. Геосинклинальный режим сиалическо-фемического типа может возникать на коре как континентального, так и океанического типа, но по сравнению с режимом фемического типа вызывается менее интенсивной дифференциацию вещества. Этот режим развивается длительно (одна-две геологические эры), затухая на отдельных этапах. Движения по разрывам контрастны, и с большой амплитудой. Процессы складкообразования хорошо выражены. Магматические проявления разнообразны и повторяющиеся, но гипербазитовые формации образуются в меньшем количестве или даже отсутствуют. Инверсия режима на заключительном этапе выражена отчетливо с образованием горного рельефа. Пример - геосинклинальный режим Алтае - Саянской и Монгольской систем.

3. Фемическо-салический тип геосинклинального режима возникает на коре континентального типа большой мощности в результате глубоких расколов. Дифференциация вещества при этом режиме слабая, продолжительность режима короче и протекает вяло. Магматические проявления, особенно эффузивные, ослаблены и выражены преимущественно в формациях кислого состава. Гипербазитовые формации отсутствуют, инверсионные явления на заключительном этапе выражены слабо, в результате чего горный рельеф не образуется.

Пример- геосинклинальный режим Тянь- Шаня..

4. Геосинклинальный режим салического типа развивается на континентальной коре большой мощности. Дифференциация вещества в коре и мантии слабая, поэтому движения при данном режиме сравнительно спокойные и приводят к образованию широких прогибов и поднятий, а магматизм проявляется локально, преимущественно в образовании различных гранитоидов и меньше габброидов. Эффузивные формации незначительны. Глубинные разрывы при режиме салического типа плохо выражены. На заключительном этапе возникают небольшие возвышенности или денудационная равнина. Пример - геосинклинальный режим Верхоянско-Чукотской области.

16.2 Режимы срединных массивов

Срединные массивы располагаются в пределах геосинклинальных областей, а после завершения геосинклинальных процессов входят в состав складчатых систем.

В режиме массивов наряду с геосинклинальными проявляются и платформенные черты. Режим каждого из массивов обладает своими особенностям. В развитии этого режима можно выделить два периода. Один из них одновременен геосинклинальному режиму той области, в которую массив входит, другой соответствует режиму развития складчатой системы.

Возникает режим срединных массивов на коре континентального типа. Общим для геосинклинального периода всех массивов является преобладание движений одного направления на большей части массива на одном из этапов его развития или даже в течение более длительного времени, довольно сильная дифференциация движений по скорости и как следствие этого, их значительная контрастность. В результате образуются многочисленные разломы, достигающие больших глубин.

На начальном этапе, когда происходит становление массива и закладываются окружающие его геосинклинали, преобладают восходящие движения. Затем они могут сменяться нисходящими движениями.

Дифференциация вещества в геосинклинальный период развития довольно сильная, но она ограничивается базальтовым и гранитным составом. В целом магматизм срединных массивов сходен с магматизмом окружающих геосинклиналей.

16.3 Режим областей завершенной складчатости

Режим областей завершенной складчатости наступает в результате завершения геосинклинального режима. Переход между этими режимами постепенный. Геосинклинальный режим с его особенностями кончается не одновременно на разных участках геосинклинальной системы.

Главными характерными признаками этого режима является длительная направленность тектонических движений одного знака.

Вследствие унаследованности движений фундамент, в пределах которого развивается данный режим, не подвергается переработке, его внутренняя структура сохраняется почти в том виде, в каком сформировалась на конечном этапе геосинклинального режима. Режим областей завершенной складчатости можно подразделить на орогенный и койлогенный режим

16.4 Орогенный режим

Орогенный режим - это режим, проявляющийся на обширных участках земной коры континентального типа после завершения в их пределах геосинклинальных процессов. Он характеризуется преобладанием восходящих движений в течение длительного времени (несколько

геологических периодов). Пространственно этот режим взаимодействует с платформенным и койлогенным режимами.

Смена геосинклинального режима орогенным происходит в различных тектонических условиях. В одних случаях завершающая стадия кончается восходящими движениями большой скорости, что приводит к образованию горного и даже высокогорного рельефа, в других – восходящие движения имеют небольшую скорость, в результате чего на месте геосинклинали возникает небольшая возвышенность или даже денудационная равнина. В орогенных областях наблюдается чередование во времени горного расчлененного и более сглаженного, менее возвышенного и даже холмистого или равнинного рельефа.

При увеличении скорости движений резко возрастает их контрастность, амплитуда перемещения блоков по разрывам, заложенным в геосинклинальный период значительна. Возникают новые разрывные нарушения. Складкообразование при орогенном режиме проявляется незначительно и преимущественно по зонам, примыкающим к разрывам. Хорошо выражены сводовые поднятия, общий план которых в целом также соответствует структурному плану, сформировавшемуся в геосинклинальный период.

При орогенном режиме преобладают процессы денудации, осадкообразование же происходит на ограниченной площади, в пределах опускающихся блоков или блоков с меньшей, чем в соседних, скоростью движения.

Вследствие большой скорости движений, их контрастности и большой амплитуды для орогенного режима в этапы его усиления, характерна интенсивная сейсмичность, чем он напоминает геосинклинальный режим. Очаги землетрясений, в отличие от последнего, располагаются в пределах земной коры.

Дифференциация вещества в нижних слоях земной коры и в верхней мантии при орогенном режиме слабая. Она сводится к его разуплотнению,

что отчасти ведет к изменению вещественного состава. Этим следует объяснить большую мощность коры в орогенных областях. Вследствие слабой дифференциации вещества магматические явления развиты слабо и проявляются локально. Они выражаются в этапы усиления движений незначительными трещинными излияниями лав, преимущественно основного состава и повышенной щелочности, и внедрениями мелких субвулканических тел того же состава.

16.5 Платформенный режим

Платформенный режим развивается длительно – в течение нескольких геологических эр, в пределах обширных участков земной коры континентального типа. Для этого режима характерны небольшие скорости и градиенты движений земной коры, сравнительно небольшая амплитуда перемещения блоков на протяжении всего периода его развития, достигающая от 5 до 7 км, редко 10 км и больше, и проявление движений одного знака на больших участках платформы, вследствие чего контрастность их выражена слабее, чем при орогенном или геосинклинальном режимах, но сильнее, чем при койлогенном.

Тектоническая энергия при платформенном режиме распределяется более или менее равномерно по всей площади платформы, в то время как при геосинклинальном режиме ее проявление резко дифференцировано и наибольшей интенсивности достигает в узких зонах, совпадающих с глубинными разрывами. Сейсмичность при платформенном режиме слабо выраженая, геотермический градиент низкий, лишь в зонах разломов он повышенный. Перемещения по расколам замедленные, однако по некоторым из них достигают большой амплитуды, но могут даже отсутствовать, хотя сами расколы распространяются на большую глубину – до базальтового слоя,

а в отдельных случаях и до верхней мантии. Для платформенного режима характерна также длительная общая направленность движений одного знака.

Площадное проявление движений приводит к формированию особых, длительно развивающихся структурных форм изометричных или слегка вытянутых, характерных для платформ, именуемых антеклизами и синеклизами. Процессы же складкообразования при платформенном режиме проявляются слабо и преимущественно по зонам расколов и в отдельных глубоких прогибах.

Дифференциация вещества при платформенном режиме в нижних слоях коры и в верхней мантии весьма слабая, что подтверждается однообразным магматизмом. Наиболее интенсивно дифференциация вещества происходит в зонах, примыкающих к геосинклиналям.

Для платформенного режима наиболее характерен трапповый магматизм как в интрузивной, так и в эффузивной формах.

Платформенный режим пространственно связан с режимом областей завершенной складчатости (орогенным или койлогенным) и сопутствует им во времени.

В развитии платформенного режима отчетливо выделяются три неравнозначные по длительности стадии, резко различающиеся своими особенностями. Из них первая одновременная начальному этапу геосинклинального режима, вторая – геосинклинальному режиму и областям завершенной складчатости, а третья, конечная стадия, - только режиму областей завершенной складчатости.

Начальная стадия платформенного режима – это стадия становления платформы. Совпадая по времени с начальным этапом геосинклинального режима, она имеет с этим этапом много общего в особенностях своего проявления. Они возникают в результате усиления тектонических движений на обширном участке континентальной коры, где геосинклинальные процессы давно закончились, и происходит образование разрывов, по которым кора взламывается. Этот процесс одновременно является начальным

и в развитии геосинклиналей. Дальнейший ход событий протекает примерно по следующей схеме: образование разрывных нарушений в свою очередь ведет к усилению по ним движений, благодаря чему по наиболее глубоким расколам развиваются ослабленные зоны с более интенсивными движениями. Эти зоны разрастаясь превращаются в геосинклинали со свойственным им геосинклинальным режимом. Движения же по менее глубоким разрывам постепенно ослабевают. Территория, где расположены эти разрывы, становится все более стабильной и превращается в платформу, ограниченную геосинклиналями. Платформы зарождаются в результате возникновения геосинклинального режима на определенном участке земной коры. Геосинклинальный режим порождает платформенный режим, но уже на начальных этапах эти режимы обособляются.

Продолжительность начальной стадии, судя по Русской и Сибирской платформам, 500 млн. лет и несколько больше. Для нее характерны резкие колебательные движения большой силы и разного знака, сопровождающиеся крупными и глубокими расколами континентальной коры по разным направлениям. Вновь возникающие разрывы не совпадают с теми, которые образовались раньше. Разрывные нарушения ограничивают блоки изометричной формы, амплитуда перемещения которых в начальный период значительная. По некоторым зонам разрывов образуются грабены, на которых развиваются глубокие прогибы. Часть из них представляет собой вдающиеся в платформу и постепенно в ней затухающие геосинклинальные прогибы, получившие название а в л а к о г е н о в.

В начальную стадию определяются главные черты тектонического плана платформы и в целом ее границы.

Магматизм в начальной стадии платформенного режима проявляется преимущественно в эффузивной форме главным образом с образованием пород основного состава. Заканчивается начальная стадия платформенного режима уменьшением скорости тектонических движений и общим их

выравниванием. Лишь в авлакогенных прогибах нисходящие движения сохраняются.

Переход от первой стадии ко второй стадии платформенного режима постепенный.

Средняя стадия платформенного режима наиболее длительная и сложная по своему развитию. Она в свою очередь подразделяется на этапы, продолжительность которых превышает начальную стадию. В это время платформа со всех сторон бывает окружена геосинклиналями, омогеосинклиналями, замыкающимися к концу второй стадии, и складчатыми системами. Во вторую стадию наиболее сильно проявляется взаимозависимость геосинклинального и платформенного режимов.

Зависимость платформенного режима от геосинклинального во вторую стадию выражается в том, что этапы этой стадии, характеризующиеся перестройкой тектонического плана платформы, обычно совпадают с переломными моментами в развитии окружающих геосинклиналей: их замыканием, концом и началом демиссионной и инверсионной стадий и другими.

Для средней стадии платформенного режима характерна дифференцированность тектонических движений по знаку и скорости в пространстве и во времени.

Конечная стадия платформенного режима наступает после завершения геосинклинальных процессов в прилегающих геосинклиналях. Для нее характерно преобладание восходящих движений почти на всей платформе. В некоторых участках скорости движений настолько больше, что образуется расчлененный рельеф со значительными высотами. Вследствие этого происходит общее поднятие платформы и денудация ее структурных форм. В конечную стадию опускаются лишь краевые части платформ, прилегающие к складчатым системам, в то время как последние вовлекаются в орогенные движения. Здесь обычно формируются предгорные прогибы. Опускаются также части платформ, прилегающие к койлогенным областям. В конечную

стадию может происходить инверсия некоторых синеклиз (Тунгусская синеклиза на Сибирской платформе)

17 Основные черты тектонического районирования Северной Евразии. (Рисунки А.1,А.2,А.3, А.4)

Е.Е.Милановский [9] рисует следующую картину тектонического развития Евразийского суперконтинента. В его пределах выделяются три древние платформы – Восточно-Европейская, Сибирская и Китайская (Китайско-Корейская). На платформах выделяются крупные структуры, на протяжении всей геологической истории региона испытывающие поднятия и денудацию. в связи с этим на них выделяются блоки, лишенные покровных отложений, на поверхность земной коры в них выведены древнейшие архей-раннепротерозойские метаморфические образования. Эти блоки названы «щитами». Наиболее близки нам Балтийский щит, занимающий территорию Карелии и Кольского полуострова, Украинский щит, частично расположенный на Украине, а частично в России, Анабарский и Алдано-Витимский (Алдано-Становой) щиты в пределах Сибирской древней платформы. К каждой платформе примыкают с разных сторон метаплатформенные области, некоторые из которых мы здесь рассмотрим.К Восточно-Европейской платформе примыкают Донецко-Североустюртская, Среднеевропейская, Печеро-Баренцевоморская; к Сибирской – Таймыро-Североземельская, Енисейско-Присаянская, Байкальская, а к Китайской – Буреино-Дунбэйская. Древние платформы и примыкающие к ним метаплатформенные области играют роль «рамы» для разделяющих их подвижных поясов.

Центральное положение в структуре Северной Евразии занимает Урало-Монгольский подвижной пояс внутриконтинентального типа, расположенный между Восточно-Европейской платформой на западе,

Сибирской платформой на востоке и Китайской платформой на юге. Различные области этого пояса завершили свое геосинклинальное развитие в конце салаирского, каледонского, герцинского и киммерийского циклов тектогенеза и в начале мезозоя вся территория Северной Евразии вступила в постгеосинклинальный мегаэтап развития.

В пределах Урало-Монгольского подвижного пояса выделяются крупные выступы разновозрастного складчатого основания – герцинское складчатое сооружение Урала, Каледоно-герцинские складчатые области Казахского нагорья и Тянь-Шаня, салаиро-каледоно-герцинская Алтае-Саянская область с ее восточным продолжением в Монголии и Северном Китае и салаиро-герцино-киммерийская Забайкальско-Охотская область. Тянь-Шаньская и Алтае-Саянская области подверглись в позднем кайнозое тектонической активизации. В западной части Урало-Монгольского пояса находятся две смыкающиеся области, перекрытые молодыми мезо-кайнозойскими отложениями. Это Западно-Сибирская и Северо-Туранская молодые платформы.

К юго-западу от Восточно-Европейской и Китайской платформ через юго-западную и юго-восточную части Евразии протягивается в широтном направлении Средиземноморский подвижной пояс, ограниченный с юга Африкано-Аравийской и Индостанской платформами. В северной части этого пояса геосинклинальный процесс завершился в конце палеозоя-раннем мезозое. На геосинклинальном складчатом основании в мезозое сформировались Западно-Европейская, Мезийско-Скифская и Южно-Туранская молодые платформы (плиты). В южной части Средиземноморского пояса геосинклинальный режим продолжался в альпийском цикле. В итоге сформировались складчатые сооружения Карпат, Горного Крыма, Большого и Малого Кавказа, Копет-Дага, Памира с примыкающими к ним предгорными и межгорными прогибами, глубоководными впадинами Черного и южной части Каспийского морей.

Тихоокеанский подвижной пояс занимает пограничное положение между обрамляющими его со всех сторон древними платформами и гигантской впадиной Тихого океана. Сихотэ-Алинь, Корякское нагорье завершили свое геосинклинальное развитие, другие находятся на орогенном этапе альпийского цикла – Камчатка, Сахалин, третьи проходят ныне различные стадии геосинклинального развития и выражены впадинами окраинных морей, островными дугами и глубоководными желобами - Курильская, Командоро-Алеутская зоны. Между Сибирской древней платформой и Тихоокеанским поясом расположена Верхояно-Чукотская позднекиммерийская складчатая область. В ее основании кора континентального типа, до позднего палеозоя эта область была метаплатформенной, примыкающей к Сибирской платформе. В самой крайней к Тихоокеанскому поясу зоне расположен позднемезозойский краевой Верхояно-Чукотский вулканический пояс.

18 Магматизм океанов в связи с их тектоникой

Вулканизм океанических областей связан либо с проявлением молодого складкообразования и развитием современных геосинклиналей по периферии океанов, либо с развитием типично океанических платформенных областей – талассократонов. Все океанические острова, как отмечает Г.Б.Удинцев, являются либо вулканическими, и магматическими, либо коралловыми, но образованными на вулканическом основании. Острова – это всего лишь вершины подводных гор и хребтов. Возможно, что в основании многих островов лежат и складчатые структуры. Более того, под Охотским морем до внутренней дуги Курильских островов известна утоненная, но еще контитентальная кора. И только в южной, наиболее глубинной части этого окраинного моря известна океаническая кора. Все это говорит о связи тектоники и магматизма. Существенное изучение океанического дна

приходится на середину 20 века, когда стали появляться данные по результатам глубинного бурения дна океанов, глубинного сейсмического зондирования, исследований с подводных обитаемых аппаратов, драгирование срединных океанических хребтов. Оказалось несостоятельным представление о том,что океаническое дно проедставляет собой базальтововую равнину, перекрытую мощной толщей океанических осадков. Стало известно, что осадконакопление на дне океанов протекает крайне неравномерно, вплоть до того, что имеется большое количество выходов коренных пород на поверхность. В настоящее время накоплены значительные материалы по магматизму всех трех океанов – Тихого, Атлантического и Индийского. По магматизму Тихого и Атлантического океанов большие интересы вызывают исследования супругов Энгель, английские исследователи много сделали для иучения магматитов Индийского океана, советская экспедиция на «Витязе»накопила большой материал по магматизму Тихого и Индийского океанов. Говоря о связе тектоники и магматизма океанов, прежде всего следует остановиться на некоторых закономерностях распространения вулканических аппаратов. Можно выделить три главные категории их:

1.Андезитовые страто - вулканы островных дуг. Эти вулканы располагаются вдоль сводов антиклинальных поднятий одиночных островных дуг или вдоль сводов антиклинальных поднятий внутренних островных дуг. Вулканические аппараты концентрируются вдоль линий разломов, разбивающих своды вдоль оси поднятий и поперек их простирания. Эти вуканы образуют «Тихоокеанское огненное кольцо»

2.Базальтовые щитовые вулканы гавайского типа, характерные для всего ложа Тихого океана, в пределах Индийского и Антлантического океанов. Вулканы этого типа хаотично расбросаны по всему пространству талассократонов, но в то же время они местами сконцентрированы в пределах сводовых поднятий ложа океана, образуя там вулканические хребты.Число вулканов здесь исчисляется тысячами.

3. Базальтовые и щитовые страто-вулканы срединно – океанических хребтов. Эти вулканы смыкаются своими основаниями, но вершины их обычно обособлены. Этот тип вулканов располагается вдоль разломов, рассекающих базальтовые плато и своды. Наиболее развиты такие вулканы в Исландии и в Индийском океане на о-ве Амстердам. По химическому составу лавы делятся на два главных типа: андезитовые, свойственные островным дугам, и базальтовые, характерные для океанического ложа. Последние по данным супругов Энгель являются толеитовыми, малокалиевыми. Базальты же срединноокеанических хребтов являются щелочными.

Помимо вулканических аппаратов на дне океана широко развиты выходы интрузивных основных и ультраосновных пород. Структуры, контролирующие размещение интрузивнах образований, различны.

1.Это сбросы, обрамляющие океанические поднятия типа широких сводов или глыбовых хребтов. Такие сбросы окаймляют хребет Шатского, Западно – Австралийский и Восточно – Индийский хребты Индийского океана.

2. Сбросы, обрамляющие краевые геосинклинальные желоба и связанные с ними краевые валы океанического ложа. Такие валы широко развиты по периферии Тихого океана, местами в Индийском и Атлантическом океанах.

3.Сбросы крупных региональных зон разломов (зоны разломов Меррей, Мендосино, Кларион в Тихом океане, зона разлома Оуэн в Индийском океане, многие широтные зоны разломов в Атлантическом океане.

4.Рифтовые ущелья Срединно – Атлантического, срединно – Индоокеанского и Срединно – Тихоокеанского океанических хребтов.

Экспедиции судна «Витязь» АН СССР (Удинцев, Чернышова,1965)позволили получить образцы горных пород, обнажающихся на гребнях рифтовых гор, на скалистых склонах ущелий, образцы из осыпей у подножий склонов ущелий. В результате установлено, что на гребне рифтовых гор преобладают базальтовые лавы, на склонах – базальты и габбро и серпентиниты, в нижней части склонов – серпентиниты и слабо серпентинизированные дуниты, гарцбургиты и лерцолиты. Все это

полнокристаллические крупнозернистые породы, массивные, иногда гнейсовидные породы с характерным проявлением катаклаза и пластических деформаций пироксенов. Базальты рифтовой зоны являются примитивными, бедными щелочами породами толеитового ряда а гипербазиты очень сходны с таковыми породами материков, но отличаются низким содержанием железа, высоким содержанием кремния и титана. Характерно высокое содержание меди в серпентинизированных породах. Температуа серпентинизации была близка к 450^0 С, а глубина серпентинизации по анализу теплового потока в рифтовых зонах составляла от 10 до 12 км. Большой интерес представляют осадки рифтовых зон. Они резко отличаются от обычных океанических ничтожной ролью биогенного, хемогенного и терригенного материала. Сопоставляя все изложенное о магматизме рифтовых зон, исследователи приходят к выводу, что в рифтовых зонах существует особая тектоническая область океана, отличная от окружающих тектонических плит, глыбовых хребтов и геосинклинальных систем.

19 Краткий обзор тектоники крупнейших регионов Мира [1]

19.1 Урал (Рисунок А.3). С учетом данных геолого-геофизических исследований (в том числе ГСЗ и КМПВ) в Уральском регионе, как и в смежных с ним областях, достаточно четко выделяются подкоровая часть – верхняя мантия («перидотитовый» или «эклогитовый» слой) и земная кора, в свою очередь расчленяющаяся на горизонтальные слои: нижний – «базальтовый», переходный – «диоритовый» сиалический – «гнейсово-гранитовый» и верхний – «осадочный» (И.Д.Соболев).

Поверхность верхней мантии – граница Мохо – залегает в восточной части Русской платформы и на востоке региона в области Зауралья – в восточной части Зауральского поднятия и западной части Тюменско-Кустанайского прогиба – на глубинах от 35 до 40 км, а в большей части

собственно уральских структур, включая и Предуральский краевой прогиб, от 40 до 48 и местами до 50 км. Наиболее глубокое залегание поверхности Мохо (от 48 до 50 км) намечается в восточной части Восточно-Уральского поднятия, где устанавливается одна из ступеней (резких погружений) этой поверхности. В целом ясно вырисовывается постепенное погружение поверхности Мохо под уральскими структурами со стороны Русской платформы и со стороны Западно-Сибирской плиты.

Мощность базальтового слоя земной коры в Уральском регионе меняется от 6 до 10 км в восточной части Русской плиты и от 15 до 17 км в зоне Зауральского поднятия от 20 до 27 км в зоне Центрально-Уральского и Восточно-Уральского поднятий и от 30 до 35 км в зоне Тагило-Магнитогорского прогиба. В целом мощность базальтового слоя неравномерна, но постепенно увеличивается с запада и с востока в сторону Тагило-Магнитогорского прогиба. Поверхность этого слоя – поверхность Конрада с запада от Русской платформы с глубины от 25 до 26 км, также постепенно, хотя и неравномерно поднимается к западному склону Предуральского прогиба, от глубины 17 до 18 км и далее на восток несколько погружается, достигая в Западно-Уральской внешней зоне 23-24 км, а затем к востоку вновь поднимается от 16 до 20 км в зоне Центрально-Уральского поднятия. С востока от Тюменско-Кустанайского прогиба и Зауральского поднятия с глубины от 15 до 16 км. она погружается к западу в зоне Восточно-Уральского прогиба до глубины 20 км и далее на запад, в сторону Тагило-Магнитогорского прогиба, постепенно вновь поднимается. В зоне Тагило-Магнитогорского прогиба поверхность базальтового слоя резко поднимается и глубина ее залегания здесь от 6 до 9 км.

Поверхности Мохо и Конрада явно дисгармоничны между собой: поверхность Мохо погружается в зонах Тагило-Магнитогорского прогиба и Восточно-Уральского поднятия, поверхность Конрада поднимается в тех же зонах.

Над базальтовым слоем лежит переходный – диоритовый (гранулитовый) слой. Максимальная мощность этого слоя от 10 до 12 км намечается в восточной части Русской платформы, в Западно-Уральской внешней зоне складчатости, а также в зоне Восточно-Уральского прогиба, минимальная от 3 до 5км – в зонах Предуральского прогиба, Восточно-Уральского и Зауральского антиклинориев, а также в зонах Тюменско-Кустанайского прогиба.

Сиалический слой в Уральском регионе вырисовывается по геофизическим данным достаточно четко. В восточной части Русской платформы ему отвечает раннедокембрийский кристаллический существенно гнейсо - гранитовый фундамент. По этим данным (в основном магнитометрическим и частью гравиметрическим), структуры фундамента подходят с запада к Уралу в субширотном и близких к ним направлениях и пересекают Предуральский прогиб, Западно-Уральскую внешность зону складчатости и Центрально Уральское поднятие, обрываясь у западной границы Тагило-Магнитогорского прогиба.

В крайней восточной части Русской платформы, в Среднем Приуралье (в зоне Камско-Башкирского поднятия) поверхность древнего кристаллического фундамента образует широкий Камско-Айский увал, вытянутый с северо-северо-запада на юго-юго-восток и на юг. В районе Кара-Тау глубина этой депрессии от 10 до 11 км, но в районе широтного течения р. Урал эта депрессия постепенно выполаживается и замыкается.

К востоку от Центрально-Уральского поднятия в области Уральской палеозойской эвгеосинклинали древний кристаллический фундамент с его «доуральскими» субширотными структурами не прослеживается. До возникновения и развития палеозойской эвгеосинклинали древний фундамент различной мощности (может быть, меньшей, чем на западе) распространялся и на эту область, по крайней мере в пределах Южного и большей части Среднего Урала. Однако при развитии эвгеосинклинали он, по-видимому, был почти полностью переработан с развитием в нем новых

основных структурных форм, подчиненных главным субмеридиональным тектоническим направлениям Урала.

Сиалический слой в области эвгеосинклинали представляет собой в значительной мере переработанный, древний кристаллический фундамент, при этом наиболее значительная его переработка с выплавлением больших масс гранитной магмы относится к зонам поднятий.

К сиалическому слою земной коры в области Уральской палеозойской эвгеосинклинали приходится относить сравнительно широко развитые в зонах поднятий мигматиты, гранито-гнейсы и крупные массивы гранитов. Максимальные мощности сиалического слоя в таком объеме относятся в рассматриваемой области к зонам поднятий и составляют от 8 до 14 км.

В Уральском регионе мощность древнего гнейсово-гранитового фундамента, составляющего «первичный» сиалический слой земной коры, по крайней мере основную его часть, уменьшалась с запада от Русской платформы на восток в сторону Западно-Сибирской плиты. В Тагило-Магнитогорском прогибе в зоне резкого поднятия базальтового слоя, сиалический слой, по данным геофизики, резко утончается, а на Среднем Урале в этой зоне прерывается.

Верхняя, осадочная, оболочка земной коры в рассматриваемом регионе наиболее просто устроена в восточной части Русской платформы. Здесь на раннедокембрийском кристаллическом фундаменте залегают отложения нижнебавлинской серии платформенного типа различной мощности, которые по возрасту условно рассматриваются как верхнепротерозойские. Все перечисленные платформенные отложения не дислоцированы или слабо дислоцированы и залегают горизонтально или почти горизонтально. В Предуральском прогибе с запада на восток степень дислоцированности всех этих отложений постепенно усиливается, и в восточном крыле прогиба они приобретают сложноскладчатое строение, приближающееся к строению палеозойских толщ Западно-Уральской внешней зоны линейной складчатости.

Доордовикские, но послерифейские образования с широко развитыми вулканогенными породами толеитового ряда представляют собой типичный геосинклинальный комплекс.

Весь комплекс рифейско-кембрийских толщ образует крупный геоструктурный этаж, отвечающий полному циклу геосинклинального развития древнего уральского подвижного пояса. Весь этот комплекс сложно дислоцирован с образованием различных по форме и размерам складок и разбит множеством разрывных нарушений различного характера.

На рифейско-кембрийском комплексе пород с повсеместным стратиграфическим и часто с резким угловым несогласием залегают ордовикские терригенные и карбонатные отложения, выше которых обычно согласно лежат силурийские и нижнедевонские отложения.

В Западно-Уральской внешней зоне складчатости средне- и позднепалеозойские отложения собраны в очень сложные складки в основном линейного типа, часто изоклинальные и опрокинутые на запад. Еще сложнее устроена верхняя осадочная оболочка земной коры на восточном склоне Урала и в Зауралье, в области Уральской палеозойской (ордовикско-позднепалеозойской) эвгеосинклинали.

Весь комплекс ордовикско-нижнекаменноугольных отложений является типичным эвгеосинклинальным.

В этом комплексе отложений в большей части эвгеосинклинали выделяются три структурных яруса, соответствующих трем этапам седиментации, магматизма и в целом развития эвгеосинклинали: ордовикско-раннедевонский, среднедевонско-раннетурнейский и позднетурнейско-серпуховский.

Указанные крупнейшие структуры первого порядка расчленяются также на очень крупные и сложные положительные и отрицательные структуры второго порядка – мегантиклинории и мегасинклинории.

Среди разрывных нарушений наиболее крупными и имеющими важное значение в строении восточного склона Урала и в развитии Уральской

палеозойской эвгеосинклинали являются глубинные разломы с приуроченными к ним интрузиями ультроосновных пород.

Многочисленны дизъюнктивные нарушения относительно неглубокого заложения. Большая их часть имеет субмеридиональное простирание и крутое падение на восток и запад.

Дизъюнктивные нарушения отмеченных типов развиваются в крыльях складчатых структур, иногда разграничивают их и обуславливают развитие грабенсиклиналей и горстантиклиналей.

Картина сложности строения верхней осадочной оболочки земной коры в области Уральской палеозойской эвгеосинклинали дополняется и значительно усиливается широким распространением крупных и мелких интрузий ультраосновной, основной и кислой магмы. Интрузии ультраосновной (главным образом дунит-гарцбургитовой) магмы приурочены к глубинным разломам и образуют целые пояса и цепи массивов. Главнейшие из этих поясов: Салатимский, расположенный в западном крыле Тагильского мегасинклинория на Среднем и Северном Урале, затем лежащие на его продолжении к северу Войкаро-Собский на Приполярном и Полярном Урале и к югу Таловско-Кимперсайский, Серовско-Маукский в восточном крыле Тагильского мегасинклинория и Сугомакско-Кацбахский в восточном крыле Магнитогорского мегасинклинория; Первомайский в Свердловском мегасинклинории, Непряхинский и Бишкильский в Армильско-Сухтелинском мегасинклинории; Сусанский (Алапаевский), Асбестовский, Муслюмовско-Красногорский и Успеновско-Павловский в западном крыле Восточно-Уральского прогиба; Тарутинско-Наследницкий в восточном крыле того же прогиба на Южном Урале и некоторые меньшие по размерам пояса в более восточных зонах.

Войкаро-Собский, Салатимский и Таловско-Кемпирсайский поясы располагаются в одной и той же зоне и даже в одной подзоне – в западном крыле Тагило-Магнитогорского прогиба, в сущности они могут, рассматриваться как единый хотя и прерывистый пояс, протягивающийся

почти на 200 км. Точно также можно рассматривать Серовсо-Маукский и Сугомакско-Кацбахский пояс, располагающийся в восточном крыле того же прогиба и протягивающийся почти на 1000 км. Примерно так же располагается в одних и тех же зонах и некоторые другие пояса, протягивающиеся на расстояние от 250 до 500 км.

Все эти пояса пересекают крупные структуры, приобретая на современной поверхности вид гигантских дайковых интрузий, хотя формы определенных массивов крайне различны: дайкоподобные тела, гарполиты и др. От этих крупных поясов отходят многочисленные ответвления, частью также секущие вмещающие породы несогласно, частью в виде силлов, а большинство в виде согласных залежей и факолитов различной формы, подчиненных в залегании складчатости вмещающих толщ и повторяющих в плане формы их складчатых изгибов.

Наиболее значительный пояс основных интрузивных пород – Платиноносный габбровый, протягивающийся в западном крыле Тагило-Магнитогорского прогиба от Полярного до Среднего Урала и имеющий продолжение в виде отдельных небольших массивов на Южном Урале. В этом поясе кроме габброидных пород присутствуют в виде небольших массивов дуниты и по-видимому, развивающиеся по ним пироксениты, а также другие метасоматиты. Нередко такие массивы имеют концентрически зональное строение с ядрами дунитов в центре и пироксенитами, а также габброидными породами по периферии (гора Соловьева, Кытлымские массивы).

С габброидными породами Платиноносного пояса тесно пространственно и видимо, генетически связаны кислые интрузивные породы натрового ряда (кварцевые диориты, плагиограниты) и кали-натрового (гранодиориты, граниты); в некоторых местах особенно в Кушвинском и Тагильском районах, с габбро ассоциируют сиениты. Большинство массивов кислых интрузивных пород Платиноносного пояса лежит к востоку от массивов габбро, но на Приполярном и Полярном Урале наблюдается более сложное

взаиморасположение тех и других. Весь комплекс пород Платиноносного пояса на Среднем Урале датируется в диапазоне силура – раннего девона с достаточно четкой последовательностью их формирования: ультраосновные, затем основные и наиболее молодые кислые породы.

Такие же ассоциации интрузивных пород развиты во многих других районах восточного склона Урала и Зауралья. В некоторых зонах и подзонах они образуют поясы массивов: Нертурский, Бурмантовский на Приполярном и Северном Урале, Катабинско-Ежовкий, Петрокаменский, Балтымский, Уктусский, Александровский на Северном Урале, Магнитогорский и другие на Южном Урале и в Мугоджарах. Но все они менее непрерывны и четко выражены, чем Платиноносный пояс, и скорее представляют цепи разобщенных массивов средних и небольших размеров, обычно лежащих на продолжении друг друга в пределах одной цепи. Возрастные взаимоотношения пород внутри этих поясов остаются обычно теми же, что и внутри Платиноносного пояса, но поясы в целом имеют различный возраст от силура до раннего карбона. Дунито-пироксенито-габбровые массивы, подобные массивам Платиноносного пояса (гора Соловьева, Кытлымские), устанавливаются в некоторых восточных зонах: Уктусский массив в Арсинско-Амурском синклинории на Южном Урале.

Как в силуре и девоне, так и в раннем карбоне достаточно надежно устанавливается комагматичность отмеченных интрузивных основных и кислых пород с эффузивами тех же возрастов. В большей части эффузивные формации по времени их образования опережают свои интрузивные комагматы, хотя местами этот разрыв во времени оказывается очень небольшим.

Принадлежность отмеченных кислых эффузивных (кварцевых альбитофиров, трахитовых, трахито-липаритовых и липаритовых порфиров) и интрузивных пород (кварцевых диоритов, плагиогранитов, гранодиоритов, гранитов и сиенитов) к базальтоидным формациям (продуктам базальтоидного магматизма) устанавливается не только пространственной их

близостью к основным породам (диабазам, спилитам, базальтовым порфиритам и габброидам), но и постепенным переходам между теми и другими и существованию непрерывных серий: в эффузивах - базальт-андезит-дацитовых, в интрузивах–габбро-диоритовых, диоритовых – кварцеводиоритовых, плагиогранитных или габбро-диорит-гранодиорит-гранитных, а также габбро-сиенит-диоритовых.

Образование перечисленных ультробазитовых и базальтоидных формаций относится к этапам геосинклинального развития Урала в палеозое. Некоторые из эффузивных (порфиритовые, трахитовые), а также габброидные интрузивные формации относятся к стадиям частных стабилизаций и частных инверсий, поэтому по характеру и составу они приближаются к орогенным и посторогенным формациям.

Чрезвычайно широко развитые в области Уральской палеозойской эвгеосинклинали позднепалеозойские гранитоиды относятся к этапу общей инверсии эвгеосинклинали, являются продуктами сиалического магматизма и составляют единую варисскую гранитную формацию. Крупные и многочисленные мелкие интрузии этих гранитоидов приурочены, в основном, к большим поднятиям, к подзонам антиклинальных структур и к конкретным антиклинальным структурам. Тем самым обуславливается распределение гранитоидных массивов в виде крупных поясов: Верхотурско-Верх–Исетского, Сысертско-Ильменогорского, Сосьвинско-Коневского, Челябинско-Суундукского, Адамовско-Мугоджарского, Красногвардейско-Камышловского, Шаимского, Ницинско-Шадринского, Прииргизского. По геофизическим данным, интрузии гранитоидов этой формации корнями связаны с сиалическим слоем земной коры. При этом большинство крупных массивов приближается к батолитоподобным формам, мелкие же массивы и тела имеют различные формы: акмолиты, лакколиты, штоки и др.

В варисских гранитоидах Урала устанавливаются более тесные асоциации, которые можно рассматривать как отдельные формации или (что, по мнению,

И.Д.Соболева и Д.С.Штейнберга более логично) как субформации; наиболее четко выделяются гранодиоритовая, гранитовая и аляскитовая (лейкогранитовая) субформации. В каждой из этих субформаций развиты различные гранитоиды как фациальные разности, но обычно при явном преобладании тех из них, по которым определяются названные субформации. Различные субформации слагают или части крупных массивов, или отдельные массивы. Но всюду или почти всюду устанавливается более раннее формирование гранодиоритовой субформации, затем следует собственно гранитовая, и более поздней является аляскитовая. Эти субформации отвечают разным субфазам тектогенеза и магматизма.

В особую субформацию (или формацию) можно выделить мигматит-гранитовую (или гнейсово-гранитовую), формирование которой происходило в течение длительного времени (со второй половины среднего палеозоя). В образовании этой субформации ведущую роль, по видимому, играли процессы метаморфизма и метасоматизма (небулиты) и подчиненную роль процессы частичного выплавления и кристаллизации выплавленных частей (анатектиты,). Образование мигматит-гранитовой и собственно магматических (интрузивных) гранитоидных субформаций обусловлено общими причинами: значительной активностью сиалического слоя, крупными тектоническими движениями и нарушением равновесия в этом слое и в низах верхней осадочной оболочки земной коры в стадии общей инверсии эвгеосинклинали и образования крупных поднятий и антиклинальных структур.

В особую субформацию выделяется также миаскитовая субформация, ограниченно распространенная (Вишневогорско-Ильменогорский, Мугоджарские комплексы), хотя вопрос о самостоятельности этой субформации еще не решен. По времени образования она находится между гранитовой и лейкогранитовой субформациями (домиаскитовыми и послемиаскитовыми гранитами в Вишневогорско - Ильменогорском комплексе). Каждая из рассматриваемых магматических формаций и

субформаций геосинклинальных и орогенных этапов развития Урала характеризуется особой геохимической и металлогенической специализацией.

19.2 Центральный Казахстан (Рисунок А.5)

Четко разделяется на две области по своей тектонической истории. Первая охватывает Центральный Казахстан и включает его юго-западную, западную и северо-восточную окраины. В этой зоне породы каледонского цикла разделяются на два комплекса. Нижний охватывает кембрий и ордовик, верхний – силур и нижний девон. Нижний кембрий сложен кварцитами, известняками, яшмами, различными вулканическими породами от основного до среднего состава. Средний и верхний кембрий сложены переслаиванием конгломератов, песчаников, сланцев, известняков. Ордовик в основании имеет основные эффузивы, туфы, туфопесчаники, выше – прослои известняков и кремнистых сланцев. Завершается разрез ордовика граувакковыми песчаниками.

Породы верхнего комплекса залегают в синклинориях. Силур почти полностью отсутствует. Нижний и средний девон представлены мощными лавовыми толщами разного состава, туфами, туфопесчаникаими, конгломератами, глинистыми и кремнистыми сланцами с прослоями известняков. Каледонская геосинклиналь Центрального Казахстана была расчленена на интрагеосинклинали и интрагеоантиклинали. В интрагеосинклинориях (межгорных прогибах) происходило накопление осадков в продолжении девона, карбона и перми. Девон и нижний карбон сложены в основном известняками. Средний, верхний карбон и пермь сложены терригенными отложениями, часто красноцветными континентального происхождения. Эти отложения залегают спокойно, почти горизонтально (Джезказган, Тенгисская впадина). Геосинклинальное

развитие Центрального Казахстана завершилось в каледонском цикле. Гранитные интрузии здесь имеют возраст не моложе нижнего палеозоя.
Далее наступил режим молодой платформы.

Внутренняя часть Центрального Казахстана отличается большими мощностями отложений и значительным развитием вулканитов. Отложения девона и карбона подверглись активной складчатости, пронизаны интрузиями гранитоидов верхнепалеозойского возраста. Это типичная герцинская геосинклинальная система. Центральным поднятием здесь является Балхашсский антиклинорий северо-западного простирания, в ядре которого обнажаются нижнепалеозойские породы, а на крыльях залегает нижний карбон.

19.3 Тянь – Шань

Северный Тянь-Шань относится к каледонскому циклу тектогенеза. Каледонская геосинклиналь включает Малый Каратау, Киргизский хребет, Таласский Улутау, Заилийский Каратау, Кунгей – Алатау. Большое прогибание было здесь в кембрии и ордовике, когда накапливались мощные толщи песчано-глинистых отложений. Далее сформировались центральные поднятия и нижнепалеозойские породы были смяты в голоморфные складки, пронизанные гранитоидными батолитами. Девон и карбон представлены маломощными континентальными и лагунными отложениями, слабо дислоцированными.
Средний и Южный Тянь-Шань, хребет Большой Каратау и Чаткальско-Нарынская зона, расположенная к северу от Ферганской депрессии, хребты Зеравшанский, Туркестанский, Гиссарский, Алайский, расположенные к югу от той же депрессии, принадлежат к герцинской геосинклинали, где большие прогибания развивались до нижнего карбона включительно, а с конца нижнего карбона формировались центральные поднятия, проявилась

складчатость и произошли внедрения крупных гранитных интрузий. Ферганская депрессия представляет в этой системе интрагеосинклиналь, превратившуюся в межгорный прогиб, активно прогибавшийся начиная со среднего карбона на фоне роста вокруг центральных поднятий.

Каледонский и герцинский Тянь-Шань отделены друг от друга «линией Николаева» - глубинным разломом. Альпийский цикл для Тянь-Шаня является временем платформенных и парагеосинклинальных условий, которые в конце палеогена сменились режимом тектонической активизации. Своеобразное положение занимает Ферганский хребет. После завершения герцинского цикла совместно с соседней Нарынской зоной здесь образовался глубинный Талассо-Ферганский разлом, вдоль которого в юрское время возник приразломный прогиб с мощным накоплением юрских осадков и инверсией в конце юры, сопровождающейся складчатостью.

19.4 Алтае-Саянская область

Эта область, расположена к востоку от Тянь-Шаня и охватывает Рудный и Горный Алтай, Западный Саян, Салаир, Томь-Колыванские горы, Кузнецкий Алатау, Горную Шорию. На этой огромной территории проявились как каледонские, так и герцинские геосинклинальные условия, но на большей территории они завершились в каледонском цикле. В Западном Саяне, Горном Алтае и Салаире в кембрии и ордовике происходило интенсивное прогибание земной коры с накоплением мощных толщ песчано-глинистых и карбонатных пород, содержащих большое количество покровов вулканитов основного состава. Одновременно в западной части Восточного Саяна, в районе Минусинской котловины, в Кузнецком Алатау, Горной Шории, в Центальной Туве формировался сильно сокращенный разрез кембрия, а ордовик вообще отсутствует. Следовательно, в каледонском цикле здесь существовыли две интрагеосинклинали и две интригеоантиклинали. В центре

этих выпуклых к северу дуг лежит Центрально-Тувинская интрагеоантиклиналь. Кроме того здесь выделяются интрагеосинклиналь Западного Саяна, интрагеоантиклинали Восточного Саяна, Горной Шории, Анюйско - Чуйская депрессия. В интрагеосинклиналях отсутствуют отложения силурийского возраста. В межгорных прогибах накапливались молассовые формации силура – красноцветные конгломераты, песчаники мощностью 2 км., а девонские красноцветные отложения имеют мощность в несколько километров. В Горной Шории и в западной части Восточного Саяна в конце девона началось опускание изолированных прогибов (Минусинская котловина), где накапливались позднедевонские красноцветные континентальные и лагунные отложения и вулканитов мощностью до 6 км. Другой такой прогиб возник на месте Анюйско-Чуйской депрессии с континентальными красноцветными отложениями мощностью до 4 км. Итак, в конце ордовика в Алтае-Саянской области проявилась частная инверсия с образованием центральных поднятий на месте интрагеосинклиналей и межгорных прогибов на месте интрагеоантиклиналей. Породы центральных поднятий интенсивно смяты в складки, а среднепалеозойские толщи прогибов испытали лишь глыбовые дислокации. Начиная с девона стал прогибаться Кузнецкий бассейн в виде межгорных прогибов.

Парагеосинклинальный характер герцинид ярко проявился в салаире. Здесь накапливались мошные толщи девона и нижнего карбона, изогнутые позже в крупные сундучные складки, пронизанные малыми интрузиями гранитоидов.

По границе Рудного и Горного Алтая, внутри Рудного Алтая образовались несколько продольных глубинных разломов, в зонах которых проявились интенсивное смятие пород и метаморфизм. Тектоническая зона Рудного Алтая имеет простирание с юго-востока на северо-запад. Скрывшись под молодыми осадками Западно-Сибирской низменности, эта зона под прямым углом поворачивает на северо-восток и обнажается в Томь-Колыванских

горах. Здесь снова интрагеосинклиналь поворачивает на северо-запад и опять погружается под молодые осадки вдоль р.Оби.

С конца нижнего карбона в Кузнецком бассейне накапливается многокилометровая песчано-глинистая угленосная толща, охватившая не только карбон, но и всю пермь. Вблизи поднятий породы интенсивно смяты в складки В альпийском цикле Алтае-Саянская область находится в платформенной стадии.

19.5 Памир

В пределах Памира выделяются следующие зоны с севера на юг: Таджикская депрессия, северный Памир, Центральный и южный Памир. Северный Памир, включающий хребты Дарваз и Заалайский, в герцинском цикле представлял собой интрагеосинклиналь, в которой накопились мощные толщи среднепалеозойских геосинклинальных осадков. В конце нижнего карбона в этой зоне образовалось центральное поднятие, к северу и югу от которого накапливались молассовые отложения особенно пермского возраста. Центральное поднятие расширялось к северу и югу от него формировались предгорные прогибы. В результате сформировались Таджикская депрессия на севере и Центральный Памир. Постепенно Таджикская депрессия превратилась в межгорный прогиб, который сохранялся и в альпийском цикле тектогенеза. Здесь накопились мощные толщи мезо-кайнозоя. По краям Таджикской депрессии накапливались триасовые и нижнеюрские красноцветные континентальные и лагунные толщи. В центральной части депрессии происходило чередование континентальных и морских отложений. Верхняя юра представлена карбонатными морскими фациями. Общая мощность юры – 2000 м. Отложения мела представлены глинами, мергелями морского, а к востоку – лагунно-континентального происхождения. Мезозойские и кайнозойские

отложения Таджикской депрессии дислоцированы в крупные складки. Центральный Памир в среднем палеозое представлял собой поднятую территорию, слагая крупную интрагеоантиклиналь, охватывающую и Южный Памир. В Центральном Памире присутствуют и вулканиты, но в основной массе здесь терригенные толщи, известняки и мергели. Южный Памир – это устойчивая интрагеосинклиналь типа срединного массива, на поверхность которого выходят древние граниты гнейсы и кристаллические сланцы.

Вместе с Тянь – Шанем в неогене и в четвертичное время Памир подвергся тектонической активизации.

19.6 Восточное Забайкалье

На небольшой площади Восточного Забайкалья выделяется прогиб, выполненный юрскими песчано-сланцевыми отложениями мощностью до 3500 м. На юго-западе этот прогиб обрезается разломом, отделяющим его от Айгинского поднятия, сложенного породами палеозоя. В верхней юре здесь произошло поднятие, регрессия моря и накопление континентальных отложений. Нижне- и среднеюрские отложения смяты в складки. Нижнемеловые отложения представлены песчаниками, конгломератами, сланцами, углями, вулканическими лавами и туфами, накопление которых происходило в узких грабенообразных прогибах. Все это – продукт альпийской геосинклинали.

19.7 Сихотэ–Алинь

В герцинское время здесь существовала интрагеосинклиналь, которая активно прогибалась в карбоне и нижней перми. В это время здесь

накопилась песчано-глинистая толща мощностью до 8000 м. К западу, в районе озера Ханка и реки Уссури существовала интрагеоантиклиналь. В конце нижней перми в синклинальной зоне сформировалось центральное поднятие, которое в наше время представляет Сихотэ – Алинский антиклинорий. По обе стороны от него образовались предгорные прогибы, в которых накапливались флишевые толщи, известняки и эффузивы верхней перми. Образование центрального поднятия в конце герцинского цикла тектогенеза сопровождалось интенсивным складкообразованием и гранитным магматизмом. Сильная складчатость проявилась в конце юры, в мелу – это новый гранитный магматизм. Важную роль в этом регионе играют глубинные разломы, разделяющие тектонические зоны.

19.8 Северо – Восток Евразии

Центральное положение в этом обширном регионе занимает Колымский срединный массив, в альпийском цикле представляющий крупную интрагеоантиклиналь. В хребтах Приколымском, Тасхаятах, Селеняхском, Полоусненском и Черского на поверхность выходят дислоцированные обломочные и вулканогенне палеозойские породы. Средняя часть массива опущена и сложена морскими и вулканогенными отложениями юры, угленосными континентальными отложениями нижнего мела, вулканогенными отложениями верхнего мела и палеогена. Общая мощность отложений юры и мела около 5000 м., они смяты в спокойные пологие складки и флексуры. Продолжением Колымского массива является Омолонский массив и далее –Тайгоносский массив, где к поверхности выходят древние докембрийские сильно метаморфизованные породы. Основная геосинклиналь располагается между Верхоянским хребтом на западе и Колымским массивом на востоке. В ней развита песчано-глинистая флишеподобная «верхоянская» толща перми, триаса и юры. В нижней перми

произошло прогибание вдоль оси Верхоянского хребта, а в верхней перми наоборот, поднятие в осевой части Верхоянского хребта. В триасе накапливались красноцветные терригенные толщи. В юрское время здесь накапливались мощные (до 3500м.)угленосные толщи.

К востоку от Колымского срединного массива вдоль берега Северного Ледовитого океана располагается Анюйско-Чукотская тектоническая зона. Крайняя северо-восточная часть Чукотского полуострова представляет собой еще один древний массив с выходами докембрийских и палеозойских пород. Это интрагеоантиклиналь в альпийской структуре.

19.9 Области тектонической активизации и океанизации (Рисунок А.6)

Тянь-Шань, Алтай, Саяны, Байкальское нагорье и Забайкалье подверглись альпийской активизации. Области, прекратившие свое геосинклинальное развитие в герцинском и даже в каледонском циклах тектогенеза, в неогене испытали возобновление очень контрастных вертикальных движений земной коры. Особенно ярко эти процессы проявились в развитии Байкальского нагорья и Западного Забайкалья. С нижней юры в Забайкалье возникают протяженные и узкие впадины северо-восточного простирания, ограниченные сбросами или крутыми флексурами и выполненные континентальными угленосными отложениями юры, нижнего мела, в переслаивании с базальтовыми лавами и туфами. Участки, расположенные между этими впадинами, представлены горстообразными поднятиями. Для впадин характерно наличие глыбовых конгломератов, что указывает на наличие в прошлом высоких горных сооружений. Дальнейшее развитие явлений активизации здесь проявилось в неогене и в четвертичное время. В это время на фоне большого байкальского нагорья возникла система крупных грабенов, среди которых – огромный грабен (континентальный рифт) Байкала.

Области, примыкающие к Тихому океану, находятся в сфере процессов океанизации. Это Охотский вулканогенный пояс, протянувшийся от Чукотки вдоль берега Охотского моря и далее на юг вдоль всего берега Приморья. Активное прогибание здесь началось в юре и развивалось в меловом периоде и палеогене. В это время происходили огромные излияния лав, переслаивающихся с озерными отложениями. Внедрялись многочисленные интрузии от габбро-диоритового до плагиогранитного состава. Вулканические извержения носили андезитовый и липаритовый состав. Формирование этой огромной по протяженности полосы связывается с образованием Тихого океана. Именно начиная с мела он испытывал значительные погружения. Именно здесь, очевидно, проходил мощный глубинный разлом, определивший западную границу океана.

Остров Сахалин имеет сложную историю. С конца герцинского цикла и до конца нижнего мела территория Сахалина входила в состав поднятия, располагавшегося к востоку от геосинклинали в Приморье, развитие которой завершилось воздыманием и складчатостью. Вслед за этим западная и южная части Сахалина и весь северный Сахалин начали прогибаться. Только в восточной части Сахалина сохранялось устойчивое поднятие. На широте г.Углегорска устанавливается континентальный режим, приведший к накоплению угленосных толщ. Только в южной и средней частях Сахалин можно считать принадлежащим к нормальной геосинклинальной зоне, которая является продолжением к северу Японской геосинклинали. Эта геоинклинальная зона выклинивается к северу.

В зоне океанизации лежат Камчатка и Курильские острова. В своем происхождении, по мнению В.В.Белоусова, Курилы представляют собой вулканическую дугу, связанную с образованием глубинного разлома, по которому поднимаются продукты вулканизма и около которого происходят вертикальные тектонические движения, приводящие к накоплению верхнемеловых и третичных осадочных отложений. В пределах Курильских островов проявился базальтовый и андезитовый вулканизм. В третичное

время формируются многочисленные интрузии кислого и среднего состава. По тектоническим нарушениям сбросового типа сформированы многочисленные блоки. В настоящее время северная часть Курильской дуги испытывает опускание, что связано с опусканием южной части Охотского моря..

Более сложно выглядит тектоника Камчатки. В герцинском цикле здесь располагалась геосинклиналь (Белоусов, 1955). Возможно, что ее простирание не отвечало современной форме полуострова. Альпийское развитие здесь началось с верхнего мела, когда начали накапливаться мощные вулканогенные толщи. Обломочные, морские и континентальные палеогеновые толщи накапливались в западной части полуострова, а преимущественно туфогенные в восточной его части. Море ушло с территории Камчатки в верхнем неогене. Мощности третичных и четвертичных отложений исчисляются несколькими километрами. В древнечетвертичное время активная вулканическая деятельность была приурочена к Срединному Камчатскому хребту, а на современном этапе она сосредоточилась на восточной окраине полуострова. Андезитовые и базальтовые излияния формировались на выровненных поверхностях неогеновых плато. На западном побережье полуострова господствуют сундучные складки глыбового происхождения. В других местах наблюдаются крупные пологие сводовые поднятия и депрессии. И только на севере, в Корякском хребте, известны более интенсивные дислокации меловых и неогеновых пород геосинклинального характера.

Иначе трактуют происхождение Курильской гряды сторонники концепции тектоники литосферных плит. По их представлениям это результат субдукции океанической коры, ее погружения под континентальную. При этом в зоне Заварицкого – Беньофа образуются глубинные разломы, рассекающие как океаническую, так и континентальную кору, и явившиеся каналами для движения магматических масс. По указанной концепции не

исключается и вариант, при котором возникновение вулканов – это результат активизации «горячих точек».

20 Краткий обзор тектоники крупнейших регионов мира

20.1 Азия [1], (Рисунок 7)

Альпийская складчатая зона в пределах зарубежной Азии протягивается через Турцию, Иран, Афганистан и Пакистан, Гималаи и частично Тибет, Бирму, о-ва Индонезии, Японию.

В пределах Турции эта геосинклиналь разделяется на широкую интрагеоантиклиналь (срединный массив) в середине и две интрагеосинклинали – Таврскую и Анатолийскую (или Понтийскую) – к югу и северу от нее. Срединный массив несет в своем строении все признаки герцинского развития. Он Сложен смятыми в складки и пронизанными гранитными интрузиями допалеозойскими и палеозойскими породами вплоть до нижнего карбона включительно. В конце нижнего карбона здесь образовалось герцинское центральное поднятие, ограниченное с севера и юга межгорными прогибами. Воздымание центрального поднятия было неравномерным. Выделяются Эгейский массив на западе Малой Азии и Галатский массив в ее центральной части как области наибольшего поднятия. Герцинское центральное поднятие в альпийском цикле стало интрагеоантиклиналью, а межгорные прогибы в альпийском цикле развивались как интрагеосинклинали. Между указанными Эгейским и Галатским массивами, в провинции Писидия, находящейся в юго-западной части Малой Азии, Таврская альпийская интрагеосинклиналь образует дугу, далеко выходящую на север.

Таврская и Анатолийская интрагеосинклинали прогибались с соответствующим накоплением осадков в течение триаса, юры и мела. Инверсия в них произошла в конце мела, когда в краевых прогибах стал

накапливаться флиш, относящийся к концу верхнего мела и эоцену. Олигоцен представлен лагунными и молассовыми отложениями. В стадию дальнейшего горообразования в миоцене и плиоцене на срединном массиве формировались изолированные озерные впадины, намечающие частичное превращение этой в общем устойчивой интрагеоантиклинали в межгорный прогиб. В результате раздробления и обрушения части срединного массива, в плиоцене произошло образование Эгейского моря с его архипелагом островов. Это обрушение сопровождалось вулканическими явлениями, продолжающимися в некоторых местах до сих пор.

Таким образом, Турция в тектоническом отношении является продолжением Балканского полуострова, а ее срединный массив – продолжением Венгерского и Македонско-Родопского массивов.

Та же схема строения альпийской геосинклинали сохраняется в Иране. Центрально-Иранское плоскогорье соответствует широкой интрагеоантиклинали (срединному массиву), образовавшемуся на месте герцинского центрального поднятия, а к северу и к югу от него располагаются интрагеосинклинали, превратившиеся в конце альпийского цикла в складчатые хребты. На севере – это хребет Эребус, переходящий к востоку в Хорасанские горы, а на юге – Загросские горы. Некоторое представление о развитии и строении северной ветви альпийской геосинклинали на этом ее отрезке можно получить из рассмотрения тектоники Туркмено-Хорасанских гор, приведенного в предыдущей главе. Сведения о геологическом строении Загросских гор слишком отрывочны.

Альпийская геосинклиналь ограничена на этом участке, как и в других случаях, передовыми прогибами. Большой практический интерес, в связи со своими богатыми нефтяными месторождениями, представляет южный передовой прогиб – Месопотамский. Его геологический разрез состоит из многокилометровой толщи эоценового флиша, лагунных отложений олигоцена и миоцена, континентальных молассовых отложений плиоцена. Здесь развита идиоморфная складчатость, глыбовая и нагнетания.

Месопотамский передовой прогиб с территории Ирана переходит к юго-востоку на территорию Ирака. Здесь его средняя часть занята современными аллювиальными отложениями рек Тигра и Евфрата. Озерные миоценовые и плиоценовые отложения выполняют отдельные прогибы на Центрально-Иранском плато. Среди них присутствуют эффузивные и интрузивные породы.

Территория Афганистана и Западного Пакистана, куда продолжается альпийская геосинклиналь, является наименее изученной частью Азии. Между тем, она представляет особый интерес в связи с происходящим в ее пределах изменением относительной роли в современном строении герцинской и альпийской тектоники. До сих пор, начиная от Альп в Европе и кончая Ираном, центральное поднятие герцинского цикла проявляло себя в альпийском цикле в качестве интрагеоантиклинали, которая полностью или частично опускалась в конце цикла, превращаясь в межгорный прогиб. В Афганистане этот межгорный прогиб сменяется по простиранию высоким горным хр. Гиндукуша, который дальше к востоку переходит в хр. Каракорума. Оба эти хребта сложены допалеозойскими и палеозойскими сильно дислоцированными и прорванными большими гранитными интрузиями породами. Тектонически они явно представляют собой герцинские центральные поднятия и, таким образом, являются непосредственно продолжением Венгерского, Македонско-Родопского, Турецкого и Иранского срединных массивов. Но здесь, в Гиндукуше и Каракоруме, герцинское центральное поднятие сохранило свое поднятие в течение всего альпийского цикла, а в самое последнее время его поднятие было еще более интенсивным благодаря влиянию тектонической активизации. То, что центральное поднятие герцинского цикла, перешедшее в альпийский цикл в качестве интрагеоантиклинали, не испытало превращения в конце альпийского цикла в межгорный прогиб, можно связать со слабостью развития альпийской геосинклинали на этом ее отрезке, т. е. на Памире на севере и в Пенджабе на юге. О слабом развитии альпийской

геосинклинали на Памире, где тектонический режим имеет, возможно, характер парагеосинклинального, говорилось в предыдущем разделе. Южно-Памирский массив, игравший роль интрагеоантиклинали по отношению к альпийскому прогибу Центрального Памира, принадлежит к той же системе древних поднятий Гиндукуша и Каракорума. Ослабление альпийского геосинклинального развития наблюдается в том месте, где вся альпийская геосинклиналь чрезвычайно сужена – против так называемого «Пенджабского клина», вдающегося в геосинклиналь с юга, со стороны платформы Индостана. С позиций контракционной гипотезы, а также гипотез мобилизма (плавания материков) предполагалось, что этот пережим альпийской геосинклинали вызван особенно сильным сжатием ее между сдвигающимися платформами – Индийской на юге и «Ангарской» на севере. Степень дислоцированности мезо-кайнозойских пород на этом отрезке геосинклинали свидетельствует как раз об обратном – о малой интенсивности тектонических сил, действовавших в течение альпийского цикла.

Продолжение альпийской геосинклинали и соответствующей складчатой зоны лежит в Гималаях и Тибете. Если альпийский возраст современной складчатой структуры Гималаев не подлежит сомнению, хотя формы этой структуры почти неизвестны, то относительно Тибета сохраняются неясности.

Состояние изученности Гималаев таково, что нет возможности представить их развитие даже в самых существенных деталях. Ясно, что в их зоне происходило геосинклинальное накопление отложений как каледонского и герцинского, так и альпийского циклов. Каковы взаимоотношения между этими циклами и условия перехода от одного к другому, неизвестно. Но несомненно, что поднятие альпийского цикла началось в конце эоцена. В начале олигоцена уже сформировался Индо-Гангский передовой прогиб, в котором накапливались мощнейшие толщи

олигоценового морского флиша и неогеновой континентальной молассы. Складчатые дислокации в Гималаях очень сложны.

В конце палеозоя – начале мезозоя закончила свое развитие поднятием герцинская геосинклиналь, которая занимала п-ов Индокитай, Малаккский полуостров и часть о-ва Борнео. У подножия этого поднятия со стороны современного Индийского океана образовался краевой прогиб, который в альпийском цикле развивался как интрагеосинклиналь. Этот прогиб протягивался через современную горную часть Суматры, Яву и многочисленные мелкие о-ва Индонезии (Бали, Ломбок, Сумбава, Флорес, Сумба, Тимор, Танимбара, Церам), образующие вытянутую к востоку дугу, окружающую море Банда, и заканчивающуюся на Целебесе. В интрагеосинклинали накапливались мезозойские отложения вплоть до верхнего мела. Среди этих отложений развиты как песчано-глинистые (флишевые) толщи, преобладающие в нижней части разреза, так и известняковые. В это время с севера этот прогиб был ограничен поднятием, которое занимало северо-восточную часть Суматры. Инверсия произошла в конце верхнего мела, когда сформировалось центральное поднятие (на Суматре – это современный Барисанский хребет), где слои смяты в складки и пронизаны гранитными батолитами.

Одновременно, по обе стороны от этого поднятия образовались передовые прогибы, в которых накапливались чрезвычайно мощные (от 7 до 8 *км*) отложения палеогена и неогена. Прогиб, обращенный в сторону Индийского океана, попал в сферу процесса океанизации и на последних стадиях своего развития превратился в глубочайший океанический ров, окаймляющий с юга всю островную дугу. В нем опускание не компенсировано накоплением осадков. Прогиб, расположенный с внутренней стороны островной дуги, выражен в мощных накоплениях терригенных третичных толщ, особенно широко развитых в Северо-Восточной Суматре, где с этими толщами связаны нефтяные месторождения. Складчатость в этом прогибе промежуточная (гребневидная) и идиоморфная.

Во время прогибания интрагеосинклинали происходили вулканические излияния обычного офиолитового типа. Новая вспышка вулканизма, на этот раз наземного, центрального типа, имела место в конце палеогена. С тех пор Индонезийский архипелаг представляет собой область чрезвычайно интенсивной вулканической деятельности.

Сведения о геологическом строении Борнео и Филиппинских островов слишком недостаточны, но так или иначе эти острова принадлежат по своему развитию к Индонезийской системе островных дуг первого типа. Что касается внутренних морей Индонезии, то частично, как, например, Малаккский пролив и Яванское море, они представляют собой результат развития внутреннего передового прогиба. Более глубокие моря Восточной Индонезии – Банда, Молукское, Целебесское, Сулу – являются, как мы думаем, результатом захвата этой территории процессом океанизации. На их месте в начале альпийского цикла находились, по-видимому, интрагеоантиклинали (срединные массивы), унаследованные от центральных поднятий герцинского цикла.

Остров Тайвань, принадлежащий к альпийской геосинклинальной зоне, представляет собой пологое обширное куполовидное поднятие с мезозойскими отложениями в ядре и третичными на крыльях. Западное крыло этого поднятия широкое, восточное – короткое, обрезанное сбросом.

Островные дуги Рю-Кю и Бонино-Марианские принадлежат к дугам второго типа.

Изучение истории тектонического развития Японии приводит к выводу, что в конце палеозоя произошло крупное поднятие земной коры в герцинской геосинклинали, лежавшей к западу от современных Японских островов в области современного Японского моря. Это поднятие постепенно распространялось к востоку и к началу мезозоя, захватило внутреннюю сторону Японских островов. Внешняя (восточная) часть тех же островов представляет собой альпийскую интрагеосинклиналь, которая испытала поднятие и голоморфную складчатость в течение нижнего мела. В конце

мела поднятия охватывают всю Японию. Они продолжаются и в палеогене, когда наблюдаются только местные ингрессии моря. Еще в течение всего палеогена Япония была частью Азиатского материка и Японское море не существовало. Последнее образовалось только в миоцене, когда происходило также раздробление Японии на отдельные крупные и мелкие острова. Японское море очень молодое – четвертичного возраста. Восточно-Китайское море опустилось не позже плиоцена.

Складчатые дислокации в Японии в течение палеогена и неогена носили преимущественно промежуточный и прерывистый характер (сундучные складки, брахиантиклинали, купола). С внешней стороны японские острова окаймлены глубоководной океанической рытвиной, заложенной как передовой прогиб, но потом вовлеченной в быстрое опускание в связи с распространением океанизации.

Альпийская платформа зарубежной Азии имеет разнородное строение. В ее состав входят участки, расположенные главным образом на докембрийском и герцинском складчатом основании. Участки на каледонском складчатом основании занимают подчиненное положение.

Герцинское складчатое основание широко развито на территории Монголии и Китая, а также в Индокитае.

Почти вся территория Монголии, кроме нескольких небольших участков на севере, принадлежит к альпийской платформе на герцинском складчатом основании.

В ядрах интрагеоантиклиналей обнажаются породы каледонского комплекса – кембрийские и ордовикские, а также докембрийские. Нижний палеозой сложен преимущественно песчано-глинистыми отложениями, претерпевшими заметный метаморфизм. Интрагеосинклинали и интрагеоантиклинали на территории Монголии образуют пологие дуги, выпуклые к югу, имея юго-восточное простирание в Западной Монголии, широтное – в Центральной, и северо-восточное – в Восточной.

В конце нижнего карбона сформировались центральные поднятия, проявились складчатость и гранитные интрузии. Отложения среднего, верхнего карбона и перми накапливались уже в межгорных прогибах. Это преимущественно терригенные отложения, частично морские, частично лагунные и континентальные, местами пестроцветные. Мощность их достигает 4,5 *км*. Они испытали только идиоморфную складчатость в форме брахиантиклиналей.

Отложение мезо-кайнозойских пород на территории Монголии происходило полностью в континентальных условиях. С начала юрского периода эта территория вступает на путь весьма своеобразного развития, которое выразилось в формировании многочисленных обширных тектонических депрессий, выполненных озерными и вулканогенными (базальтами, порфирами, порфиритами) юрскими породами, мощностью в несколько тысяч метров.

В конце юры в этих прогибах, в местах их максимального прогибания, образовались крупные сводовые и сундучные поднятия, ограниченные разрывами и флексурами. За их пределами в остаточных прогибах накапливались нижнемеловые грубообломочные и угленосные отложения мощностью также в несколько километров, нарушенные позже брахискладками и сундучными поднятиями. Пестроцветный верхний мел образует только очень пологие идиоморфные купола, а пестроцветные третичные отложения залегают уже совершенно спокойно.

Каледонский складчатый фундамент на территории Монголии известен в северных районах последней, примыкающих к Западному Саяну и Горному Алтаю.

На территории Китая герцинский складчатый фундамент присутствует в Тянь-Шане, в хребтах Куэнь-Луня, Нань-Шаня, Цинь-Линя, в Сино-Тибетских горах. Депрессия Такла-Макан, «Ганьсуйский коридор», Ордос, Центральный и Южный Китай представляют собой альпийскую платформу на докембрийском основании. Последнее обнажается в Северо-Восточном

Китае, на Шаньдунском полуострове, а также в Корее. Платформенный чехол на этой платформе начинается с верхнепротерозойских синийских отложений. Только в районе Нанкина на небольшой площади существует каледонское складчатое основание. Этот участок альпийской платформы разделен на ряд антеклиз и синеклиз, сформировавшихся в разное время. История колебательных движений в некоторых из них носит следы изменения знака движений. Например, Ордос представлял собой субгеоантиклиналь в течение почти всего палеозоя и стал субгеосинклиналью, начиная с пермского периода. В течение всего палеозоя Сычуань был субгеоантиклиналью и превратился в глубокую субгеосиклиналь в мезозое. Только в палеозое на Китайской платформе накапливались морские отложения, все мезо-кайнозойские осадки являются континентальными. Прогибание было всегда более интенсивным в южной части платформы (к югу от хр. Цинь-Линь), чем в северной, где в разрезе наблюдаются большие перерывы: там отсутствуют отложения готландия, девона, нижнего и среднего карбона.

В развитии платформы отчетливо выражены каледонский и герцинский циклы, начинающиеся прогибанием и заканчивающиеся поднятием с соответствующей сменой формаций: нижний и средний кембрий – преимущественно терригенные, верхний кембрий и ордовик – преимущественно известняки, готландий – терригенный (в Северном Китае отсутствует); в основании трансгрессивной серии девона – терригенные, выше – известняки девона и карбона (в Северном Китае – угленосные отложения); в Южном Китае нижняя пермь – известняки, верхняя пермь – угленосные отложения, триас – лагунная формация с доломитами и солью, рэт – красноцветные молассы; в Северном Китае верхний карбон и нижняя пермь – озерные отложения, верхняя пермь и триас – грубые молассы.

В течение альпийского цикла Китайская платформа развивается своеобразно. Юра представляет собой время выровненного рельефа и широких озерных бассейнов. В течение мела наблюдается отложение грубых

красноцветных отложений. В то же время происходит резкая тектоническая дифференциация платформы, которая расчленяется разрывами на огромное количество глыб, поднимающихся и опускающихся относительно друг друга. В это время образовалось много сундучных складок, горстов и грабенов. С тектонической дифференциацией связан интенсивный вулканизм и необычный для платформ процесс образования гранитных интрузий в зоне, прилегающей к Тихому океану на юго-востоке Китая.

В течение того же мелового периода в приморской части Северо-Китайской низменности и в области Маньчжурской равнины начался процесс опускания земной коры, распространявшийся от берега моря внутрь материка. В этой области опускания накопление носило только континентальный характер. Палеогеновый период был временем постепенного затухания движений и отложения озерных осадков. Опускание прибрежных равнин с континентальным накоплением продолжало распространяться вглубь материка. Неогеновый и четвертичный периоды характеризовались в основном сочетанием двух процессов: опусканием Маньчжурской равнины и Северо-Китайской низменности, с одной стороны, и поднятием внутренней горной части материка – с другой. Этот последний процесс поднятия захватил хребты Цинь-Линь, Нань-Шань, Куэнь-Лунь, Сикан, а также всю область Тибета и Гималаев. Он представлял собой процесс тектонической активизации, охвативший в новейшее время огромную территорию в Центральной Азии. Опускание же равнин на востоке отражает общий процесс опускания всей огромной впадины Тихого океана, а конкретнее – процесс дальнейшего развития опускания на месте Японского и Северо-Китайского морей.

На территории Индокитая внутри герцинской геосинклинали выделяется большой срединный массив (устойчивая интрагеоантиклиналь), занимающая восточную половину Таиланда, южный Лаос и большую часть Камбоджи (плато Корат). Этот массив сложен докембрийскими кристаллическими и метаморфическими породами, покрытыми

маломощными горизонтально залегающими верхнепалеозойскими и грубообломочными красноцветными триасовыми отложениями, а также лагунно-континентальными кайнозойскими осадками. С севера, запада и востока это срединный массив, превратившийся частично в конце герцинского цикла в межгорный прогиб.

Как на западе – на Шаньском плато, так и на востоке – во Вьетнаме располагаются передовые прогибы герцинской геосинклинали, где большую роль играют молассовые красноцветные отложения триаса.

Докембрийский складчатый фундамент, кроме Китайской платформы, известен на юго-западе Азии, где в ее пределы заходит древняя Африканская платформа, а также в Индии.

Часть Африканской платформы, находящаяся на территории Азии, называется Аравийской платформой. Она расположена к юго-западу от Месопотамского передового прогиба и охватывает территорию Ирака, Саудовской Аравии, Сирийского района, Объединенной Арабской Республики, Трансиордании, Ливана, Израиля. Ядром этой области является Аравийский щит, сложенный на поверхности кристаллическими и метаморфическими породами докембрия. На северном и северо-восточном склонах щита с очень пологим уклоном залегают платформенные отложения юры, мела и палеогена, сложенные преимущественно известняками с общей мощностью до 2500 *м*.

По направлению к Средиземному морю – на территории Трансиордании и Израиля – триасовые и юрские морские отложения сменяются континентальными. В более северных районах Сирии и Ливана юра представлена морскими карбонатными породами.

На склонах Аравийского щита мезозойские отложения образуют пологие валы и купола идиоморфного типа. В Присредиземноморье в тектонике большую роль играют глыбовые движения. Эта часть Передней Азии нарушена огромным количеством различно ориентированных сбросов, смещения по которым превратили страну в мозаику приподнятых и

опущенных глыб. В качестве основного структурного элемента выделяется грабен Мертвого моря, являющийся северным ответвлением большого грабена Красного моря. Будучи выражен то в большем, то в меньшем опускании, этот грабен прослеживается на север вплоть до предгорий Тавра.

Основная часть Индийской платформы сложена на поверхности архейскими кристаллическими и метаморфическими сильно дислоцированными породами. Простирание складчатости в них в разных местах различно: преобладают северо-восточные и северо-западные простирания. По-видимому, здесь развиты архейские геосинклинали разного возраста, пересекающие друг друга.

С резким угловым несогласием на архейских породах залегают толщи, относимые к протерозою, значительно менее метаморфизованные, чем архейские породы, и слабо дислоцированные. Представлены кварцитами, сланцами и известняками.

20.2 Африка

Огромный материк Африки почти целиком представляет собой древнюю платформу. Лишь в северо-западном углу материка на территории Марокко, Алжира и Туниса, а также на крайней южной оконечности – в Южно-Африканском Союзе – известны альпийские и герцинские складчатые области.

Альпийская геосинклиналь занимает в северо-западной части Африки горы Рифа и Атласа, за исключением расположенного на юго-западе этой последней цепи Анти-Атласа. Альпийская геосинклиналь может быть разделена на несколько зон. На севере Алжира и Туниса узкой полосой вдоль берега моря протягивается Кабильская зона, где на поверхность выходят древние метаморфические и палеозойские породы, тогда как отложения альпийского цикла имеют меньшую мощность и характеризуются неполным

разрезом. Мезозой представлен преимущественно известняками а эоцен – флишевой формацией. В альпийской геосинклинали эта зона являлась интрагеоантиклиналью. Возможно, что она представляет собой край того срединного массива, существование которого предполагал В.В.Белоусов на месте западной части Средиземного моря и остатками которого являются Корсика и Сардиния.

Южнее Кабильской зоны располагается Телльская зона, являющаяся главной интрагеосинклиналью. Здесь наблюдается полный разрез мезозоя. Триас представлен красноцветной гипсоносной и соленосной толщей. Юра и мел сложены преимущественно известняками и мергелями, которые к северу, к интрагеоантиклинали Кабильской зоны и к югу, к интрагеоантиклинали Высоких Плато – сменяются терригенными фациями. Последние особенно широко были развиты в конце среднего эоцена. Верхнеэоценовые и олигоценовые отложения накапливались только в южной части зоны, имея характер частичного флиша, частично молассы.

Южнее находится зона Сахарского Атласа, где маломощные мезозойские отложения представлены главным образом терригенными породами, причем нижний мел является преимущественно континентальным.Южнее лежит Сахарская платформа.

Полная складчатость, сопровождаемая тектоническими покровами, наблюдается только в Телльском Атласе. Кабильская зона характеризуется глыбовыми дислокациями. Зона Высоких Плато является местом развития сундучных складок. Это – типичная парагеосинклиналь. Сахарский Атлас характеризуется развитием гребневидных и идиоморфных складок и по своему положению и развитию миоценовых континентальных моласс представляет собой передовой прогиб. Миоценовые морские и континентальные отложения накапливаются также на побережье средиземного моря, где Кабильская интрагеоантиклиналь испытывала опускание, после того как в Телльской интрагеосинклинали произошла инверсия. Всюду, где развит гипсоносный и соленосный триас, а именно в

Телльской зоне, в Высоких плато и в Сахарском Атласе, его присутствие сильно влияет на характер дислокаций и приводит к формированию складок нагнетания и тектонических покровов, связанных с выжиманием на поверхность пластичных пород по скользкой подстилке тех же пород, а также – к образованию на южной периферии складчатой зоны гребневидных складок нагнетания и диапировых куполов.

В западной части этой горной системы между интрагеосинклиналью Рифа (являющейся продолжением на восток Телльской интрагеосинклинали) и парагеосинклинальной зоной Высоких Плато располагается так называемая Марокканская Мезетта, в тектоническом отношении представляющая собой срединный массив (интрагеоантиклиналь), сформированный в качестве поднятия еще в герцинском цикле. Он расширяется в сторону Атлантического океана и выклинивается к востоку.

В юго-западной части горной системы Атласа – в Антиатласе – на поверхность выходит складчатый палеозой, прикрытый спокойно залегающими слоями мезозоя малой мощности. В этом месте Африканская платформа имеет герцинский складчатый фундамент.

Герцинский складчатый фундамент, как указывалось, развит также на крайней южной оконечности материка. Здесь герцинская складчатая зона занимает узкую полосу, протягивающуюся параллельно побережью и вместе с последним имеющую широтное простирание на юге (от Кейптауна до Порт-Элизабет) и меридиональное на западном и восточном побережьях Южной Африки. Отложения Капской системы состоят из нижней тирригенной свиты континентального происхождения, относимой к верхнему силуру и нижнему девону, средней морской песчано-глинистой толщи, принадлежащей к верхней части нижнего девона и, верхней тиррегенной континентальной толщи, возраст которой, по-видимому, охватывает время от среднего девона до нижнего карбона включительно. Эти отложения, имеющие общую мощность около 3000 *м*, смяты в голоморфные складки. Не приходится сомневаться в том, что в этой полосе мы наблюдаем окраинную

часть герцинской складчатой зоны, основная часть которой находится в настоящее время под водами океана.

Древняя Африканская платформа имеет различный возраст своего складчатого фундамента. Наиболее широко развит архейский фундамент, сложенный гнейсами, гранитами и различными метаморфическими породами. Среди архейских пород имеются толщи разного возраста, которые были смяты в складки в разное время. При этом можно констатировать, что складчатые зоны разного возраста имеют разное простирание и пересекают друг друга. Так, в южных районах Конго, по-видимому, более древними являются простирания северо-западные, а их пересекают более молодые – северо-восточные. В Южном Конго к ним относятся образования системы Катанга, представленные главным образом терригенными отложениями. В области их распространения участки спокойного залегания чередуются с полосами интенсивной складчатости.

В Южной Африке верхние толщи докембрия начинаются отложениями Витватерсрандской системы, представленными кварцитами (в том числе железистами), гравелитами и конгломератами. В них развиты диабазовые пластовые интрузии. Мощность толщи колеблется в широких пределах и местами достигает 7 *км*. Эта толща образует обширные пологие прогибы и куполовидные поднятия. В некоторых случаях на крыльях куполов слои залегают круто и даже опрокинуты. Особенно интересной структурной формой является Вредефортский купол, расположенный на р. Вааль. Этот купол правильных округлых очертаний, имеющий диаметр около 50 км, окаймлен слоями Витватерсрандкой системы, поставленными круто или даже опрокинутыми, в связи с чем купол приобретает грибообразное строение.

Витватерсрандская система покрывается системой Вентерсдорп, сложенной преимущественно вулканогенными породами (основными лавами и пирокластическими породами) и обнаруживающей такое же залегание, как предыдущая система.

Далее следует Трансваальская система, образующая в центральном Трансваале обширную пологую мульду. Эта система сложена как известняками и доломитами, так и сланцами и кварцитами. Ее мощность исчисляется многими километрами. В центре мульды она покрывается внедрившимся в самые верхние ее слои огромным лополитом Бушвельдского магматического комплекса, имеющим протяженность на поверхности с востока на запад 480 *км*. Этот массив состоит из норита и красного гранита и считается классическим объектом для изучения процесса дифференциации магмы. Предполагается, что к этой фазе магматической деятельности относится «Великая дайка Родезии», которая протягивается прямолинейно в северо-северо-восточном направлении на расстоянии почти в 500 *км*, имея ширину от 5 до 10 *км*. Эта необычная интрузия сложена перидотитом, пироксенитом и норитом.

Более молодой, чем Трансваальская, является система Ватерберг, сложенная кварцитами, гравелитами и песчаниками характерной пурпуровой и фиолетовой окраски. Мощность этой системы достигает 3000 *м*. Она испытала лишь очень пологие дислокации платформенного типа, но местами нарушена более резкими сундучными поднятиями. Со свитой связаны андезиты и базальты, а также щелочные интрузии.

На внутреннем плато Юго-Западной Африки почти горизонтально залегает система Нама, сложенная кварцитами и доломитами.

Все перечисленные послеархейские отложения отвечают длительному этапу перехода от типичного геосинклинального состояния, существовавшего в архее, к типичным условиям древней платформы, установившимся в конце протерозоя. Все последующие отложения накапливались уже в платформенной обстановке. Накопление их происходило в нескольких субгеосинклиналях. С юга на север выделяются следующие субгеосинклинали, выраженные в современной структуре в виде синеклиз: Капской, Калахари, Конго и обширной субгеосинклинали, занимающей северную часть континента, условно называемой Сахарской.

Капская субгеосинклиналь, образовавшаяся на основе передового прогиба герцинских Капских гор, выполнена отложениями системы Карру. Это континентальная с растительными остатками песчано-глинистая толща, начинающаяся внизу древней мореной – тиллитом - и заканчивающаяся вверху базальтовыми лавами. По возрасту эта система охватывает время от верхнего карбона до нижней юры включительно. Мощность системы Кару очень велика у подножия капских гор, т.е. в передовом прогибе последних. Там она, возможно, достигает 10 000 *м*. Слои системы Кару залегают горизонтально. Среди них в большом количестве встречаются пластовые залежи и дайки долеритов.

Система Кару выполняет также и синеклизу Конго. Но здесь она охватывает более широкий стратиграфический интервал, включая в верхней своей части верхнюю юру и верхний мел. В одном ярусе последнего обнаружены остатки морских рыб. Палеоген представлен континентальными полиморфными песчаниками, образовавшимися в пустынных условиях, а неоген – серией охристых песков.

Синеклиза Калахари является значительно более молодой, чем предыдущие, и в ней на докембрийском основании непосредственно залегают третичные континентальные пески.

Следует отметить образование в Южной Африке кимберлитовых трубок, относящихся, вероятно, к верхнему мелу.

Сахарская синеклиза имеет неоднородное строение. Внутри нее существуют поднятия, антеклизы второго порядка, на которых на поверхность выходит докембрийский фундамент. Это – антеклиза (второго порядка), или щит Регибатский, в западной части Сахары и антеклиза, или щит Туарегский, в центральной части Сахары. После перерыва несогласно и спокойно на докембрии залегают палеозойские породы, возраст базальных горизонтов которых становится более молодым при продвижении с запада на восток. В Западной Сахаре отложение платформенного чехла начинается с кембрия, в Центральной Сахаре – с ордовика, а в западной – с верхнего

девона или карбона. Одновременно, с продвижением к востоку возрастает роль континентальных фаций в разрезе. Максимальная трансгрессия наблюдалась в силуре. В конце нижнего карбона море постепенно уходит с территории Сахары и последняя осушается. В конце палеозоя образовалось большое количество пластовых интрузий и даек долерита. Все палеозойские отложения имеют небольшую мощность и залегают спокойно, падая под ничтожными углами от выходов докембрия во все стороны. Накопление в Сахарской синеклизе возобновилось в начале мела. Здесь отлагались континентальные нижнемеловые «нубийские» песчаники, а в течение верхнего мела и эоцена в северной части синеклизы, преимущественно в средней и восточной Сахаре, отлагались морские известняки и мергели. С конца эоцена морские условия сохранились лишь на севере Восточной Сахары – в Ливии и Египте. В течение олигоцена и миоцена море постепенно отступало к современному побережью. В конце неогена, а также в течение древнечетвертичного времени имели место излияния базальтов на Туарегской антеклизе второго порядка.

Мезозойские и кайнозойские отложения в Сахарской синеклизе залегают совершенно спокойно, за исключением района, лежащего между низовьями Нила и Красным морем, где известны сундучные складки в мезо-кайнозойских толщах.

Замечательной особенностью строения Африки является Великая система грабенов на востоке материка.

20.3 Австралия и Новая Зеландия

Новая Зеландия относится к альпийской геосинклинали и в современной структуре является островной дугой первого типа. Древнейшие породы Новой Зеландии представлены архейскими гнейсами и метаморфическими сланцами. Дальше следуют мраморы и граптолитовые

сланцы ордовика. С угловым несогласием, указывающим на каледонскую складчатость, на них залегают известняки и битуминозные сланцы готландия и нижнего девона. Далее следуют известняки и метаморфические сланцы нижнего карбона и ледниковые отложения верхнего карбона и перми. Триас представлен преимущественно континентальными отложениями с флорой. Юра сложена морскими песками и мергелями.

Большое количество разрывов разделило Новую Зеландию на множество блоков. Одному разрыву, протягивающемуся вдоль всей Новой Зеландии, придается особое значение: некоторые исследователи видят в нем грандиозный правый сдвиг. Однако доказательства сдвиговой природы этого разрыва не могут считаться убедительными.

Через новую Каледонию альпийская складчатая зона Новой Зеландии протягивается на Новую Гвинею, строение которой, однако, еще слишком плохо известно.

Восточная часть Австралийского материка – Восточно-Австралийские горы – является зоной герцинской складчатости. Возможно, что крайняя западная полоса этого горного сооружения должна быть отнесена к каледонской складчатости. Здесь на сильно смятых в складки ордовикских граптолитовых сланцах спокойно залегает готландий, сложенный песчаниками и известняками. В основной части Восточно-Австралийских гор он покрывается нижним девоном, в составе которого преобладают кислые вулканогенные породы. Средний девон сложен известняками, а верхний девон представлен континентальными песчаниками с флорой. Силурийские и девонские отложения смяты в складки. Несогласно на них и значительно более спокойно залегают континентальные отложения карбона, среди которых существенное место занимают ледниковые фации. Последующие отложения перми, юры и мела, представленные континентальными отложениями, образовывались уже в платформенных условиях. Степень изученности Австралийских гор не позволяет выявить в них хотя бы основные закономерности развития.

Остальная часть Австралии является древней платформой. Почти на всей ее территории складчатый фундамент имеет архейский возраст и представлен гнейсами, кристаллическими сланцами и гранитами. На юге Австралии известен протерозой, залегающий на архее несогласно. Нижний протерозой сложен кварцитами, филлитами, известняками и подвергся некоторой складчатости. Верхний протерозой представлен кварцитами, глинистыми сланцами и моренными накоплениями. Он залегает горизонтально.

Докембрийский фундамент покрыт маломощными горизонтально лежащими отложениями кембрия (песчаники, глинистые сланцы, известняки), ордовика (песчаники и глины), верхнего карбона (тиллиты), перми (угленосная толща). Морская юра известна на западном побережье Австралии. В центральной Австралии очень широким распространением пользуются меловые отложения, которые выполняют огромную синеклизу, наложенную как на платформу, так частично и на складчатую зону Восточно-Австралийских гор. Нижний мел сложен глинами, мергелями, известняками и песчаниками до 600 *м* мощности. Верхний мел и эоцен сложены пустынными пестрыми песчаниками. Более молодые отложения встречаются лишь кое-где в береговой полосе.

20.4 Северная Америка (Рисунок А.8).

Материк Северной Америки имеет форму треугольника, сходящегося к югу. Вдоль западной стороны треугольника протягивается складчатая система Кордильер альпийского возраста. Вдоль восточной стороны тянутся Аппалачи – складчатая зона герцинского и каледонского возраста. Вся внутренняя часть треугольника занята платформой на докембрийской складчатой основе. На севере складчатый фундамент выходит на поверхность (Канадский щит), а на юге – на территории США – он прикрыт

чехлом осадочных, преимущественно палеозойских, но также и мезо-кайнозойских пород. Прибрежная Атлантическая полоса, продолжающаяся также по северному побережью Мексиканского залива, представляет собой внутреннюю впадину, связанную по нашим предположениям с формированием Атлантического океана.

Главнейшими литературными источниками по тектонике Северной Америки являются: А. Ирдли, 1954; Гарфиас и Чапин, 1956; Шейнманн, 1956, 1957, 1958, Бакиров, 1959.

Альпийская складчатая зона, как было сказано, занимает полосу вдоль западного побережья Северной Америки. Ширина этой полосы достигает 1600 км. Осевая часть ее занята тектонической зоной «Большого Бассейна», являющейся широкой устойчивой интрагеоантиклиналью (срединным массивом). Большие мощности палеозоя, достигающие 9000 *м*, указывают на то, что здесь в течение каледонского и герцинского циклов располагалась интрагеосинклиналь. Инверсия с образованием центрального поднятия в ней произошла в конце нижнего карбона: большие мощности среднего и верхнего карбона и перми накапливались к западу и востоку от этого поднятия. Герцинское центральное поднятие перешло в альпийский цикл в качестве интрагеоантиклинали. На ней триасовые и юрские отложения развиты отдельными небольшими пятнами и имеют малую мощность. Они представлены континентальными фациями. Эти отложения вместе с подстилающим их палеозойским складчатым фундаментом нарушены множеством сбросов и разделены на горсты и грабены, вытянутые по простиранию всей зоны. В грабенах накапливались грубообломочные континентальные третичные отложения. Оседания по сбросам привели к возникновению в пределах Большого Бассейна бессточных впадин. Срединный массив Большого Бассейна представляет собой арену интенсивного неогенового и четвертичного вулканизма. Плато Колумбия, занимающее штаты Вашингтон, Орегон и северную часть Калифорнии, представляет собой огромное поле развития миоценовых, плиоценовых и

четвертичных базальтов, скрывающих строение зоны Большого Бассейна и других прилегающих зон. Формирование центрального герцинского поднятия сопровождалось образованием двух краевых прогибов по обе стороны от него. Оба эти прогиба продолжали развиваться в течение альпийского цикла. На востоке лежит прогиб Скалистых гор, на западе – прогиб Сьерра-Невады.

В прогибе Скалистых гор можно выделить внутреннюю и внешнюю части. Внутренняя часть находится в непосредственной близости к интрагеоантиклинали Большого Бассейна. Она характеризуется большой мощностью триасовых и юрских сланцевых и известняковых отложений. В конце юры здесь имело место поднятие с образованием голоморфной складчатости, осложненной надвигами с движением на восток. Триасовые и юрские отложения в штате Айдахо прорваны большим гранитным батолитом. Несомненно, что эта зона является для альпийского цикла интрагеосинклиналью. К ней относятся, например, горы Уозэч.

Внешняя часть прогиба Скалистых гор имеет несколько иной характер. После накопления небольшой мощности палеозойских пород платформенного характера, здесь откладывались частично континентальные породы триаса и юры, мощность которых измеряется несколькими сотнями метров. Нижний мел также маломощен и сложен континентальными фациями. Чрезвычайно большой мощностью отличается верхний мел достигающий местами 7000 *м*. Он сложен песками, а также угленосными свитами. Он является преимущественно континентальным, но к востоку переходит в морские фации. Уже в мезозое со дна этой части прогиба постепенно росли многочисленные крупные поднятия сундучной формы. Размеры отдельных таких поднятий измеряются сотнями километров в длину и многими десятками километров в ширину. В ядрах поднятий выходят докембрийские и палеозойские породы. Последние, а также сохранившиеся пятна мезозойских отложений на сводах поднятий залегают почти горизонтально. Депрессии между поднятиями заполнены верхнемеловыми и

третичными отложениями, залегающими в средних частях депрессий спокойно, а на крыльях поднятий образующие крутые и даже перевернутые флексуры, осложненные местами надвигами в сторону депрессий. Образование сундучных поднятий внешней части Скалистых Гор сопровождалось щелочными интрузиями, часто имеющими форму лакколитов. Особенностью гор Уинта, Ует и Сангре де Кристо является то, что они поднимались уже в герцинском цикле и у их подножий наблюдаются большие накопления (свыше 1 *км*) средне- и верхнекаменноугольных отложений, выполняющих прогибы, имеющие характер передовых по отношению к этим поднятиям. Эти горы являются продолжением герцинского поднятия Вичита, о котором будет упомянуто дальше. Герцинские Скалистые горы продолжали свое поднятие и в течение альпийского цикла.

В целом для альпийского цикла внешняя часть прогиба Скалистых гор по режиму своего развития является типичной парагеосинклиналью.

Особым структурным элементом является плато Колорадо. Оно располагается внутри полосы скалистых гор, отделяется парагеосинклинальным прогибом на востоке от платформы, но на западе непосредственно примыкает к срединному массиву Большого Бассейна. Весь разрез здесь отличается малой мощностью. Залегающий с резким угловым несогласием на докембрии палеозой имеет мощность всего около 1000 *м*. Стратиграфическая последовательность крайне неполна.

Прогиб Сьерра-Невады характеризуется признаками интрагеосинклинали. В нем накапливались песчано-сланцевые триасовые и главным образом юрские отложения мощностью в несколько километров. В конце юры эти породы подверглись поднятию и смятию в складки и одновременно в них внедрился огромный Сьерра-Невадский гранитный батолит, имеющий площадь свыше 50 000 $км^2$. Меловые отложения расположены на крыльях поднятия Сьерра-Невады и залегают спокойно. Таким образом, инверсия в Сьерра-Неваде произошла в конце юры. К югу

интрагеосинклиналь Сьерра-Невады продолжается в Нижней Калифорнии, а к северу она прослеживается под молодыми лавовыми покровами через горы Клэмес и Каскадный хребет. В районе плато Колумбии эта интрагеосинклиналь образует дугу, выпуклую к востоку и близ батолита Айдахо сходится с внутренней частью Скалистых гор. Срединный массив Большого Бассейна здесь, по-видимому, резко сужается или даже полностью выклинивается, чтобы дальше к северу снова расшириться.

Одновременно с инверсией в интрагеосинклинали Сьерра-Невады к западу от нее образовался широкий прогиб, в котором несогласно на палеозойском и нижнемезозойском фундаменте накапливались глинистые отложения нижнего мела, грубообломочные верхнемеловые осадки и песчано-глинистые третичные породы, в верхней части которых приобретают все большее значение континентальные фации. Общая мощность мезозойских и третичных отложений на севере Калифорнии достигает 7500 *м*.

В конце миоцена внутри этого обширного прогиба начал подниматься Береговой хребет, сейчас несогласно обрезанный с запада современным берегом Тихого океана. В пределах этого хребта в процессе его поднятия слои вплоть до миоцена оказались интенсивно смятыми в складки. Между Береговым хребтом и Сьерра-Невадой образовалась Калифорнийская долина – большой межгорный прогиб. В нем третичные отложения образуют идиоморфные купола и валы. Эти отложения разбиты также большим числом ориентированных в разных направлениях вертикальными разрывами, которые разделяют долину на мозаику блоков, длительно смещавшихся относительно друг друга в вертикальном направлении. В связи с этими движениями, мощность плиоценовых отложений значительно меняется от одного блока к другому. Береговой хребет наискось пересечен разрывом Сан-Андреас.

Выделенные на территории США тектонические зоны внутри геосинклинали Кордильер продолжаются как на север – в Канаду, так и на юг

– в Мексику. В северном направлении срединный массив Большого Бассейна протягивается вплоть до Аляски, где он занимает всю центральную часть полуострова. Его продолжением является Чукотский массив. К югу от срединного массива располагается интрагеосинклиналь, граничащая с Тихим океаном. На его продолжении располагается Алеутская островная дуга. По другую сторону срединного массива распологается парагеосинклинальная зона, являющаяся продолжением зоны Скалистых гор. Продолжение Берегового хребта может быть обнаружено в полосе островов, которая тянется вдоль побережья Канады и Аляски, а прогиб, аналогичный Калифорнийской долине, приурочен к проливам между этими островами и материком. Другой особенностью прибрежной полосы Канады и Аляски, также сходной с Калифорнией, является огромное количество молодых сбросов, разбивающих всю местность на блоки. Большинство из них ориентировано параллельно берегу.

На юг – в Мексику – протягивается срединный массив, который является тектоническим фундаментом Мексиканского вулканического плато. Зона Сьерра-Невады продолжается на Калифорнийском полуострове и на нем заканчивается. К востоку от срединного массива и вулканического плато располагаются две зоны: Северная Месса и Восточная Сьерра-Мадре. Первая из них, лежащая ближе к срединному массиву, является интрагеосинклиналью, в которой накапливались осадки юры и мела, после чего имели место инверсия и складчатость. Таким образом, по своему развитию эта зона сходна с внутренней частью Скалистых гор. Восточная Сьерра-Мадре представляет собой край альпийского прогиба, имеющий парагеосинклинальное развитие и сходный с внешней частью Скалистых гор. Дислокации в этой зоне имеют глыбовый характер.

Третичный вулканизм Мексики выражен излияниями андезитов, а четвертичный и современный – излияниями базальтов.

Герцинскую складчатую зону в Северной Америке мы находим в Центральных и Южных Аппалачах. В пределах последних можно выделить

несколько зон. Наиболее восточной (точнее, юго-восточной) является зона Голубого хребта. Она характеризуется сильным метаморфизмом пород и интенсивной их складчатостью. На поверхности преобладают докембрийские и нижнепалеозойские породы, но среди метаморфических толщ возможны и более молодые. Породы этой зоны многочисленными чешуями надвинуты на следующую к западу зону «Долин и Хребтов». На границе двух зон известны большие тектонические покровы, по-видимому, гравитационного происхождения. Их можно поставить в связь с крутой и высокой флексурой, разделяющей эти две зоны.

Зона «Долин и Хребтов» сложена мощной толщей палеозойских пород. Нижний палеозой представлен обломочными отложениями нижнего и среднего кембрия, известняками и доломитами верхнего кембрия и нижнего ордовика мощностью до 2400 *м*. Верхний ордовик, готландий и девон представлены преимущественно обломочными отложениями и имеют мощность в несколько километров. Нижнекаменноугольные отложения представлены известняками, сменяющимися внутри геосинклинали обломочными толщами. Зона «Долин и Хребтов», как и вся геосинклиналь Центральных и Южных Аппалачей, испытала поднятие в конце нижнего карбона, после чего средне- и верхнекаменноугольные отложения накапливались только в отдельных межгорных прогибах.

Отложения внутренней части зоны «Долин и Хребтов» смяты в голоморфные складки, которые к периферии зоны, т. е. в северо-западном направлении, сменяются гребневидными складками. Такого же типа складчатость, затухающая к северо-западу, развита и в передовом прогибе. Зона «Долин и Хребтов» отделяется от передового прогиба резкой структурной ступенью.

К юго-востоку от Аппалачских гор, вдоль атлантического побережья, протягивается зона Пидмонт. Фундаментом ее является сложный комплекс метаморфических пород и гранитных интрузий. Возраст метаморфических пород считается преимущественно докембрийским, но поскольку установлен

верхнепалеозойский возраст гранитных батолитов, весьма вероятно, что среди метаморфических толщ присутствуют мощные серии палеозойских отложений. Во всяком случае со второй половиной герцинского цикла связаны интенсивные проявления гранитизации и метаморфизма. Породы Пидмонта, образующие ряд крупных «глубинных диапиров», отделены структурным уступом от зоны Голубого хребта и в некоторых местах на нее надвинуты. На выровненной поверхности метаморфических и интрузивных пород Пидмонта, спокойно залегают мезо-кайнозойские отложения. Отложения триаса, представленные красноцветными фациями, залегают в отдельных депрессиях, ограниченных сбросами. Их накопление сопровождалось излияниями и пластовыми интрузиями базальтовой магмы. Поверх разбитого сбросами комплекса древних и триасовых пород спокойно, с очень пологим падением в сторону океана залегают отложения верхнего мела, эоцена и миоцена. Их мощность растет в сторону Атлантического океана. Эта зона - внутренняя впадина, образовавшаяся на опущенной средней части герцинской складчатой зоны и аналогична Западно-Сибирской низменности.

Аппалачская складчатая зона на юго-западе, в Алабаме, скрывается целиком под верхнемеловыми отложениями внутренней впадины и снова появляется на поверхность в горах Уашита и Марафон. Последние по своему строению соответствуют периферической части Аппалачей. Они сопровождаются передовыми прогибами. От гор Уашита, которые образуют дугу, выпуклую к северу, в северо-западном направлении ответвляется палеозойский прогиб парагеосинклинального характера, внутри которого в конце герцинского цикла возникли пологие структурные поднятия Арбэкл, Вичита и др. частично эти поднятия в настоящее время являются погребенными. Эта полоса поднятий протягивается к герцинским Скалистым горам, которые упоминались выше.

Внутренняя впадина в районе Мексиканского залива (Примексиканская впадина) представляет собой глубокий прогиб типа обширной синеклизы, в

котором накопилось свыше 10 000 *м* мезо-кайнозойских почти исключительно обломочных отложений. Наибольшей мощностью характеризуются отложения верхнего мела и эоцена, когда прогибание впадины было особенно энергичным. Однако в Южной Луизиане скважина, достигшая глубины 6880 *м*, не вышла из слоев миоцена. Наиболее глубокие слои Примексиканской внутренней впадины неизвестны и поэтому невозможно точно установить, когда она начала прогибаться. Возможно, что прогибание началось уже в перми. В южной, прибрежной части впадины широко развиты соляные диапировые купола. Возраст соли предположительно пермский. Имея диаметр обычно в пределах до 1 *км*, соляные ядра диапиров поднимаются колоннами на 10-ти километровую высоту среди вмещающих пород. В северо-западной части впадины развиты сбросы, окаймляющие впадину, в северной ее части слои образуют пологие валы и прогибы.

Каледонское складчатое основание известно в Северных Аппалачах, к северу от Нью-Йорка в крайнем северо-восточном углу США и в канадских провинциях – Новый Брансуик и Новая Шотландия.

Западный край каледонской геосинклинали проходит по долине р. Гудзон, а севернее – по берегу залива Св. Лаврентия. Нижний палеозой накапливался в двух интрагеосинклиналях: одна из них протягивалась вдоль северо-западного края геосинклинали вплоть до п-ова Гаспе, а вторая известна в Новой Шотландии. После инверсии, интенсивной складчатости и гранитных интрузий в конце ордовика, грубообломочные девонские и континентальные каменноугольные отложения накапливались в межгорных прогибах и были охвачены промежуточной складчатостью. В них известны малые интрузии. Герцинский цикл в Северных Аппалачах был парагеосинклинальным. Северные Аппалачи не имеют выраженного передового прогиба и отделяются от платформы линией глубинного разлома.

Каледонская складчатая зона продолжается на северо-восток на Нью-Фаундленд и в Восточную Гренландию.

Остальная часть Северной Америки, как мы уже сказали, является платформой на докембрийском складчатом основании. Последнее обнажается на огромной площади на Канадском щите. Наиболее древними здесь являются сильно метаморфизованные архейские породы, образованные путем метаморфизации аркозовых и граувакковых плохо сортированных песчаников и вулканогенных пород (преимущественно базальтов). Эта толща прорвана гранитами, по крайней мере, двух возрастов. Метаморфические толщи образуют узкие сильно смятые полосы среди гранитных массивов. Киватинские породы несогласно перекрыты породами Гуронской группы, относимой к нижнему протерозою. Эта группа развита в южной и юго-восточной части щита. Она состоит внизу из доломитов, известняков и кварцитов, выше которых залегают сланцы, железистая формация и граувакки. Мощность отложений этой группы исчисляется многими километрами. Она выполняет прогиб, протянувшийся в северо-восточном направлении от района Больших Озер. Породы этой группы смяты в крупные складки.

Верхний протерозой представлен Кьювинавской серией, имеющей мощность до 15 000 *м* и сложенный главным образом основными лавами, а также обломочными породами. Эта толща образует только очень пологие прогибы и не смята в складки. Она нарушена, однако, многочисленными сбросами. Таким образом, верхнепротерозойские условия явились переходными от геосинклинальных к типично платформенным.

Средняя часть Канадского щита прогнута и здесь в пологой синеклизе залегают маломощные (не больше 300 *м*) глины и известняки ордовика, готландия и девона. Северный склон Канадского щита можно видеть в Арктическом Канадском архипелаге, где чрезвычайно полого падают к северу отложения ордовика, готландия, карбона, перми, триаса, мела, юры и третичные. Местами, например на Земле Элисмира, эти отложения нарушены сбросами и сундучными складками третичного возраста.

Кровля докембрийского фундамента Северо-Американской платформы там, где на последней имеется осадочный чехол, в общем, образует обширную выпуклость, опускаясь к передовым прогибам соседних геосинклиналей. Восточная и центральная части платформы имеют палеозойский осадочный чехол, тогда как на западе, вблизи Кордильер развиты также меловые и третичные отложения.

Палеозойский разрез платформы охватывает отложения от ордовика до перми.

Северо-Американская платформа, покрытая осадочным чехлом, разделена на поднятия и прогибы, в которых мы можем видеть антеклизы и синеклизы. Они образовались на основе соответствующих субгеоантиклиналей и субгеосинклиналей, в связи с чем в синеклизах разрез осадочного чехла всегда бывает более мощным и полным, чем на антеклизах.

Мичиганская синеклиза располагается между озерами Мичиган, Гурон и Эри. Эта почти круглая синеклиза выполнена палеозойскими отложениями от кембрия до верхнего карбона. Увеличение мощности всех отложений к центру синеклизы указывает на постепенное прогибание субгеосинклинали.

Южнее озера Мичиган лежит Иллинойская синеклиза. Она ограничена на востоке и юго-востоке антеклизами Цинцинати и Нэшвиль, а на юго-западе – антеклизой Озарк. В то время как на антеклизах обнажаются отложения ордовика и более древние, в синеклизе на поверхности развиты отложения среднего и верхнего карбона. Несогласие под последним показывает, что в среднем палеозое синеклиза была более резко выражена, чем в верхнем палеозое.

В центре Техаса расположено небольшое поднятие Льяно, на котором обнажаются палеозойские породы, окаймленные меловыми отложениями, проникающими сюда из Примексиканской зоны.

К западу от антеклизы Озарк распологается Средне-Континентальная синеклиза. В ее пределах палеозойские осадки имеют мощность около 1300 *м*. В своей центральной части эта синеклиза в направлении с севера на юг

пересекается погребенным поднятием Немаха. Последнее образовалось во время накопления средне- и верхнекаменноугольных отложений. Эти отложения залегают на своде поднятия непосредственно на размытой поверхности докембрийских пород и состоят из грубых осадков. Поднятие представляет собой односторонний горст, наклоненный на запад и оборванный сбросом с востока. Поднятие Немахо является валом, осложняющим синеклизу. Другой аналогичный вал – Средне-Канзасский – протягивается из Центрального Канзаса в Западную Небраску. В Средне-Континентальной синеклизе широко развиты более мелкие идиоморфные купола и валы.

Западно-Техасская синеклиза («Пермский соленосный бассейн») является областью развития пермских соленосных отложений, достигающих 3000 *м* мощности. Субгеосинклиналь на этом месте, по-видимому, существовала и раньше – в среднем палеозое.

Наконец, синеклиза Великих Равнин, наиболее молодая, заполненная на поверхности верхнемеловыми и третичными отложениями, лежит на западе платформы, переходя постепенно к западу в парагеосинклинальный прогиб Скалистых гор.

20.5 Центральная и Южная Америка

Срединный массив, образующий вулканическое плато в Мексике, охватывает, по-видимому, всю южную часть континентальной Центральной Америки на территории Гондураса, Никарагуа, Коста-Рики и Панамы. Продолжение интрагеосинклинали внутренней части Скалистых гор и Сьерра-Мадре можно найти на Больших Антильских островах и главным образом на Ямайке, Гаити и Порто-Рико, тогда как Куба по характеру своей складчатости скорее относится к краевой, парагеосинклинальной, зоне геосинклинали. Накопление отложений альпийского цикла на Больших

Антильских островах началось с верхней юры и особенно интенсивно развивалось в течение мела, когда накапливались вулканогенные породы и известняки. Палеогеографические сопоставления указывают вполне уверенно на то, что в течение этого времени на месте Карибского моря находилось размывавшееся поднятие. По всей видимости сюда распространялся в форме широтного ответвления срединный массив Кордильер. В конце мела в прогибе Больших Антильских островов произошли поднятия и складчатость и отложения палеогена в связи с этим носят флишевый характер. Одновременно произошло опускание срединного массива Карибского моря. Неоген представлен молассами. Третичные отложения предгорий на Больших Антильских островах испытали глыбовую складчатость.

В течение палеогена и неогена Карибское море все сильнее захватывалось процессом океанизации, превращаясь в глубоководный морской бассейн. Интрагеосинклинальный прогиб опоясывал срединный массив с востока, располагаясь там, где сейчас находится дуга Малых Антильских островов. Но с начала палеогена здесь начала формироваться островная дуга второго типа на основе развития интенсивного вулканизма и собственно геосинклинальные отложения оказались почти совершенно скрытыми под третичными и четвертичными вулканическими накоплениями.

В Южной Америке альпийская геосинклиналь занимает полосу Анд, протягивающихся вдоль Тихоокеанского побережья. Остальная часть материка представляет собой платформу на докембрийском складчатом основании.

Тектоника Анд до сих пор далеко не достаточно изучена. Вдоль почти всех Анд, занимая центральное положение в их системе, протягивается срединный массив, являющийся продолжением срединного массива Кордильер. Здесь к поверхности поднято герцинское и более древнее основание, покрытое спорадическими пятнами маломощных мезозойских отложений. Этот массив нарушен многочисленными сбросами и глыбовые вертикальные перемещения составляют главный стиль его строения. К этой

зоне, как и в Центральной Америке, приурочены третичные и современные вулканы. Как известно, в Андах имеется сейчас большое число действующих вулканов. Зона срединного массива прерывается на некотором расстоянии в Перу, где она обрезана берегом Тихого океана, и вовсе прекращается на юге несколько южнее Сант-Яго в Чили, где вся сохранившаяся на материке часть геосинклинали сильно сужается.

По обе стороны от срединного массива располагаются зоны, которые, можно отнести к интрагеосинклиналям. Западная интрагеосинклиналь проходит через Прибрежную Кордильеру Чили, Главную Кордильеру Чили и Аргентины, прибрежную часть Эквадора и, возможно, Колумбии. Восточная интрагеосиклиналь прослеживается через Центральные и Восточные Кордильеры Северной Аргентины, Боливии и Перу, Восточные Кордильеры Колумбии и Анды Венесуэлы.

Отложения Предандийского передового прогиба, а также межгорных прогибов Венесуэльских Анд смяты в складки промежуточного типа. Это – преимущественно гребневидные складки, антиклинали которых сложно нарушены разрывами. В Перу, в субандийских хребтах Боливии и Аргентины, в хребтах Пампы в пределах передового прогиба развиты крупные сундучные поднятия, в которых среди окружающих молассовых неогеновых отложений обнажаются палеозойские и допалеозойские породы.

На Южноамериканской (Бразильской) платформе складчатый докембрийский фундамент обнажается на двух щитах – Гвианском, расположенном к северу от Амазонки, и Бразильском, расположенном к югу от нее. Среди докембрия обычно выделяют нижний, средний и верхний. Степень метаморфизации и дислоцированности быстро уменьшается вверху по разрезу и верхний докембрий обнаруживает уже парагеосинклинальное развитие.

Между Гвианским и Бразильским щитами находится Амазонская синеклиза, выполненная несколькими тысячами метров отложений силура, девона, верхнего карбона, триаса, мела, палеогена и неогена. Палеозой –

преимущественно терригенный и морской, триас – континентальный, заканчивающийся в рэте излияниями платобазальтов, мел представлен чередованием морских и континентальных отложений, а третичные – главным образом континентальные. В целом все эти породы образуют очень пологий прогиб.

Бразильский щит почти насквозь разрезан на две части – западную и восточную двумя синеклизами – Парнаиба и Парана. Северная часть синеклизы Парнаиба занята морскими отложениями силура и нижнего и среднего девона, морскими и континентальными отложениями верхнего карбона или перми, континентальным верхним триасом, платобазальтами рэта, континентальными неокомом и сеноном, морскими осадками неогена (на крайнем севере). В южной части синеклизы развиты только силур и континентальный неоком.

В Патогонии выделяются две небольшие антеклизы: Северный и Южный Патагонские массивы. В них на поверхность выходят метаморфические породы докембрия, которые прикрыты маломощным покровом континентального верхнего триаса, вулканогенными породами верхней юры, континетальными осадками отдельных ярусов мела и третичными отложениями. Между этими антеклизами расположена синеклиза Чубута, на севере лежит синеклиза Рио-Негро, а на юге – синеклиза Санта-Крус. В этих прогибах разрез мезозойских и кайнозойских отложений значительно полнее, чем на антеклизах (например, присутствуют нижне- и среднеюрские отложения и среди них развиты не только континентальные, но и морские отложения.

20.6 Антарктида

Строение Антарктического континента, покрытого толстым слоем льда, известно крайне слабо. Большая часть континента представляет

эпипротерозойскую платформу. Последняя занимает ту территорию, которую обычно называют Восточной Антарктидой, поскольку она лежит главным образом в Восточном полушарии, т.е. в Африканско-Австралийском секторе. На значительной части платформы на поверхность (т.е. непосредственно под льдом) выходят докембрийские породы, среди которых можно выделить две формации – более древнюю, характеризующуюся более интенсивным метаморфизмом и значительной дислоцированностью, и более молодую, слабо метаморфизованную и залегающую спокойно. В южной части платформы известны залегающие почти горизонтально породы палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Характерно появление платобазальтов в мезозое и сильного вулканизма в кайнозое. Вдоль северной периферии платформы известны крупные глыбовые поднятия.

Западная Антарктида занята зоной альпийской складчатости. Эта зона является соединительным звеном между Андами Южной Америки, с одной стороны, и альпийской складчатой зоной Новой Зеландии – с другой. Более подробно осветить строение этой зоны Антарктиды в настоящее время не представляется возможным.

Альпийская складчатая зона отделена от Восточно-Антарктической платформы депрессией, которая в рельефе выражена глубокими заливами морей Росса и Уэдделла. Судя по ее положению, эта депрессия является передовым прогибом альпийской геосинклинали.

21 Дискуссионные вопросы

21.1 Геологическое развитие Земли и геодинамические концепции

Начало формирования литосферы, как отмечает Ю.И.Бакулин (2), открывает геологический этап развития Земли. Автор выделяет на основе ведущих признаков ряд основных периодов развития Земли.

Догеологический этап развития Земли. Газово-пылевое облако, из которого произошла Земля, состояло из смеси частиц, отвечающих по составу метеоритам и солнечного газа, содержащего 99 % водорода. Гравитационные силы привели к уплотнению газовой составляющей, которая отжималась или сжималась. На образование Земли по расчетам пошло от 15 % до 40 % газа от его первоначального объема. При достижении определенной плотности в 3г/см^3 и выделении при этом тепловой энергии началось плавление и включился механизм магматической дифференциации. Ранее гомогенное вещество типа **реголита** расслоилось, образовав приядерную часть – тугоплавкое вещество (**рестит**) в пластическом или твердом состоянии, расплавленный слой, концентрирующий выплавки и обеспечивающий магматическую дифференциацию вещества, аккумуляцию тепла и напряжений, превышающих литостатическое давление – активный слой, зону закалки активного слоя – спекшегося реголита, превращенного в **хондрит**, и слой слабо литифицированного реголита. По мере продвижения активного слоя к поверхности Земли её недра уплотнялись и разогревались, происходило поглощение кристаллическим веществом водорода и других газов путём создания твёрдых растворов, внедрения или образования гидридов, карбидов и нитридов. При этом резко повышается плотность вещества. Таким образом аккреция (преобразование) первичного вещества продвигалась от центра к периферии, обеспечивая разогрев недр, магматическую дифференциацию и перераспределение вещества в

результате пластического течения и диффузии. Около 4,6 млрд. лет назад хондритовая корочка приблизилась к поверхности. Местами она разрывалась и на поверхность Земли изливались магматические массы. Начался геологический этап развития Земли, при котором возможны реконструкции по геологическим данным. Перемещение энергии и вещества в ходе дифференциации минеральных масс и образования слоистой структуры в догеологический и геологический периоды развития Земли происходили в поле силы тяжести, резко градиентном температурном поле и поле напряжений.

К началу геологического этапа Земля представляла собой относительно ровную поверхность, сложенную реститом, из под тонкого слоя которого местами выступал хондритовый (прабазальтовый) слой. Во многих местах этот слой пробивался метеоритами и прорывался активным слоем, в результате чего его магма застывала в виде кристаллических пород. Первичная атмосфера была лишена признаков присутствия воды. Температура у поверхности Земли составляла несколько сотен градусов, но ночами снижалась до аналогичных отрицательных температур.

Геологический этап развития Земли подразделяется Ю.И.Бакулиным на несколько периодов. ***Л у н н ы й п е р и д*** развития Земли охватывает катархей. Для него характерна низкая степень магматической дифференциации, в ходе которой генерируются в основном магмы основного и среднего состава. Этот магматизм дал начало формированию кристаллических ядер будущих континентов. впервые формируются продукты химической седиментации, проявившаяся в образовании кремнисто-железистой формации. В лунный период за счет вулканических извержений начала формироваться вторичная атмосфера. ***Н у к л е а р н ы й п е р и о д*** развивался в течение архея - раннего протерозоя (3.5 – 1.9 млрд. лет). В этот период активно разрастались ядра континентов. Каждое ядро (нуклеар) на поверхности Земли разрасталось независимо. Общая особенность периода – проявление плагиогранитного магматизма. Уже

проявлялись процессы метаморфизма и в интрузивных и в вулканогенных породах. Этому способствовали высокий геотермический градиент, плотная вторичная атмосфера, высокое давление на поверхности Земли, высокая температура атмосферы за счет парникового эффекта. В начале периода стали резко преобладать пары воды, CO и CO_2, хлор, сероводород. Снижаться температура стала в конце позднего архея. Гидросфера в это время была представлена конденсатами атмосферы и проявлялась в виде временных бассейнов, тяготеющих к подножиям поднятий. В связи с высокой агрессивностью, она быстро расходовалась на минералообразование. Только после формирования и насыщения подземных вод стали образовываться поверхностные водоёмы. Первоначально температура в них была порядка 300 градусов, но постепенно снизилась до 100 градусов. В это время начала зарождаться первая жизнь на Земле в виде самоорганизующихся систем возникновения первых микроорганизмов. Источником углерода, водорода и азота - обязательных составляющих органических соединений – являлись глубины Земли, где происходили фазовые превращения гидридов, нитридов и карбидов в ходе дифференциации в силикатные соединения. ***Эпиплатформенный период*** (1,9 – 0.57 млрд.лет). Это период кратонизации и обособления всех известных платформ. На платформах сформировались постоянные седиментационные бассейны, образовался комплекс осадков платформенного чехла. Произошла перестройка эндогенной активности: своды, щиты (ядра платформ) консолидировались, к ним припаялись прилегающие части молодой коры, эндогенные процессы переместились в краевые части жестких блоков. Нуклеарное (ядерное) развитие коры сменилось на линейное, что привело к заложению геосинклиналей, но поскольку эти структуры еще не обладали всеми признаками геосинклиналей, их называют п е р е к р а т о н - н ы м и п р о г и б а м и. Расширение седиментационных бассейнов способствовало снижению температуры атмосферы, температуры водной среды и снижению ее кислотности. Происходило активное таяние ледников.

Геосинклинальный период (570 – 240 млн лет) охватывает палеозой. Обособились миогеосинклинали и эвгеосинклинали. Возрастание роли гранитного магматизма связано с повышением роли свободного кислорода в атмосфере и повышением его активности в геохимических процессах на поверхности Земли и на глубине. Подробно этот период рассмотрен выше в разделе о классической геосинклинальной концепции.

Плитный период (от 240 млн лет) назван так потому, что в связи с формированием Мирового океана в это время обособились два типа блоков земной коры – континентальный и океанический. Огромные территории, ранее безводные, покрывались водными бассейнами, окраинные области материков превращались в зоны шельфа, хотя и являлись неотъемлемой их частью. Накапливались мощные толщи осадков, а по разломам происходили излияния базальтовых лав. Пограничные взаимоотношения континентальных и океанических плит могут происходить в трансформном, субдукционном режимах или в режиме активной континентальной окраины, но по мнению Ю.И.Бакулина и в том, и в другом случае континентальная кора надвигается на океаническую. Об этом убедительно свидетельствуют данные космической геодезии.

21.2 Геологические условия образования месторождений с позиции геосинклинальной концепции

Этот раздел составлен с использованием материалов П.А.Игнатова[3], В.И.Старостина и П.А.Игнатова. [5] Геосинклинальная или фиксистская концепция развивается ведущими геологами уже более 100 лет и далеко еще не исчерпала своих потенциальных возможностей. Геосинклинальные системы являются генераторами подавляющей массы эндогенных месторождений полезных ископаемых. В.И.Смирнов в геосинклинальной

истории развития земной коры выделяет три главных стадии: раннюю, среднюю и позднюю.

1 Ранняя (начальная, доскладчатая, доорогенная, рифтогенная, инициальная, собственно геосинклинальная) стадия охватывает интервал времени от заложения геосинклинали до главных фаз складчатости, приводящих к инверсии геосинклинального режима. В это время возникают глубинные расколы, проникающие в подкоровые области, по которым поступает базальтовая магма. Вдоль расколов в прогибающемся дне геосинклинального прогиба накапливаются мощные толщи вулканогенно-осадочных пород, пронизанные интрузиями ультраосновного и основного состава, формирующими офиолитовые комплексы, которые при метаморфизме превращаются в зеленокаменные пояса. В раннюю стадию образуются четыре магматические формации:

1) *базальт-липаритовая субформация* (спилит-кератофировая). С ней ассоциируют гидротермальные колчеданные медно-свинцово-цинковые и оксидные железо-марганцевые месторождения;

2) *перидотитовая* с магматическими месторождениями хромитов и платиноидов (осмия и иридия);

3) *габбровая* с магматическими месторождениями титаномагнетита и платиноидов (платины и палладия);

4) *плагиогранит-сиенитовая* со скарновыми месторождениями железа и меди.

2 Средняя (соскладчатая, предорогенная) стадия приходится на период главных фаз складчатости. Режим прогибания сменяется воздыманием в форме центрального поднятия. Формируются крупные батолиты гранитоидов:

-умеренно-кислых (от габбро до гранодиоритов), для которых характерны скарновые месторождения шеелита и гидротермальные месторождения золота, меди, молибдена и нормальных кислых гранитов и аляскитов, с

которыми ассоциируют пегматитовые и албитит-грейзеновые месторождения олова, вольфрама, тантала, ниобия, лития, бериллия.

3 Поздняя (постскладчатая, орогенная) стадия – это стадия перехода мобильного комплекса в молодую платформу, рассеченную разломами. В это время образуются две магматические формации:

1) *гипабиссальных интрузий* по составу от диорит-порфиритов до гранит-порфиров и сиенит-порфиров. С этой формацией связаны плутоногенные гидротермальные месторождения руд цветных, редких, радиоактивных и благородных металлов и скарновые месторождения свинца, цинка, вольфрама и молибдена, олова и вольфрама;

2) *формация наземных вулканогенных пород андезито-дацитового состава*, с которой связаны золото-серебрянные и медные руды. В позднюю стадию формируются осадочные формации: молассовая, пестроцветная с осадочно-инфильтрационными месторождениями железа, меди, ванадия и урана;

3) *эвапоритовая*, содержащая месторождения солей, нефти и газа;

4) *песчано-глинистая* углеводородсодержащая с залежами углей и нефти.

В пределах геосинклиналей выделяют семь тектоно-металлогенических элементов: срединные массивы, внутренние зоны, геосинклинальные рвы, периферические зоны, передовые прогибы, платформенные рамы и пограничные глубинные разломы. Срединные массивы сложены древними породами. В их пределах локализуются интрузии лейкократовых гранитов с пегматитами, альбитит-грейзеновыми и гидротермальными месторождениями.

Внутренние зоны фиксируют наиболее прогнутые участки, где накапливаются мощные толщи тонкозернистых терригенно-вулканогенных пород ранней стадии. В среднюю стадию здесь возникает осевое поднятие и внедряются гранитоидные комплексы с пегматитовыми, альбитит-грейзеновыми и гидротермальными месторождениями редких металлов.

Геосинклинальные рвы – это узкие продольные рифтогенные структуры, в пределах которых развиваются вулканогенные базальт-липаритовые

формации (офиолитовые пояса) с колчеданными месторождениями меди, свинца и цинка. Здесь же образуются плагиогранит-сиенитовые формации со скарновыми месторождениями железных руд, медными и кобальтовыми рудами.

Периферические зоны охватывают краевые части геосинклиналей, здесь накапливаются грубозернистые терригенные породы, переслаивающиеся с вулканогенными и карбонатными формациями. В эти зоны внедряются батолитовые интрузии гранитоидов с глубинными гидротермальными месторождениями золота, меди, молибдена, свинца и цинка, и гипабиссальные интрузии поздней стадии со скарновыми шеелитовыми месторождениями.

Передовые прогибы образуются на заключительной стадии геосинклинального процесса, они отличаются отсутствием магматизма, выполнены терригенными, пестроцветными и эвапоритовыми отложениями. С ними ассоциируют осадочные месторождения солей, осадочно-инфильтрационные месторождения урана, ванадия, меди, крупные месторождения нефти и газа.

Платформенная рама определяет ширину геосинклинали и колеблется в пределах от 35 до 65 км.

Пограничные глубинные разломы разграничивают тектоно-металлогенические зоны и контролируют пояса магматических образований и размещение эндогенных месторождений.

Установлено, что разновозрастные геологические формации не надстраивают друг друга по вертикали, а сочленяются по латерали, повторяясь с омоложением в различных частях геологического пространства. Следствием этой закономерности является асимметрия геосинклинально-складчатых поясов. Так на Урале нет восточных, а на Кавказе – южных границ геосинклиналей. В пределах Кавказской протерозойско – нижнепалеозойской пангеосинклинали проявились протерозойские, каледонские, герцинские, киммерийские и альпийские режимы и соответствующие им

металлогенические эпохи. Ярким примером такой асимметрии может служить изученная А.И.Кривцовым Магнитогорская эвгеосинклиналь на Южном Урале позднесилурийского – раннеэйфельского возраста. Им установлена латеральная миграция с запада на восток зон вулканизма, сопровождаемая расширением тыльных прогибов, продвигающихся за фронтом вулканизма и захоранивающих ранние зоны. Отражением этого процесса в металлогении явилась смена во времени и пространстве вулканогенно – осадочных медно- цинковых колчеданных месторождений железо-марганцевыми и плутоногенными меднопорфировыми.

В докембрийских платформах различаются два отчетливых структурно-металлогенических элемента: допалеозойский фундамент и постпалеозойский чехол.

В строении фундамента выделяют четыре класса геологических структур: архейские кратоны, эпикратонные впадины, протерозойские мобильные пояса, области протоактивизации. Наиболее изученными являются кратоны: Западно-Австралийский, Сьюпириор (Канада), Северо-Ляопинский (Китай), Карнатака (Индия), Чаро-Олекминский (Россия). В их пределах развиты гранито-гнейсовые комплексы и зеленокаменные пояса. Эти пояса имеют трехчленное строение (снизу вверх): 1-базальтовые и ультраосновные комагматитовые лавы с магматическими медно-никелевыми месторождениями; 2-контрастные вулканогенные андезито-риолитовые и осадочные толщи с колчеданно-полиметаллическими месторождениями; 3-терригенные осадочные и вулканомиктовые серии с гидротермальным золотым оруденением. В гранитогнейсовых комплексах – месторождения слюд и редких металлов в пегматитах.

На стабильных кратонах архея в раннем протерозое формировались крупные. ,длительно развивающиеся впадины, выполненные мощными (до 20 км.) сериями терригенных пород и эффузивов базальтового состава. С этими структурами связаны крупнейшие месторождения в мире:

1) золота и урана (в конгломератах Витватерсранда);

2) медных руд (в песчаниках Удокана);

3) железистых кварцитов (впадина Хаммерсли).

К палеозойским подвижным поясам относятся региональные разломные структуры, с которыми связаны формации: базальтоидные до островодужных кислых .В локальных трогах широкий спектр формаций от граувакковой до карбонатной и черносланцевой. Широко проявлен метаморфизм от зеленокаменного до гранулитового. С протерозойскими поясами связаны месторождения:

1) колчеданно-полиметаллические (Броккен-Хилл, Австралия);

2) Железистых кварцитов (на всех платформах мира);

3) золоторудные и черносланцевые серии (Мурунтау, Узбекистан, Сухой лог, Россия);

4) урановых в зонах стратиграфического и структурного несогласия (Рейнджер, Австралия, Сигар-Лейк, Канада).

В областях протоактивизации широко проявлялась разрывная тектоника. С глубинными разломами связаны внедрения крупных интрузивных массивов от ультраосновного до кислого и щелочного состава. С ним связаны такие месторождения, как Бушвельд в Зимбабве, Чинейский массив в Забайкалье, Стиллуотер в США и другие. В зависимости от ведущего процесса выделяют три типа областей протоактивизации: тектоноплутонический, тектоновулканический и тектонометасоматический. С ними связаны магматические месторождения медно-никелевых руд, хромитовых, платиноидных, титановых и титановых руд в гипербазитах, редкометальные и слюдяные месторождения в пегматитах, постмагматические гидротермальные месторождения олова, вольфрама, молибдена, поствулканические месторождения золота, урана, флюорита; стратиформных месторождений свинца, цинка; алмазоносные кимберлиты.

В палеозое и мезозое континентальные и морские условия сменялись неоднократно. Помимо осадочных формаций выделяются три магматических формации: трапповая (основная), щелочная ультраосновная и

трахибазальтовая. С трапповой формацией связаны месторождения медно-никелевые (Норильское, Россия), самородной меди , железных руд (Коршуновское, Сибирь), исландского шпата, графита, асбеста. С ультраосновной и трахибазальтовой формациями связаны месторождения редких элементов в карбонатитах, фосфора, урана, флюорита, апатитов, редких земель в нефелиновых сиенитах, алмазоносных кимберлитов. Экзогенные месторождения в осадочных толщах – осадочных железных руд, марганца, фосфоритов. серы, солей, инфильтрационные месторождения меди, россыпные месторождения алмазов, циркона, золота, платины, олова.

21.3 Геологические условия образования месторождений с позиции концепции тектоники литосферных плит[3]

Основные положения указанной концепции разработаны в середине XX века Р.С.Дитцем, П.В.Гилдом, Ф.И.Савкиным, А Митчеллом, М.Гарсоном, Л.П. Зоненшайном, В.Е.Хаиным. Основу концепции составляет орогенический цикл Уилсона. Цикл разделяется на пять стадий: внутриконтинентального рифтообразования, расширения океанического дна, поглощения океанической коры, столкновения литосферных плит и стабилизационная (заключительная).

1.*На стадии внутриконтинентального рифтообразования* (или магматизма и металлогении горячих точек). В основе лежит гипотеза возникновения и действия « горячих точек », разрабатываемая Е.В.Артюшковым, Л.П.Зоненшайном, С.А. Ушаковым, А.А.Ковалевым и другими. По этой гипотезе в ослабленных участках литосферных плит мантийные магматические струи (?) нагревают литосферу, образуют купольные поднятия, в ядрах которых генерируются кислые, реже основные, щелочные магмы. В результате в однородных платформенных блоках возникают системы радиальных, а внутри орогенных поясов - линейных

рифтов. С возникшими в эту стадию структурами связаны следующие типы и группы месторождений полезных ископаемых:

1. В межконтинентальных рифтовых системах накапливаются рассолы и металлоносные осадки с медью, цинком, серебром (впадины Красного моря).

2. В рифтовых зонах континентов формируются базит - ультрабазитовые расслоенные интрузии с медно-никелевыми, платиноносными, хромитовыми и титаномагнетитовыми месторождениями (Бушвельдский комплекс, ЮАР; Великая дайка, Зимбабве; Норильское, Печенга, Россия).

3. В зонах тектономагматической активизации предрифтовой стадии образуются: алмазоносные кимберлитовые и лампрофировые трубки (южная Африка, Якутия, Австралия), апатито - магнетитовые с флогопитом, флюоритом и вермикулитом (Ковдорское, Россия) в ультрабазито-щелочных интрузиях с карбонатитами; карбонатитовые месторождения тантало-ниобиевые, редкоземельные, урановые и медно-молибденовые (Южная Африка, Канада), интрузии щелочных гранитов с олово-вольфрамовыми грейзенами и тантало-ниобиевыми жильными месторождениями (Нигерия, Бразилия).

4.Во внутриконтинентальных рифтах формируются стратиформные полиметаллические месторождения (Канада, Австралия, ЮАР), урановые месторождения (Канада).

2. *В зоне спрединга:*

В срединно – океанических хребтах формируются следующие месторождения полезных ископаемых:

1.На склонах хребтов и в осевых рифтах – вулканогенно-осадочные колчеданно-полиметаллические и оксидные железо-марганцевые.

2.В глубинных зонах срединных хребтов в дунитовых комплексах-месторождения хромитов, в перидотитах – никелевые, титаномагнетитовые, золоторудные, платиноидные руды.

3.В зонах трансформных разломов – стратиформные баритовые месторождения, вулканогенно-осадочные колчеданно-полиметаллические месторождения.

4.На пассивных окраинах континентов, рассеченных рифтами, - стратиформные месторождения медных руд в зоне шельфа – эпигенетические пластовые свинцово-цинковые и барит-флюоритовые месторождения.

3. ***В зоне субдукции океанического дна в связи с вулканическими дугами****:*

1.Во внешней дуге и глубоководном желобе – колчеданные месторождения кипрского типа, хромитовые , тальковые, асбестовые, магнезитовые месторождения в ультрабазитах;

2.Медно-молибден-порфировые и олово - вольфрамовые месторождения, инфильтрационные месторождения урана в осадочных толщах.

4. ***В зоне коллизии****:*

1. В области надвигов по сутурной линии – олово-вольфрамовые месторождения в связи с анатектическими гранитами, и урановые месторождения в связи с лейкократовыми синтектоническими гранитами.

5. Заключительная стадия :

1.Эта стадия завершает цикл Уилсона. Она знаменуется, по гипотезам мобилистов, возвращением единого континента в его первоначальное состояние. Формируются эпитермические полиметаллические и инфильтрационные урановые руды, а в возникающих поздних континентальных вулканических поясах – золото-серебрянные и полиметаллические месторождения.

Геосинклинальная концепция, как отмечает П.И.Игнатов [3], ядро которых составляет постадийная гипотеза развития складчатых поясов, представляет собой фундаментальное эмпирическое обобщение. вобравшее в себя опыт более чем столетних исследований геологов всего мира. Главный недостаток этой концепции заключается в отсутствии убедительного объяснения металлогении двух типов резко контрастных структур земной коры – океанических и континентальных плит.

Список использованных источников

1 Белоусов, В.В. Основные вопросы геотектоники / В.В.Белоусов – М.: Госгеолтехиздат, 1995. – 589 с.

2 Бакулин, Ю.И Геологическое развитие Земли и геодинамические концепции / Ю.И.Бакулин // Сборник, научных статей Калининградского государственного унивеситета / под ред. В.В.Орленка. Калининград: [б.и.], 2004. -267 с.

3 Игнатов, П.А. Геологические условия образования месторождений с позиций геосинклинальной концепции и концепции тектоники литосферных плит / П.А.Игнатов // Сборник научных статей Калининградского государственного университета / под ред. В.В.Орленка. Калининград:[б.и.], 2004. -267с.

4 Михалев, Ю.М**.** Кризис новой глобальной тектоники / Ю.И. Михалев // Сборник научных статей Калининградского государственного университета / под ред. В.В.Орленка. Калининград:[б.и.], 2004. – 267 с.

5 Старостин, В.И. Геология полезных ископаемых / В.И.Старостин, П.А Игнатов М.: МГУ, 1997. – 420с.

6 Томсон, И.Н**.** Океанизация Земли – альтернатива неомобилизму / И.Н.Томсон // Сборник научных статей Калининградского государственного университета / под ред. В.В.Орленка. Калининград: [б.и.], 2004. – 267 с.

7 Хаин, В.Е**.** Геотектоника с основами геодинамики / В.Е.Хаин – М.: МГУ 2005. – 870 с.

8 Шаталов, Е.Т. (Главный редактор). Геологическое строение СССР, тектоника /Е.Т.Шаталов- М.:«Недра», 1968. – 520с.

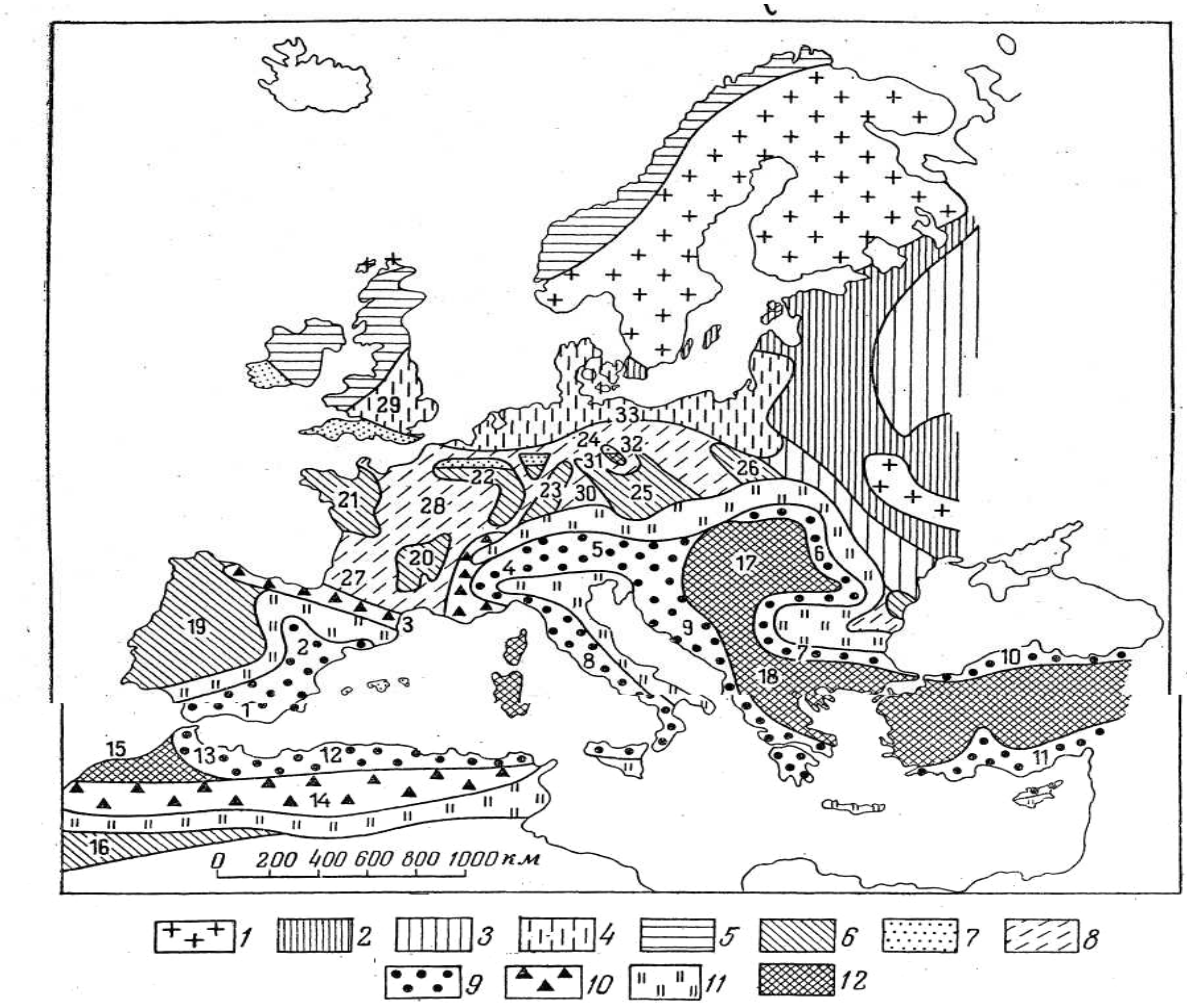
9 Милановский, Е.Е. Геология России и ближнего Зарубежья / Е.Е.Милановский – М.: МГУ, 1992. - 440с.

10 Гаврилин, В.П. Общая и региональная геотектоника / В.П.Гаврилин. – М.: Недра, 1986. 186с.

Приложение А

(обязательное)

Схемы тектоники крупнейших регионов Мира



1 –выходы докембрия (щиты); 2- антеклизы на докембрии; 3- синеклизы на докембрии,прогибавшиеся в палеозое; 4- синеклизы на докембрии. Прогибавшиеся в мезо-кайнозое; 5- каледонские складчатые зоны; 6- герцинские складчатые зоны; 7-герцинские передовые прогибы; 8- синеклизы на герцинском складчатом основании; 9 – альпийские геосинклинали; 10 – альпийские парагеосинклинали; 11 альпийские передовые прогибы; 12 – срединные массивы в альпийских геосинклиналях.

РисунокА.1- Схема тектоники Западной Европы

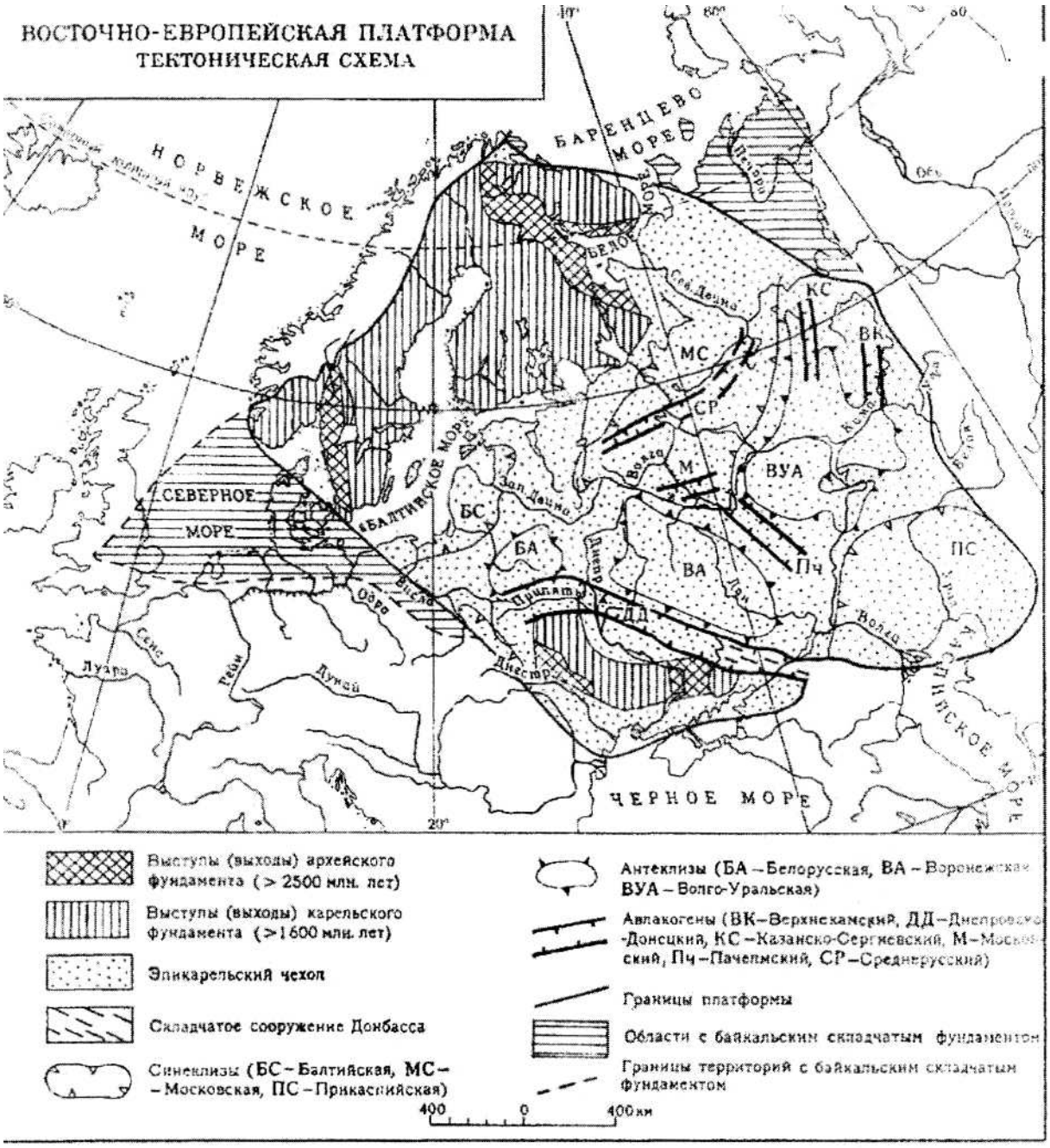
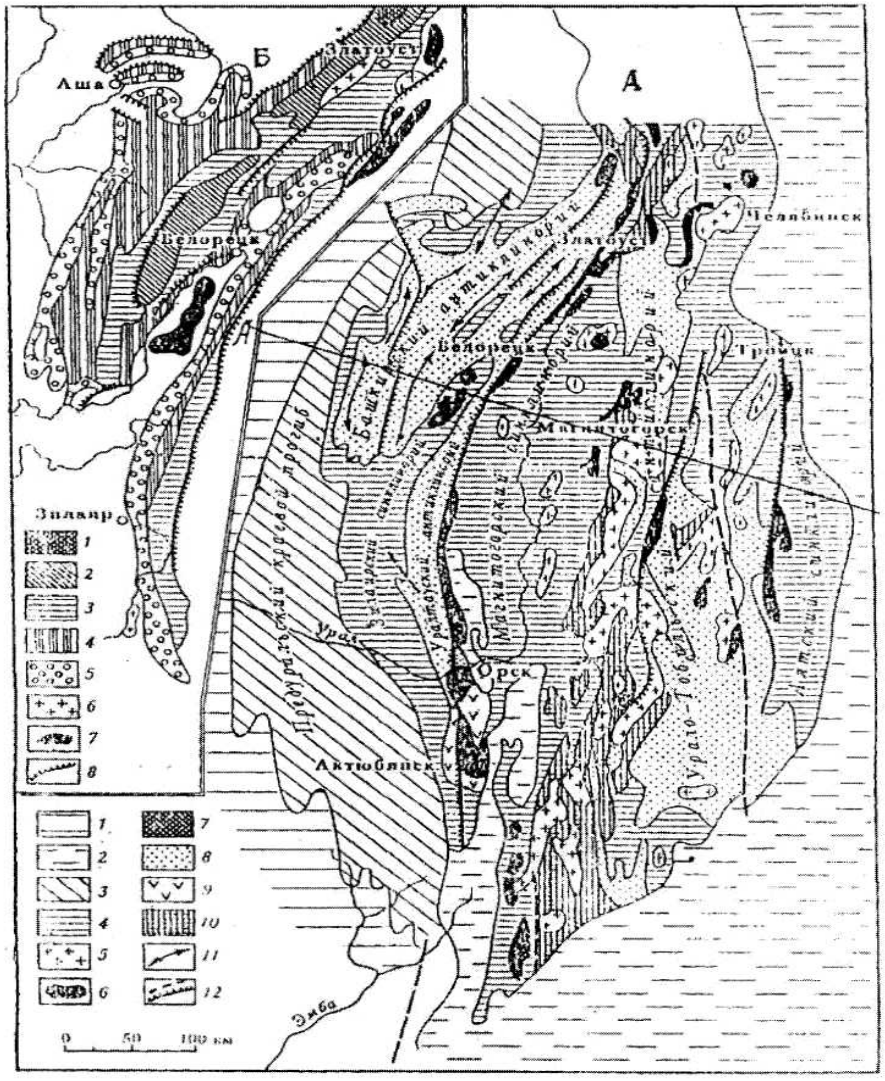


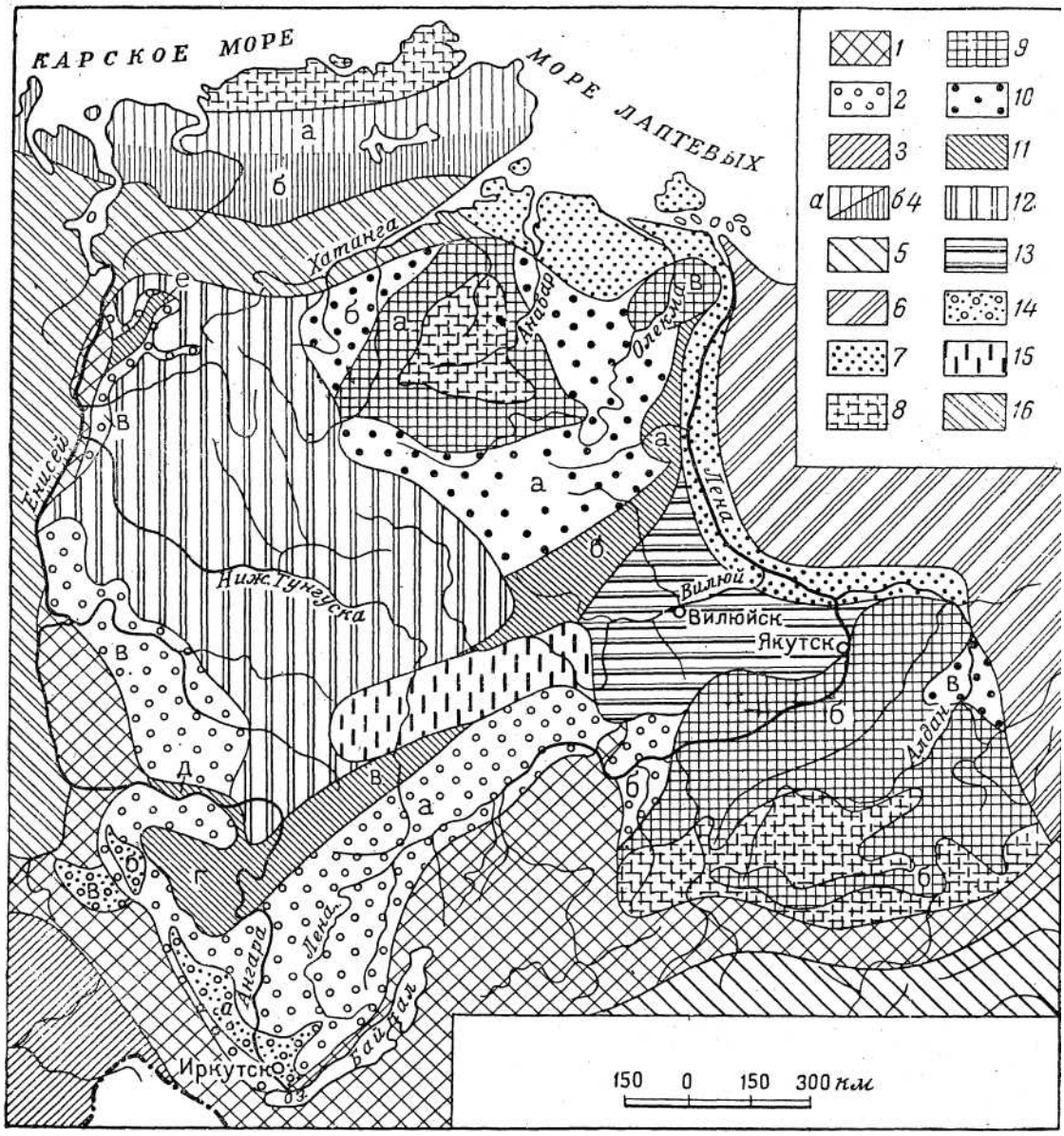
Рисунок А.2 - Тектоническая схема Восточно-Европейской платформы (по Белоусову)



А.1- слои чехла Русской платформы; 2- слои чехла Западно-Сибирской платформы; 3 – верхний палеозой Предуральского краевого прогиба; 4- палеозойский складчатый комплекс уралид; 5- гранитоиды; 6 – гипербазиты; 7- доверхнедокембрийские образования (тараташская свита); 8- верхний докембрий; 9- кембрийско –нижнеордовикский комплекс южного окончания Уралтауского антиклинория; 10- метаморфические образования палеозоя и докембрия; 11 – оси антиклиналей; 12 – разломы

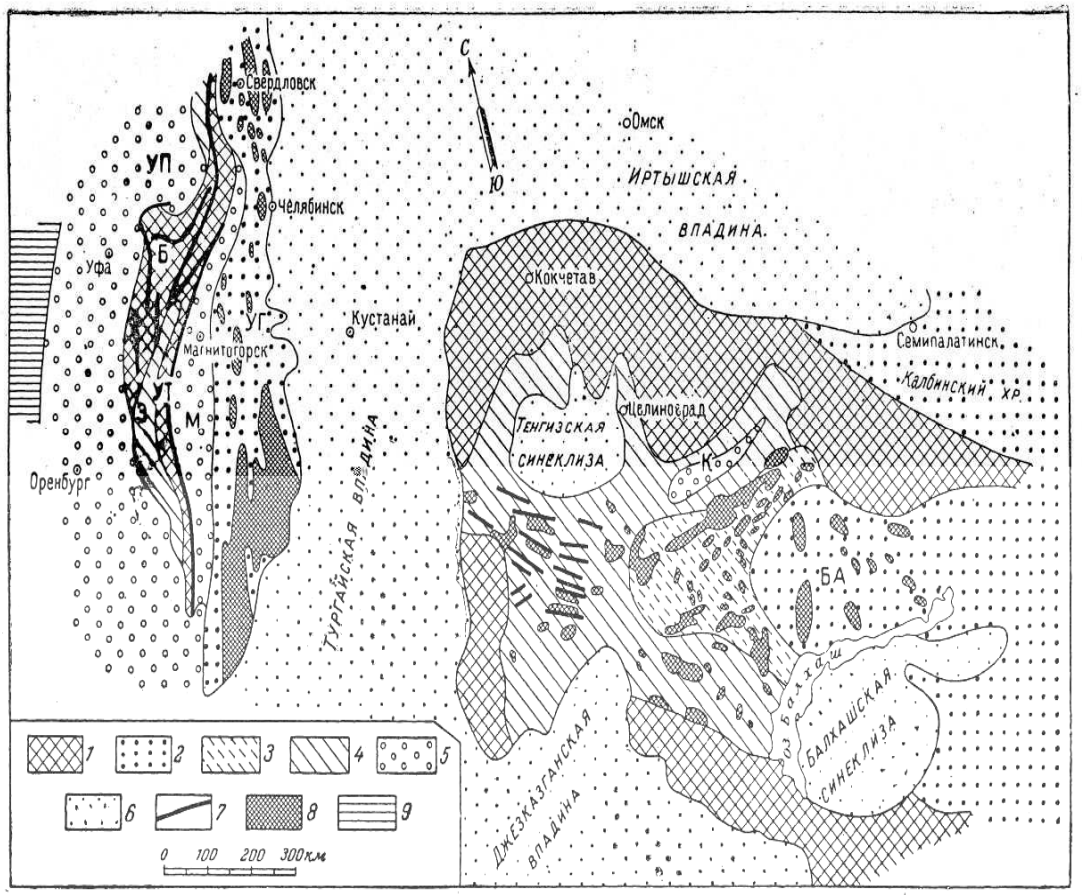
Б. 1 – тараташская свита; 2 – бурзянская серия; 3 – юрматинская серия; 4 – каратауская серия; 5 – ашинская серия; 6 – граниты; 7- гипербазиты; 8- разрывы каратауская серия; 5- ашинская серия; 6 – граниты; 7 – гипербазиты; 8 – разрывы

Рисунок А.3 – Распространение верхнедокембрийских отложений на Южном Урале (по Хераскову)



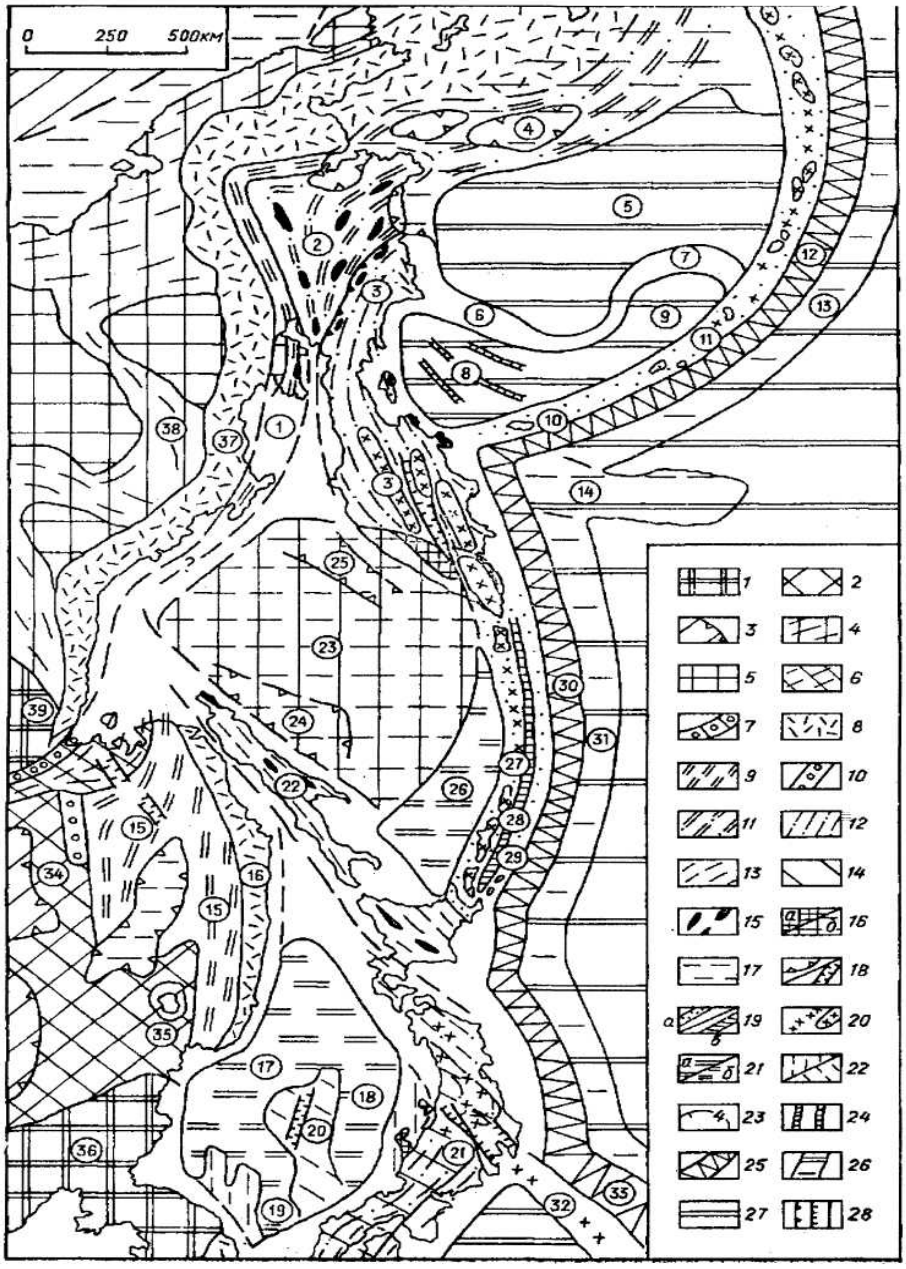
1- зона байкальской складчатости; 2-передовые прогибы; 3 - зона каледонской складчатости Западных Саян; 4 - герцинская складчатая зона Таймыра; 5-зона герцинской складчатости Забайкалья; 6 - зона альпийской складчатости Верхоянья 7- Приверхоянский передовой прогиб; 8 - выходы архея; 9 - антеклизы на докембрии; 10 - склоны антеклиз; 11- крупные валы; 12- Тунгусская синеклиза; 13-Вилюйская синеклиза; 14-юрские прогибы; 15-Ангаро-Вилюйский юрский прогиб; 16- Западно Сибирская эпигерцинская впадина

Рисунок А.4- Схема тектоники Сибирской платформы (по Спижарскому)



1-области каледонской складчатости;2-герцинские интрагеосинклинали; 3-нижнепалеозойские парагеосинклинали; 4-герцинские парагеосинклинали; 5- герцинские передовые и межгорные прогибы; 6- альпийские синеклизы, 7- главные разрывы; 8- палеозойские гранитные массивы; 9-Русская платформа

Рисунок А. 5 - Схема тектоники Центрального Казахстана и Южного Урала (по Белоусову)



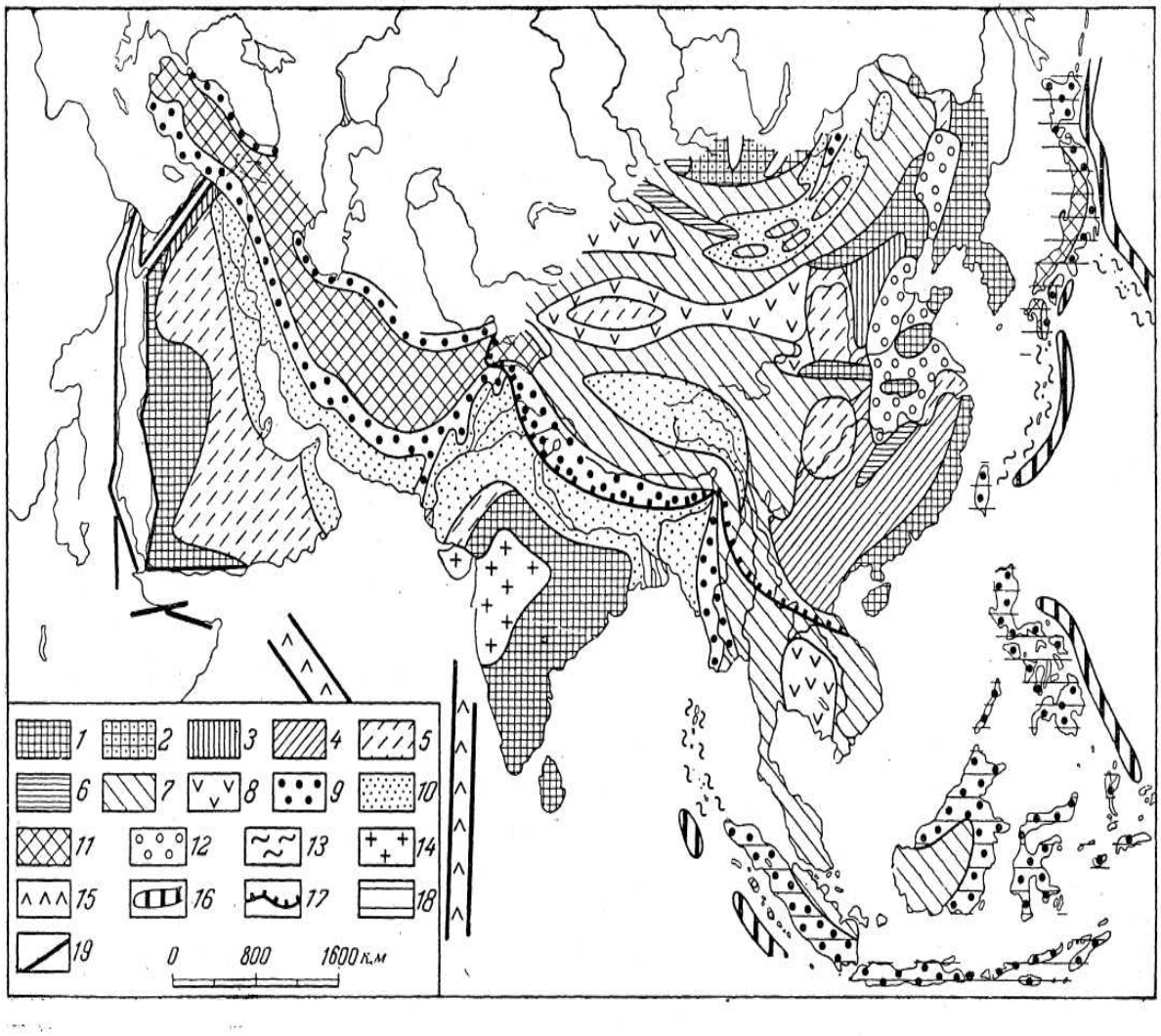
Цифрами в кружках обозначены: 1 - Кони-Тайгоносская складчатая зона; 2- складчато-покровная система Корякского нагорья; 3 - Олюторско-Камчатская складчатая система;

Рисунок А.6 – Схема тектонического строения северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса, лист 1

4- Наварггаская впадина; 5- Алеутская глубоководная впадина; 6-7- островная дуга Ширшова -Бауэре; 8- Командорская глубоководная впадина; 9- впадина Бауэре; 10-11- Командорско-Алеутская островная дуга; 12- Алеутский желоб; 13 -Алеутский краевой вал; 14 поднятие Обручева; 15 - Сихотэ-Алинская складчатая область; 16- Восточно- Сихотэалинский вулканический пояс; 17- Центральная Япономорская впадина; 18 -впадина Хонсю; 19 - Цусимская впадина; 20- поднятие Ямато; 21- складчатое сооружение Хонсю; 22- Сахалинское складчатое сооружение;

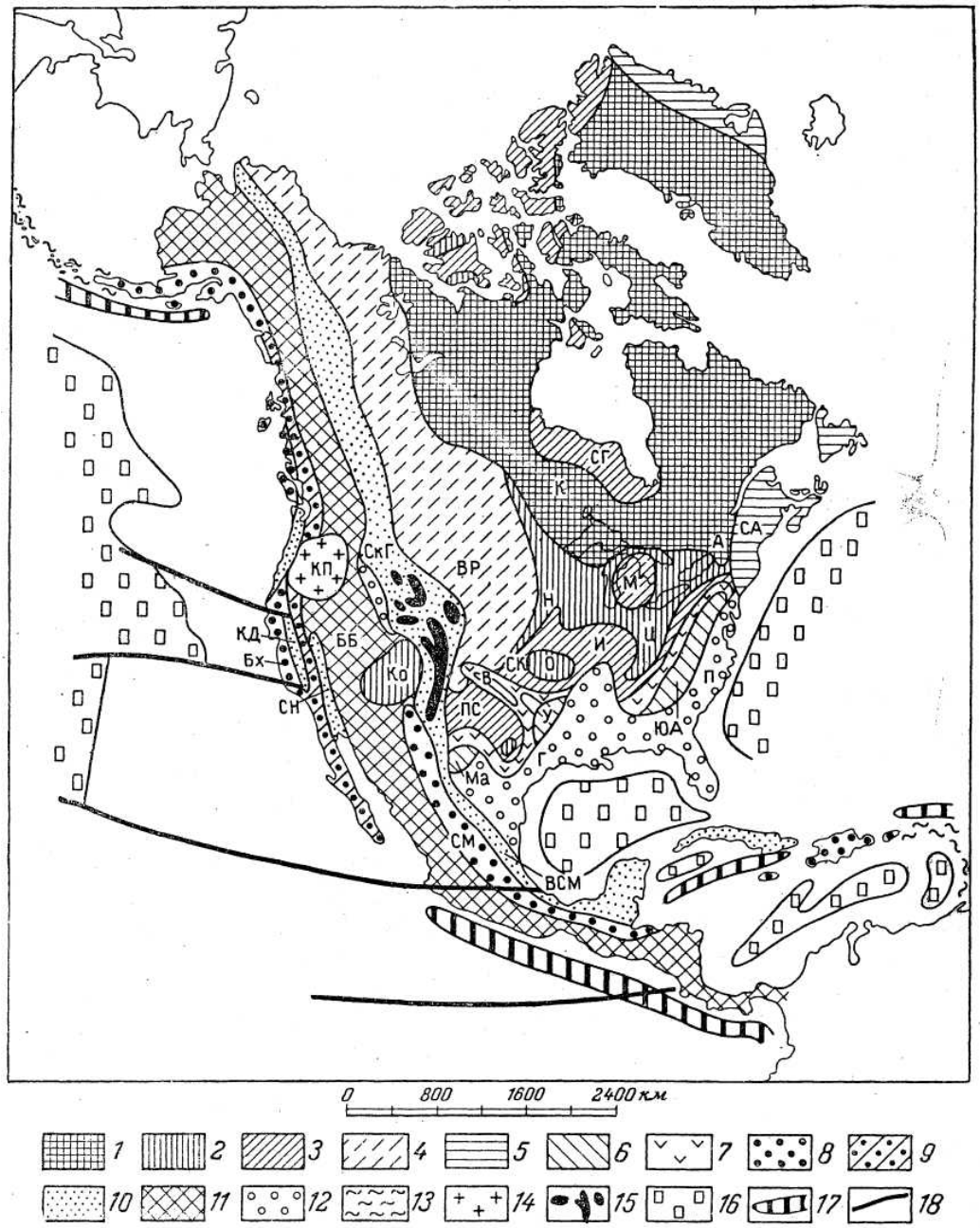
22- Охотоморский массив; 24- впадина Дерюгина; 25- впадина Тинро; 26- Южно-Охотская (Курильская) глубоководная впадина; 27- Большекурильская островная дуга; 28 -междуговой прогиб Витязя; 29 - Малокурильская островная дуга; 30 -Курило-Камчатский желоб; 31- вал Зенкевича; 32- островная дуга Идзу - Бонин; 33- желоб Идзу Бонин; 34- Буреинский метаплатформенный массив; 35 -Ханкайский метаплатформенный массив; 36- Китайско-Корейская платформа; 37 - Охотско-Чукотский вулканический пояс; 38- Верхояно-Чукотская складчатая область; 39- Алдано-Становой щит

Рисунок А.6, лист 2



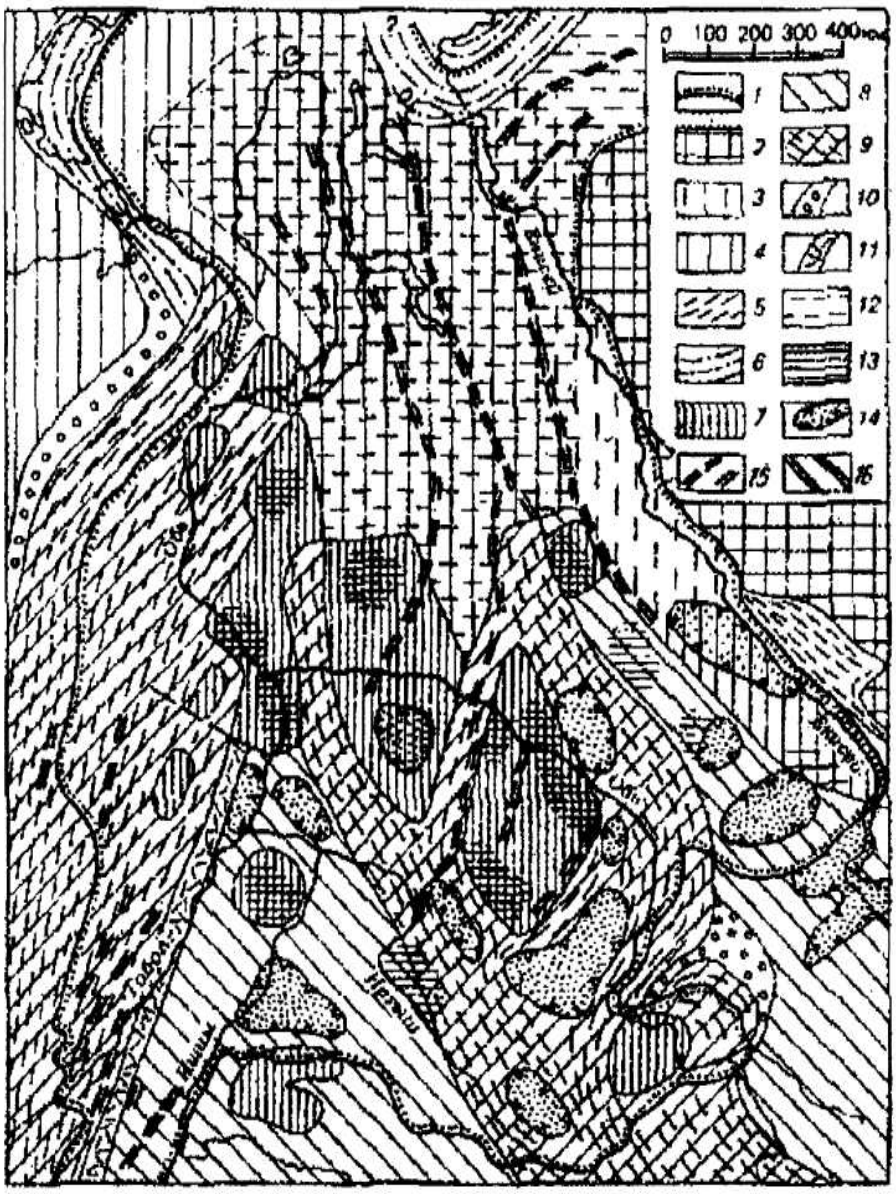
1- выходы докембрийского складчатого основания; 2-выходы байкальского складчатого основания; 3- антеклизы на докембрийском складчатом основании; 4,5 – синеклизы на докембрийском складчатом основании; 6 – каледонские геосинклинали; 7- герцинские геосинклинали; 8 – герцинские передовые прогибы; 9- альпийские интрагеосинклинали; 10 – альпийские парагеосинклинали и передовые прогибы; 11 – срединные массивы в альпийских геосинклиналях; 12 – области третичного опускания; 13 – островные дуги второго типа; 14 – платобазальты; 15 – подводные базальтовые хребты; 16 – глубоководные океанические рвы (желоба); 17 – граница области тектонической активизации; 18 – области магматизма, связанного с океанизацией; 19 – крупные сбросы

Рисунок А.7- Схема тектоники Южной Азии.(по Белоусову



1-выходы докембрийского кристаллического фундамента; 2-антеклизы на докембрии; 3-синеклизы на докембрии; 5- каледонская геосинклиналь; 6-герцинская геосинклиналь; 7- герцинский передовой прогиб; 8-альпийская интрагеосинклиналь; 9-альпийская интрагеоантиклиналь, занятая гранитным батолитом; 10-альпийские передовые прогибы и парагеосинклинали; 11-альпийский срединный массив; 12-эпигерцинская впадина; 13- островные дуги второго типа; 14- платобазальты; 15-крупнейшие антиклинали; 16-глубокие морские впадины; 17-океанические рвы ; 18-Крупнейшие разрывы планетарного значения

Рисунок А 8 – Тектоническа схема Северной Америки (по Белоусову)



1 – Границы Западно-Сибирской плиты; 2- Сибирская древняя платформа; 3-6 метаплатформенные области; 7-11 складчатое основание Урало-Монгольского подвижного пояса; 12- палеозойские карбонатные и терригенные отложения чехла; 13- терригенные отложения срединных массивов; 14 – вулканогенно-терригенные молассы внутренних впадин в каледонидах и на массивах в герценидах; 15 – рифейские грабены; 16 – мезозойские грабены.

Рисонок А.9 – Гипотетическая схема строения домезозойского основания и доплитных комплексов чехла Западно- Сибирской плиты (по Рудкевичу)