

Введение в региональную геологию

Федеральное агентство по образованию
ИРКУТСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

В. В. Булдыгеров

ВВЕДЕНИЕ В РЕГИОНАЛЬНУЮ ГЕОЛОГИЮ

Учебное пособие

ИРКУТСК 2006

УДК 55(1/9)
ББК 26.3я 73

Печатается по решению учебно-методической комиссии
геологического факультета
Иркутского государственного университета

Рецензенты: д-р геол.-минерал. наук, проф. Г. Я. Абрамович;
канд. геол.-минерал. наук, проф. А. И. Сизых

Булдыгер, В. В. Введение в региональную геологию :
учеб. пособие / В. В. Булдыгер. – Иркутск : Иркут. ун-т, 2006. –
98 с.

Приведены сведения по стратиграфии, магматизму, структурной геологии, тектонике, необходимые для понимания и усвоения курсов по региональной геологии; сведения о методах изучения региональной геологии, степени геологической изученности территории бывшего СССР, состоянии минерально-сырьевой базы России и планируемые Правительством РФ работы для изучения геологического строения и полезных ископаемых России. Эти разделы в изданных для широкой публики материалах отсутствуют, либо рассмотрены в ограниченном виде.

Рассматривается также геология Байкало-Витимской складчатой области, которая изложена в имеющихся учебниках по устаревшим представлениям.

Предназначено для студентов очного (4-й и 5-й курсы) и заочного (3-й, 5-й и 6-й курсы) отделений по курсам «Региональная геология», «Геология России», «Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири» и магистров специальности «Региональная геология».

Библиогр. 14 назв. Табл.

УДК 55(1/9)
ББК 26.3я 73

© Булдыгер В. В., 2006
© Иркутский государственный
университет, 2006

Оглавление

Предисловие.....	5
1. Методы изучения региональной геологии.....	7
1.1. Геологические методы.....	7
1.2. Дистанционные методы.....	8
1.3. Геофизические методы.....	9
1.4. Методы определения возраста пород.....	10
<i>Контрольные вопросы.....</i>	<i>16</i>
2. Состояние геологической изученности России и сопредельных территорий в границах СССР	17
<i>Контрольные вопросы.....</i>	<i>20</i>
3. Планируемые работы геологической службы России	21
<i>Контрольные вопросы.....</i>	<i>23</i>
4. Номенклатура геологических образований.....	24
4.1. Номенклатура стратиграфических образований.....	24
4.2. Номенклатура нестратифицированных образований	28
4.3. Геологические формации.....	31
<i>Контрольные вопросы.....</i>	<i>32</i>
5. Главные тектонические концепции.....	33
5.1. Геосинклинальная концепция.....	34
5.2. Концепция тектоники литосферных плит.....	41
5.3. Плюмтектоническая концепция.....	42
<i>Контрольные вопросы.....</i>	<i>44</i>
6. Главные структурные элементы земной коры.....	45
6.1. Структурные элементы материков.....	45
6.1.1. Структуры платформ.....	45
6.1.2. Структуры складчатых сооружений.....	49
6.2. Структуры океанов.....	51
6.2.1. Срединно-океанические хребты.....	51
6.2.2. Океанические платформы.....	52
6.3. Структуры переходной зоны от континентов к океанам	53
6.3.1. Активные зоны сочленения континентов и океанов	53

6.3.2. Пассивные зоны сочленения континентов и океанов	55
6.4. Разломы.....	56
6.5. Кольцевые структуры.....	57
<i>Контрольные вопросы.....</i>	<i>58</i>
7. Специфика докембрийского периода истории Земли.....	59
<i>Контрольные вопросы.....</i>	<i>64</i>
8. Байкало-Витимская складчатая область	65
8.1. Местоположение и границы.....	65
8.2. Основные взгляды на тектоническую природу области.....	66
8.3. Главные структурные элементы.....	68
8.4. Глубинное строение.....	69
8.5. Геологическое строение.....	70
8.5.1. Байкало-Патомский перикратонный прогиб.....	70
8.5.2. Раннедокембрийские образования.....	74
8.5.3. Северо-Байкальский вулcano-плутонический пояс	79
8.5.4. Рифейские образования.....	81
8.5.5. Палеозойские образования.....	89
8.5.6. Ангаро-Витимский батолит.....	91
8.5.7. Селенгино-Становая зона.....	93
8.5.8. Мезокайнозойские образования.....	94
<i>Контрольные вопросы.....</i>	<i>96</i>
Библиографический список.....	97

Предисловие

В курсе «Региональная геология» и «Геология России» рассматриваются в обобщенном виде геологическое и тектоническое строение, историю развития, глубинное строение и закономерности размещения полезных ископаемых как всей Северной Евразии, так отдельных регионов России и сопредельных территорий. Это уникальная территория, здесь представлено почти всё разнообразие структур Земли: древние и молодые платформы, разновозрастные складчатые сооружения, все типы современных геодинамических обстановок. На конкретных примерах дается представление о строении и формировании этих структур и связанных с ними полезных ископаемых. Эти знания необходимы в практической деятельности. Изучение региональной геологии имеет и большое теоретическое значение. Любая геологическая концепция проверяется данными региональной геологии, поэтому, в первую очередь, необходимо знать геологию своей Родины.

Для успешного освоения курса следует иметь представление о различных разделах геологии: стратиграфии, магматизме, метаморфизме, тектонике, структурной геологии, геофизике, а также учении о полезных ископаемых, умении читать карты геологического содержания.

Опыт преподавания региональной геологии показал необходимость (перед рассмотрением геологии конкретных регионов, как и всей Северной Евразии в целом) дать теоретическую основу курса, отсутствующую в учебниках по данной дисциплине. Это касается главных понятий стратиграфии, геологии магматических и метаморфических образований, тектоники, структурной геологии и т. д.

Кроме теоретических основ региональной геологии, в пособии приводятся сведения по состоянию изученности региональной геологии Северной Евразии на современный период, состоянию минеральной базы России и о дальнейших направлениях в деятельности геологической службы России. Эти сведения можно найти только в разрозненных статьях периодической печати и в постановлениях Министерства Природных Ресурсов. Приводятся сведения и о методах изучения региональной геологии, описание которых также отсутствуют в учебниках.

В пособие включён также раздел «Геологическое строение Байкало-Витимской складчатой области». Это вызвано тем, что в существующих учебниках по региональной геологии её геологическое строение рассматривается в значительной степени с устаревших позиций, опровергнутых многочисленными работами иркутских геологов.

Учебное пособие предназначено для студентов, изучающих региональную геологию. Сюда относятся дисциплины: «Геология России», которая преподаётся на 4-м курсе для специальностей 011100-геология и 011500-геология горючих полезных ископаемых; «Региональная геология» – на 4-м курсе для специальностей 0801-геологическая съёмка, поиски и разведка полезных ископаемых и 0805-геология нефти и газа; «Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири» – на 5-м курсе для специальности для специальности 011100-геология; «Геология и металлогения Восточной Сибири» – на 5-м курсе для специальностей 0801- геологическая съёмка, поиски и разведка полезных ископаемых и 0805-геология нефти и газа, магистров по специальности «Региональная геология». Кроме того, оно может быть использовано в качестве справочного пособия при изучении стратиграфии, геологии магматических и метаморфических образований, тектоники, структурной геологии, исторической геологии.

1. МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ РЕГИОНАЛЬНОЙ ГЕОЛОГИИ

Любые так или иначе связанные с геологией работы вносят свой вклад в изучение региональной геологии. Но значение их для этого различно. Все методы делятся на геологические, дистанционные и геофизические. Отдельно можно выделить методы определения возраста пород, имеющие важнейшее значение для региональной геологии.

1.1. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Геологические методы предусматривают непосредственное изучение вещественного состава геологических образований, их пространственного распространения, структурного строения территорий, закономерностей размещения полезных ископаемых, их связи с геологическими формациями и структурами и перспективную оценку территорий.

Любые геологические работы вносят тот или иной вклад в изучение региональной геологии. Но главным методом изучения региональной геологии являются **геологосъёмочные работы**, предусматривающие последовательное и всестороннее изучение территорий. Эти работы проводятся в разных масштабах и, как правило, в рамках листов международной разграфки. Наиболее результативной для познания региональной геологии является геологическая съёмка масштаба 1:200 000. В настоящее время это самый мелкомасштабный вид геологосъёмочных работ. Она, с одной стороны, охватывает при своем проведении значительные площади, с другой – достаточно детально изучает территорию для дальнейших обобщений.

Одним из главных методов изучения региональной геологии является также **геологическое картографирование**, которое проводится путем обобщения всех геологических материалов по территориям. Это позволяет создавать мелкомасштабные карты геологического содержания и рассматривать более крупные геологические структуры, выявляя закономерности их строения и развития, определять минерагеническую характеристику. Таким путем создаются карты и описания геологического строения отдель-

ных регионов, областей, стран, материков и всего Земного шара, что является главным при изучении региональной геологии. Таким методом создавались карты разного масштаба. Наиболее важной для успешного освоения предлагаемого курса является геологическая карта СССР масштаба 1:2 500 000.

Большое значение для изучения глубинного строения территорий является **бурение с извлечением керна**, которое способствует получению трёхмерного отображения геологического строения. Чем глубже скважины, тем больше материала будет получено для трёхмерных геологических построений. Большое значение имеет бурение и для поисков залегающих на глубине месторождений полезных ископаемых, роль которых во времени возрастает.

1.2. ДИСТАНЦИОННЫЕ МЕТОДЫ

Дистанционные методы предусматривают изучение геологического строения поверхности Земли, поднявшись над ней на определённое расстояние. Чем выше поднимается исследователь, тем более крупные элементы геологии территорий он может выявить. Эти методы делятся на аэровизуальный, аэрофотографический, космографический. Любой из этих методов требует заверки наземными работами.

Аэровизуальный метод предусматривает изучение территорий геологом непосредственно с вертолёт, самолёта или космического аппарата. Имея предварительное представление о геологическом строении, геолог выявляет неравномерности строения земной поверхности, наносит их на топографическую карту и намечает участки для посещения с целью определения их причины.

Аэрофотографический метод предусматривает фотографирование местности с самолёта или вертолёт и последующее дешифрирование фотоснимков. Чем выше поднимется летательный аппарат, тем меньше будет масштаб фотоснимков и тем более крупные объекты на них можно будет выявить. Предварительно разрабатывается система дешифрировочных признаков, которые уточняются при наземной заверке выявленных на аэрофотоснимках объектов. Наиболее мелкий масштаб аэрофотоснимков – 1:64 000. Из отдельных снимков составляют схемы, на которых можно увидеть ещё более крупные геологические объекты.

Космографический метод предусматривает фотографирование поверхности Земли со спутников в разных спектрах длин волн. Этот метод позволяет выявить наиболее крупные геологические объекты (структуры). Кроме того, с космических аппаратов с помощью соответствующих приборов производится исследование теплового поля Земли, что позволяет выявить территории с разной современной эндогенной активностью.

1.3. ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Геофизические методы изучают геофизические поля, которые определяются физическими свойствами геологических образований, как выходящих на поверхность, так и залегающих на глубине. Но для уверенной геологической интерпретации геофизических данных обязательно требуется заверка их геологическими работами, так как во многих случаях возможна конвергенция геофизических признаков. В зависимости от изучаемых параметров геологических объектов геофизические методы делятся на радиометрические, магнитометрические, гравиметрические и сейсмометрические. Первые три метода используются как в наземном, так и воздушном варианте. Для региональной геологии большое значение имеют воздушные методы, так как они позволяют в относительно короткое время получить данные о геофизических полях значительных территорий. По полученным данным строятся карты геофизических полей, которые дают представление о разнообразии геологических образований территорий. После определения геологической природы геофизических полей, данные геофизических методов используются для построения геологических карт и разрезов.

Радиометрические методы основаны на изучении естественной радиоактивности геологических образований. Главными элементами, содержание которых определяет радиационный фон местности, являются U, Th и изотоп ^{40}K . Содержания этих элементов в породах разного состава и генезиса неодинаково. Изменение значений радиационного поля свидетельствует о смене пород. Эти методы позволяют уточнять геологическое строение поверхности. Недостатком их является то, что слой рыхлых отложений мощностью более 1 м экранирует радиоактивность коренных пород. Для региональной геологии наиболее продуктивным является аэрогаммаспектрометрический метод, который определяет не только

общий фон радиоактивности, но и содержания элементов, которыми он обусловлен. Это позволяет разделить породы с близкой радиоактивностью, но обусловленной разными содержаниями радиоактивных элементов.

Магнитометрические методы основаны на изучении магнитных свойств пород. Они обусловлены минералами железа, в первую очередь, магнетита, в меньшей степени другими минералами железа, содержание которых неодинаково в породах разного состава. Этот метод даёт представление как о выходящих на поверхность породах, так и залегающих на глубине. Существуют методики для расчёта глубины залегания кровли и подошвы магнитовозмущающих объектов, что имеет значение для трёхмерных геологических построений. Этот метод часто используется в комбинации с аэрогаммаспектрометрическим

Гравиметрические методы основаны на изучении значений поля силы тяжести территорий, которые обусловлены плотностью пород, а плотность пород обусловлена их составом и генезисом. На гравиметр воздействуют как породы, выходящие на поверхность, так и залегающие на глубине. Поэтому гравиметрические методы также дают представление, как о геологическом строении поверхности, так и глубоких горизонтов.

Сейсмометрический метод основан на изучении колебаний Земли, вызванных как естественными причинами, так и (в основном) вызванных искусственно. Скорость распространения сейсмических волн (колебаний) зависит от плотности пород. Они отражаются от границ пород разной плотности. Определяя скорость прохождения отражённых сейсмических волн, устанавливают глубину залегания поверхностей разделов пород с разной плотностью. Следовательно, сейсмометрический метод даёт нам представление о глубинном строении территорий.

1.4. МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВОЗРАСТА ПОРОД

Определение возраста пород – одно из главных условий достоверности геологических построений. Поэтому определение возраста пород очень важно для региональной геологии. В возрастном отношении геологические подразделения привязываются к международной хронологической шкале. Возраст пород может быть абсолютный, выраженный в годах, и относительный, когда

устанавливается возрастная последовательность их образования. Все они делятся на геологические, палеонтологические, изотопные, палеомагнитные. Наиболее достоверными считаются близкие значения возраста, полученные разными методами.

Геологические методы дают представление в основном об относительном возрасте пород. Они делятся на стратиграфический, магматический, метаморфический, структурный, палеоклиматический, палеогеографический.

Стратиграфический метод основан на главном постулате стратиграфии: чем выше залегает осадочная или вулканическая порода, тем она моложе. Однако надо иметь в виду возможность запрокинутого залегания слоистости. При этом методе учитываются возможности латерального изменения состава осадков, цикличность осадконакопления. Особенно важно наличие в разрезах вулканогенных отложений и их состав. Они, как правило, накапливаются близко одновременно на значительных площадях. Большое значение имеет установление характера взаимоотношений стратифицированных образований: согласное, с перерывом, с угловым несогласием, определение длительности перерывов в осадконакоплении.

Магматический метод помогает выявить возрастную последовательность стратифицированных и нестратифицированных образований. Породы, прорываемые определёнными интрузивами, будут древнее их, а перекрывающие их с разрывом – моложе. Магматические породы определённого состава обычно внедряются в определённые стадии тектоно-магматических циклов и распространены в пределах единых структурно-формационных зонах. Так, в начале тектоно-магматических циклов преобладает магматизм основного состава, а в конце – кислого. Для платформенных условий характерен магматизм специфического состава: трапповая формация, ультращелочные породы, кимберлиты, карбонаты. Это позволяет коррелировать разобщённые массивы магматических образований. Необходимо исключать возможную принадлежность магматических пород близкого состава к разным возрастным уровням.

Большое значение для корреляции и расчленения петрохимически сходных магматических образований имеет определение их геохимической специализации, обычно свойственных определённым этапам развития структурно-формационных зон.

В основу *метаморфического метода* положены признаки регионального метаморфизма, которые проявляются одновременно на значительной территории. При этом надо учитывать возможную зональность метаморфизма и повторяемость условий метаморфизма. При этом метаморфические процессы часто сопровождаются определёнными типами метасоматических процессов.

Структурный метод основан на однотипности структурных форм в пределах структурно-формационных зон, сформировавшихся в определённые стадии тектоно-магматических циклов подвижных областей. Для начальных стадий тектоно-магматических циклов характерны грабены и другие отрицательные структуры, в заключительные стадии формируются горные сооружения с межгорными и предгорными прогибами и линейные складчатые формы, возникшие в результате стрессовых напряжений. Характерные структуры свойственны промежуточному (тафрогенному) этапу формирования платформ. Это авлакогены и перикратонные прогибы. В платформенный период развития формируются конседиментационные структуры. В определённых условиях возникают гранито-гнейсовое купола, распространённые на значительных площадях.

Палеоклиматический метод учитывает то, что климатические условия часто определяют характер осадков, распространённых на значительных территориях. Например, красноцветные отложения накапливаются в аридном, угленосные в гумидном, а ледниковые в нивальном климате.

Для *палеогеографического метода* важно учитывать географические условия осадконакопления, которые охватывают большие площади. При этом выявляют границы разных географических зон: горных сооружений, аллювиальных равнин, мелководных бассейнов и т. д. Для каждого географического условия характерны свои типы осадков. Например, соли и сульфаты отлагаются в лагунных условиях, органогенные карбонатные осадки в шельфовых зонах, грубообломочные – в горных условиях и т. д.

Следует отметить, что для отдельных периодов докембрия характерны определённые типы геологических формаций, структурных форм, условий метаморфизма, не повторяющиеся в дальнейшем (см. далее). Это способствует определению возраста геологических образований. Например, масштабный ультраосновной вулканизм характерен только для архея, граниты рапакиви – для завершающей стадии формирования фундамента первых плат-

форм, зелёнокаменные пояса – для позднего архея и т. д. Для определения относительного возраста геологических образований имеет значение первое их появление в истории Земли. Например, красноцветные и ледниковые отложения известны лишь с середины карелия, офиолиты и эвапориты – с рифея, щелочные магматические образования – с конца карелия. Региональный метаморфизм гранулитовой фации характерен для раннего архея.

Палеонтологический метод. В процессе эволюции органического мира отдельные органические формы существовали в разные отрезки времени. Находя в ископаемом состоянии признаки вымерших органических форм известного возраста, устанавливается время накопления содержащих их осадков. Чем меньше временной интервал существования тех или иных видов, тем точнее определяется возраст отложений. Для различных отрезков истории Земли выявлены так называемые руководящие формы органических остатков. Их находки позволяют привязать отложения к соответствующим отрезкам международной хронологической шкалы.

Палеонтологический метод даёт хорошие результаты определения возраста осадочных пород фанерозоя. Но для докембрия его возможности ограничены, и чем дальше вглубь истории Земли, тем меньше его значение. Имеются скелетные руководящие формы для венда. В рифейских отложениях находят формы микрофоссилий и фитолитов, которые также используются для определения возраста осадков. Но надёжность их часто подвергается сомнению. Для раннего докембрия палеонтологический метод определения возраста не используется.

Изотопные методы позволяют определить возраст пород или происшедших в них процессов в абсолютном летоисчислении. Они основаны на явлении самораспада некоторых изотопов с образованием устойчивых изотопов. Распадающиеся изотопы называются материнскими, а устойчивые новообразованные изотопы – дочерними. Существуют много модификаций определения изотопных возрастов. Наиболее широко используемые в геологической практике являются калий-аргоновый, рубидий-стронциевый, свинцовые, самарий-неодимовый методы. В большинстве случаев применяется метод построения изохронных графиков с использованием отношений содержаний материнского и дочернего изотопов к устойчивому изотопу материнского элемента. Для этого необходимы серии проб из одного геологического тела со значи-

тельными вариациями содержаний используемых изотопов. Более надёжной считается внутренняя изохрона, полученная путём определения содержаний изотопов в минералах из одной пробы.

Калий-аргоновый метод основан на самораспаде ^{40}K с образованием ^{40}Ar . Ввиду того, что аргон – газ, при нагревании и стрессовых напряжениях он легко удаляется из кристаллических решеток минералов. Поэтому калий-аргоновый метод применяется для определения возраста мезо-кайнозойских пород, в большинстве своём не подвергшихся воздействию наложенных процессов. Для калий-аргонового метода используют минералы с высокими содержаниями калия. Они характерны в основном для кислых магматических пород (полевые шпаты и слюды). Для определения изотопного возраста осадочных пород калий-аргоновым методом используется глауконит. Используется также *аргон-аргоновый метод*, основанный на определении соотношений аргона 40, образовавшегося при радиоактивном распаде и устойчивого изотопа аргона 39.

Рубидий-стронциевый метод основан на самораспаде ^{87}Rb с образованием ^{87}Sr . Он относится к твёрдофазным методам и потому считается более надёжным, чем калий-аргоновый. Этот метод используется для определения возраста магматических пород, богатых калием, а соответственно, и рубидием. Такими породами являются разновидности кислого и среднего составов. По мере совершенствования приборного обеспечения, этот метод применяют и для пород с низким содержанием калия. Более надёжным считается возраст, полученный по внутренней изохроне, по минералам одной пробы.

Рубидий-стронциевый метод позволяет получить изначальное отношение радиоактивного и устойчивого изотопов материнского элемента. Это отношение показывает, какой генезис имеет определяемая порода: мантийный при значении отношения $< 0,705$ или коровые при значении отношения $> 0,705$.

В природе породы часто подвергаются метасоматическим изменениям. Рубидий является геохимически родственным калию, а стронций – кальцию. При выносе или привносе калия и (или) кальция происходит изменение первичных содержаний рубидия и стронция. Если проявились эти процессы, то значения возраста, полученные рубидий-стронциевым методом, будут неверными.

Свинцовые методы основаны на образовании устойчивых изотопов свинца при распаде изотопов урана и тория. ^{238}U распадается с образованием ^{206}Pb , ^{235}U - ^{207}Pb , ^{232}Th - ^{208}Pb . Результаты считаются надёжными, если все три соотношения показывают близкий возраст. Если же эти данные не совпадают, то строится график конкордии-дискордии. Конкордия – это дугообразная линия, соответствующая теоретическому изменению соотношений материнских и дочерних изотопов, а дискордия – усреднённая прямая линия, полученная по результатам анализов. Считается, что верхнее пересечение конкордии и дискордии показывает время образования породы, а нижнее – время наложенного процесса, изменившего первоначальные соотношения изотопов.

Для определения возраста пород свинцовыми методами используются минералы с высокими содержаниями урана и тория. Эти минералы содержатся в породах кислого и среднего составов. Чаще всего используется широко распространённый минерал циркон, но могут быть использованы: апатит, моноцит, ксенотим и др.

Циркон является тугоплавким минералом. При палингенезе в новообразованных магматических образованиях могут сохраниться реликты древнего циркона. При застывании магмы они будут обростать новообразованным цирконом. Определение возраста по таким кристаллам будут неверными.

Самарий-неодимовый метод использует соотношения материнского изотопа ^{147}Sm и дочернего – ^{143}Nd . Этот метод используется для определения возраста магматических пород основного и ультраосновного составов, где содержания редкоземельных элементов достаточно высокие. Оба элемента относятся к группе редкоземельных и потому обладают сходными геохимическими свойствами. Поэтому считается, что при наложенных процессах их соотношения изменяются незначительно. Здесь также используется метод определения изотопов по минералам одной пробы.

Палеомагнитный метод основан на действительном или мнимом перемещении магнитных полюсов. При образовании пород: застывании магмы, накоплении осадка, магнитные минералы (в первую очередь магнетит) ориентируются строго по магнитным силовым линиям. В дальнейшем направленное расположение магнитных минералов на древние полюса в породах сохраняются. Лишь при нагревании их выше точки Кюри происходит перемагни-

чивание минералов. Для магнетита – главного магнитного минерала она близка 580 °С.

Для определения направления на древний полюс из геологического тела отбирается серия ориентированных образцов. В дальнейшем их исследуют на соответствующих приборах. Зная траекторию перемещения полюсов для геоблоков, по сохранившимся в породах направлениям магнитных силовых линий определяют время образования породы. Ввиду того, что геоблоки перемещаются относительно друг друга, для каждого из них необходимо определить траекторию перемещения полюсов и с ней сопоставлять полученные результаты.

Контрольные вопросы

1. Методы прямого изучения геологического строения.
2. Методы опосредствованного изучения геологического строения.
3. Методы определения возраста пород.

2. СОСТОЯНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИЗУЧЕННОСТИ РОССИИ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ В ГРАНИЦАХ СССР

Современное состояние изученности региональной геологии обусловлено всем комплексом работ геологического содержания, которые проводились до настоящего времени. Начало её изучения приходится на те времена, когда человек начал пользоваться в своей деятельности каменным материалом. По мере развития человечества потребность в полезных ископаемых, как в видовом, так и в количественном отношении возрастала, что определяло потребности в изучении геологического строения территорий.

Вначале геологическое изучение территорий проводилось только в районах выявленных полезных ископаемых. Затем с целью поисков новых месторождений полезных ископаемых планомерно стали изучать всю территорию страны. Главным методом изучения геологического строения территорий стала геологическая съёмка. В районах известных месторождений проводились геологосъёмочные работы масштаба 1:200 000 и 1:50 000, на их основе создавались карты масштаба 1:1 000 000. В неосвоенных регионах проводились геологосъёмочные работы масштаба 1:1 000 000. К 1990-м годам вся территория бывшего СССР была покрыта геологической съёмкой масштаба 1: 1 000 000.

С начала 50-х годов 20 века начали издаваться геологические карты масштаба 1:1 000 000 и объяснительные записки к ним. Но, в связи с бурно развивающимися геологическими работами более крупного масштаба, они быстро устаревали. Тогда стали издаваться карты этого масштаба нового поколения. К 90-м годам было издано 80 % листов международной разграфки территории СССР, из них на новое поколение приходится 65 % листов.

В 1954 году было принято решения покрыть всю территорию страны полистной геологической съёмкой масштаба 1:200 000 с последующим изданием геологических карт и объяснительных записок к ним. К 1990-м годам этим видом работ было покрыто 90 % территории СССР. Остались не заснятыми территории труднодоступные и покрытые чехлом рыхлых отложений. К этому времени были изданы геологические карты с объяснительными записками

70 % листов масштаба 1:200 000 международной разграфки. Они издавались с грифом «секретно» и потому доступ к ним был затруднён.

В связи с развитием теоретической геологии, проведением большого объёма крупномасштабных работ и научных исследований большинство изданных карт масштаба 1:200 000 не отвечает современным требованиям. В 1990-е годы начались работы по программе ГДП-200 с целью создания кондиционных геологических карт нового поколения многоцелевого назначения. В результате работ по этой программе были подготовлены к изданию значительное количество карт разных регионов России, но затем эти работы были прекращены и подготовленные карты до сих пор не изданы.

В горно-рудных районах в советское время интенсивно проводились крупномасштабные геологосъёмочные работы. Геологической съёмкой масштаба 1:50 000 к 90-м годам было покрыто 35 % территории СССР. Кое-где были проведены работы ГДП-50, значительно уточнившие геологические карты. В начале 90-х годов все крупномасштабные геологосъёмочные работы были стремительно прекращены, собранные материалы остались необработанными.

На основе проведённых работ созданы карты геологического содержания почти всей территории СССР в масштабах 1:500 000, 1:1 000 000, 1:1 500 000. В 1982 году создан новый вариант геологической карты всего СССР в масштабе 1:2 500 000, на которой отображены последние достижения в изучении региональной геологии. Имеются монографические описания геологического строения почти всех регионов СССР. В начале 80-х годов начато издание 10-ти томного описания геологического строения и закономерностей размещения полезных ископаемых всей территории СССР. К настоящему времени остались неизданными тома, где рассматриваются Уральский, Западно-Сибирский, Крымско-Кавказский, Казахстано-Среднеазиатский регионы. В многочисленных статьях и монографиях рассматриваются частные вопросы геологии регионов.

Широкое применение в геологической практике получили дистанционные методы. К настоящему времени вся территория бывшего СССР покрыта аэрофотографированием разного масштаба от 1: 64 000 до 1:15 000. Их дешифрирование широко используется при геологических работах. Проведено космографирование всей территории в разных спектрах длин волн в масштабах от

1:200 000 и мельче, что даёт большой материал для выявления мелкомасштабных структур. Для определения современной тектонической активности со спутников проведена тепловая съёмка территории бывшего СССР.

На территории СССР в значительных объёмах были проведены разнообразные геофизические работы. В масштабе 1:200 000 аэромагнитной съёмкой покрыто 96 %, аэрогаммаспектрометрической – 5 %, гравиметрической – 75 % площади СССР. В масштабе 1:50 000 комплексной аэромагнитогаммаспектрометрической съёмкой покрыто 15 %, гравиметрической – 11 % площади СССР.

К началу 90-х годов была покрыта гидрогеологической съёмкой в масштабе 1:1 000 000 44,5 % и в масштабе 1:200 000 30,5 %, инженерно-геологической съёмкой в масштабе 1: 1 000 000 34,5 % и в масштабе 1:200 000 12,3 % территории СССР.

В 80-е годы начато систематическое изучение глубинного строения СССР для создания единого каркаса и определения перспектив глубоко залегающих месторождений полезных ископаемых. Для этого была запланирована серия глубоких и сверхглубоких скважин, которые должны соединяться опорными профилями комплексных геофизических работ. Пробурена Кольская сверхглубокая скважина, начато бурение скважин в Куринской впадине, в Уральской складчатой области, на Западно-Сибирской и Тимано-Печорской платформах, в Прикаспийской синеклизе, в Днепро-Донецком авлакогене. В советское время пройдено лишь три геофизических профиля: Кольский полуостров – горы Алтая, Семипалатинск – Тикси и Ямал – Кяхта. В настоящее время на территории России продолжается бурение глубоких и сверхглубоких скважин.

Во время существования СССР его территория представляла единый промышленно-экономический организм. Добываемые полезные ископаемые в республиках использовались предприятиями всего Советского Союза. В связи с распадом СССР ряд месторождений полезных ископаемых оказался за пределами России. В результате возник острый дефицит ряда полезных ископаемых: марганца, хрома, титана, циркония, барита, каолинита, бентонита, урана, флюорита. В недостатке оказались высококачественные угли, стронций, ниобий, тантал, редкие земли иттриевой группы.

Острый дефицит отдельных видов сырья оказался обусловленным следующими причинами.

1. Отсутствием крупных месторождений (Mn, Ba, бентонит, каолин, фосфорит).

2. Неосвоенностью подготовленной сырьевой базы (Ti, Pb, Zr).

3. Слабой геологической и поисковой изученностью территории страны при достаточно высоком прогнозируемом потенциале (U, Cr, W, Sb, Hg, кристаллический графит и др.).

4. Истощением сырьевых баз действующих горнодобывающих предприятий Fe (Карельско-Кольский регион, Урал, юг Западной Сибири), Sn, W (Хабаровский и Приморский края, Еврейская автономная область), Pb, Zn (Приморский край, Северная Осетия), Mo, W (Кабардино-Балкария), бокситов и Cu-колчеданных руд (Северный и Южный Урал), кристаллического графита, хризотил-асбеста (Свердловская область).

5. Нарушением баланса между приростом запасов и добычи полезных ископаемых. Соотношение прироста-добычи в 1999 году составило по нефти – 88,5 %, по газу – 42,9 %, Ni – 32,5 %, Sn – 30,9 %, Cu – 23,9 %, Pb – 20,3 %, Zn – 5,1 %, W – 2,2 %.

6. Низким уровнем комплексного использования минерального сырья полезных ископаемых, сдерживающих освоение ряда новых крупных месторождений с рядовыми и бедными рудами.

7. Низкой конкурентоспособностью значительного числа разведанных месторождений при оценке по критериям рыночной экономики.

На территории России имеются разведанные месторождения ряда полезных ископаемых, находящихся в дефиците, но расположены они в удалении от промышленных центров и потому для их освоения требуются большие затраты. С другой стороны, многие месторождения, где развита инфраструктура, выработались либо остались руды с низкими содержаниями полезных компонентов и потому их добыча экономически невыгодна. В советское время часто отсутствовало комплексное использование месторождений. Поэтому отвалы горнодобывающих предприятий во многих случаях содержат непрофильные для них полезные ископаемые в промышленных концентрациях.

Контрольные вопросы

1. Состояние геологосъемочных работ.

2. Причины недостатка некоторых видов полезных ископаемых в России.

3. ПЛАНИРУЕМЫЕ РАБОТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ РОССИИ

Согласно Федеральной целевой программе «Экология и природные ресурсы России», утверждённой Правительством РФ 7.12.2001, главными задачами геологической службы России является удовлетворение потребностей экономики в минеральном сырье. Приоритетными задачами являются:

1. Изучение и воспроизводство ресурсного потенциала недр для обеспечения текущих и перспективных потребностей России в минеральном сырье.

2. Изучение геологического строения и минеральных ресурсов континентального шельфа России, Мирового океана и Антарктиды.

3. Государственное регулирование использования государственного фонда недр и минеральных ресурсов.

4. Охрана недр.

5. Научно-исследовательские и опытно-конструкторские работы, способствующие геологическому изучению территорий, более полному и экономически выгодному использованию минерального сырья.

6. Техническое перевооружение материально-технической базы геологоразведочных работ, лабораторно-аналитической базы.

Для этого предполагается проведение следующих видов работ.

Проектируется новое издание полистных геологических карт масштаба 1:1 000 000 всей территории России, в объёме 70 номенклатурных листов. Во всех территориальных геологических организациях созданы подразделения, которые занимаются подготовкой к их изданию. В районах, перспективных на дефицитное сырьё и на высоколиквидные виды полезных ископаемых, проектируется проведение ГДП-200 и ГС-200. В первую очередь, это районы перспективные на нефть и газ, высококачественный уголь, железо, марганец, хром, медь, полиметаллы и т. д. Более детальные геологосъёмочные работы должны проводить заинтересованные горнодобывающие предприятия или региональные организации за собственный счёт.

Оценка ресурсов нераспределённого фонда недр в освоенных и новых районах включает проведение среднемасштабных геолого-

съёмочных, прогнозно-поисковых, поисковых и оценочных работ на площадях с наиболее высоким прогнозно-минерагеническим потенциалом, чтобы обеспечить формирование федерального фонда резервных участков и месторождений, и проведение их геолого-экономической оценки. В первую очередь подобные работы будут проводиться в районах, перспективных на углеводородное сырьё, уран, высоколиквидных полезных ископаемых (благородные металлы, алмазы, медь, никель) и дефицитных для России руд (Mn, Cr, Ti и т. д.).

Перевод ресурсного минерально-сырьевого потенциала в запасы будет выполняться предприятиями-недропользователями за счёт собственных средств с привлечением средств бюджетов субъектов Российской Федерации и других источников. Лишь оценка территорий на стратегическое сырьё будет проводиться на государственные средства. К ним относятся уран, алмазы, пьезооптическое и кварцевое сырьё.

Предусматривается продолжить работы по созданию единого каркаса глубинного строения России. Для этого проходит ряд глубоких и сверхглубоких скважин, в первую очередь, в перспективных на нефть и газ регионах, которые будут соединены глубинными геофизическими исследованиями. Будут использованы различные модификации сейсмо-, электро- и гравиразведочных работ. Планируется проведение в объёме 220–250 номенклатурных листов государственной гравиметрической съёмки масштаба 1:200 000. В результате будут составляться геологические карты, глубинные региональные профили и разрезы, которые позволят выделить перспективные нефтегазоносные и минерагенические области, зоны, площади для проведения региональных поисковых работ с целью определения общего минерально-сырьевого потенциала слабо изученных территорий.

Большое внимание будет уделяться гидрогеологической съёмке, особенно в районах с дефицитом качественных питьевых вод, горячих вод для использования их в энергетике, минерализованных вод с промышленными содержаниями йода, брома, лития, стронция, бора и др.

В густонаселённых районах предполагается проводить инженерно-геологические и эколого-геологические площадные работы. Большое внимание будет уделяться созданию экологического мо-

ниторинга территорий, выявлению экологически неблагополучных районов.

С целью повышения эффективности геофизических работ одной из первоочередных задач является создание высокоэффективной геофизической аппаратуры, совершенствование методик геологической интерпретации геофизических данных.

Начаты широкомасштабные работы по изучению шельфа. Предполагается проведение геолого-геофизических исследований всего шельфа России в масштабе 1:1 000 000, а районы с известными перспективами на полезные ископаемые, в первую очередь, на нефть и газ – в масштабе 1:200 000.

Продолжить и усилить работы по изучению дна Мирового океана. Утвердить приоритет России при распределении между государствами наиболее перспективных участков морского дна на железо-марганцевые конкреции, кобальт-марганцевые и полиметаллические руды, фосфоритовых конкреций, кобальт-фосфоритовых корок и др. Уделить значительное внимание изучению Антарктиды и окружающего её шельфа.

Продолжить работы по прогнозу землетрясений. Для этого продолжить наблюдения за геодинамикой на опорных полигонах в Кавминводском, Южно-Байкальском, Камчатском и за гидрогеодеформациями в этих регионах.

Создать единую информационную систему недропользования, для чего создать 10 региональных и 5 федеральных компьютерных центров.

Развернуть научно-исследовательские и опытно-конструкторские работы, направленные, в первую очередь, на снижение роста затрат, связанных с исчерпыванием резерва легко открываемых месторождений, освоением шельфа и освоением глубокозалегающих месторождений, на углубление знаний о геологическом строении недр, процессах формирования и закономерностях размещения полезных ископаемых, на создание и реализацию эффективной системы недропользования.

Контрольные вопросы

1. Задачи изучения региональной геологии.
2. Задачи изучения глубинного строения.
3. Задачи изучения шельфа.

4. НОМЕНКЛАТУРА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

Для целей расчленения и корреляции геологических подразделений были разработаны единые международные (хронологическая и стратиграфическая) шкалы, к которым привязываются все геологические образования. В их основу положено направленное и необратимое развитие органического мира. Хронологическая шкала отражает время, а стратиграфическая – вещество стратифицированных образований. Ниже (см. табл.) они приводятся совместно, вверху расположены термины хронологической шкалы, внизу в скобках – стратиграфической, цифры обозначают нижние временные границы подразделений международной шкалы в миллионах лет назад. Отделы делятся на ярусы, которые не имеют глобального распространения и в разных регионах часто фигурируют под своими названиями. Ярусы делятся на зоны, а зоны – на звенья. Чаще всего отнесение стратифицированных геологических образований к зонам и звеньям возможно лишь четвертичного времени.

4.1. НОМЕНКЛАТУРА СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

При изучении стратифицированных образований обязательно их отнесение к определённым подразделениям международной стратиграфической шкалы. Но при изучении конкретных регионов обычно из-за недостатка палеонтологических данных выделить стратифицированные подразделения в рангах международной стратиграфической шкалы невозможно. Поэтому выделяются вспомогательные стратиграфические подразделения и с определённой долей вероятности сопоставляются с ней. Для конкретных территорий разрабатываются региональные и местные стратиграфические подразделения.

Региональные стратиграфические подразделения – это совокупность горных пород, время образования которых определяется этапами геологической истории крупного участка земной коры (региона), отражающих закономерности осадконакопления и последовательность смены комплексов фауны и флоры, населяв-

ших данный участок. Географическое распространение регионального стратиграфического подразделения ограничивается геологическим регионом, палеобассейном осадконакопления или палеогеографической областью.

Главным подразделением региональной стратиграфической шкалы является *горизонт с географическим названием*. В него объединяются по простирацию совокупность разновозрастных разнофациальных отложений, распространённых в пределах региона: свит, подсвит, частей свит. Одновозрастность элементов горизонта устанавливается по палеонтологическим признакам с учётом литолого-фациальных и других признаков. Горизонт должен иметь стратотип, где имеют место максимальное число коррелятивных признаков, на основе которых выделяется и прослеживается данный горизонт. Он обычно расположен на участке, где находится географический объект, по которому получил название горизонт. Например, баллаганахский горизонт среднерифейского возраста, выделяемый в пределах Байкало-Патомского нагорья.

Лона является более мелким подразделением, чем горизонт. В лоны объединяются моно- и полифациальные отложения, которые характеризуются одним или несколькими видами-индексами органических остатков. Лоны отражают определённые этапы развития фауны или флоры в пределах их географического распространения. Лона должна иметь стратотип, содержащий зональный комплекс фауны или флоры, включая вид или виды-индексы. Она получает название по руководящей форме. Например, лона *Monotis ochotica*.

Иногда выделяются более крупные, чем горизонт подразделения под названием «надгоризонт» или более мелкие – под названием «подгоризонт» также с географическим названием.

Международная хронологическая (стратиграфическая) шкала

Акрон (Акротема)	Эон (Энотема)	Эра (Эротема)	Период (Система)	Эпоха (Отдел)
	Ф А Н Е Р О З О Й	КАЙНОЗОЙ	Четвертичный (Четвертичная)	Голоцен Плейстоцен Эоплейстоцен 1,6 ± 0,1
			Неоген	Плиоцен Миоцен 25 ± 1
			Палеоген	Олигоцен Эоцен Палеоцен 65 ± 3
		МЕЗОЗОЙ	Мел	Поздняя (Верхний) Ранняя (Нижний) 144 ± 5
			Юра	Поздняя (Верхний) Средняя (Средний) Ранняя (Нижний) 213 ± 5
			Триас	Поздняя (Верхний) Средняя (Средний) Ранняя (Нижний) 248 ± 10
		ПАЛЕОЗОЙ	Пермь	Поздняя (Верхний) Ранняя (Нижний) 286 ± 10
			Карбон	Поздняя (Верхний) Средняя (Средний) Ранняя (Нижний) 360 ± 10
			Девон	Поздняя (Верхний) Средняя (Средний) Ранняя (Нижний) 408 ± 15
			Силур	Поздняя (Верхний) Ранняя (Нижний) 438 ± 15
			Ордовик	Поздняя (Верхний) Средняя (Средний) Ранняя (Нижний) 505 ± 15

			Кембрий	Поздняя (Верхний) Средняя (Средний) Ранняя (Нижний) 535 ± 15
ПРОТЕРОЗОЙ (ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ)	ПОЗДНИЙ (ВЕРХНЯЯ) Р И Ф Е Й		Венд	Поздняя (Верхний) Ранняя (Нижний) 650 ± 20
		Каратавий 1000 ± 50		
	Юрматий 1350 ± 20			
	Бурзяний 1650 ± 50			
РАННИЙ (НИЖНЯЯ) КАРЕЛИЙ		Поздняя (Верхняя) 1900 ± 50		
		Ранняя (Нижняя) 2500 ± 50		
АРХЕЙ (АРХЕЙСКАЯ)	ПОЗДНИЙ (ВЕРХНЯЯ) 3150 ± 50			
	РАННИЙ (НИЖНЯЯ)			

Местные стратиграфические подразделения – это совокупность горных пород, выделяемая по стратиграфическому положению в местных разрезах на основании комплекса признаков при преимущественном учёте фациально-литологических и (или) петрографических особенностей, чётко отграниченных от смежных подразделений, как по разрезу, так и по площади и обычно опознаваемых в поле. Палеонтологическая характеристика, если она установлена, является также существенным признаком при установлении подразделения. Она обеспечивает определение геологического возраста и сопоставление с другими местными подразделениями.

Основной единицей местных стратиграфических подразделений является *свита*, выделяемая по комплексу фациально-литологических особенностей в пределах определённой структурно-фациальной зоны. Она может характеризоваться комплексом органических остатков, определяющих её возраст. Свита должна

иметь стратотип, который является эталоном её фациально-литологических признаков и стратиграфического объёма, а также присущих ей фаунистических и (или) флористических ассоциаций. Свита должна иметь географическое название, которое даётся обычно по местности расположения стратотипа. Границы между свитами могут быть согласными, несогласными, нерезкими или скользящими.

Свиты объединяются в *серии*, которые объединяют сложную по составу толщу осадочных, вулканических или метаморфизованных пород, часто отвечающих крупному единому циклу седиментации, вулканизма или тектонических движений. Серии обычно разделены стратиграфическими или угловыми несогласиями. Они должны иметь географическое название. Серии могут не иметь самостоятельного стратотипа. В этом случае он характеризуется суммой стратотипов составляющих её свит. Несколько генетически близких серий могут объединяться в комплексы, которые также имеют географическое название.

Подразделяются свиты на *подсвиты*, которые называются нижней и верхней при двух подсвитах, нижней, средней и верхней при трёх подсвитах. Если количество подсвит более трёх, то они нумеруются снизу вверх: первая, вторая и т. д. Подсвиты делятся на *пачки*, которые нумеруются снизу вверх: первая, вторая и т. д.

В геологической практике существуют стратиграфические термины свободного пользования, имеющие в основном литологический смысл: комплекс и горизонт без географического названия, пачка без числового обозначения, толща, слой, пласт.

4.2. НОМЕНКЛАТУРА НЕСТРАТИФИЦИРОВАННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Нестратифицированными являются геологические образования, которые не подчиняются основному принципу стратиграфии: чем выше, тем моложе. Это плутонические, частично вулканические, метаморфические и метасоматические породы. Главным подразделением нестратифицированных образований является комплекс. Название магматического или метаморфического комплекса должно отражать его петрографический состав и географическое распространение или местоположение петротипа. Поэтому название каждого комплекса состоит из географического

наименования и петрографического прилагательного (баргузинский гранитоидный комплекс, бирамьинский габбровый комплекс, чарский гнейсо-амфиболитовый комплекс, среднинский комплекс кварцево-полевошпатовых метасоматитов). Для обозначения возраста используются прилагательные *ранний*, *поздний*, а не *верхний*, *нижний*, как принято при указании возраста стратифицированных образований. Принципы выделения магматических и метаморфических комплексов имеют различия.

В магматический комплекс объединяются магматические образования конкретного региона, сформировавшиеся в течение одного тектоно-магматического цикла или его части. То есть, магматический комплекс характеризуется единством пространства и времени. Породам комплекса присущи общие петрогеохимические и петрографические черты. Он должен иметь петротип – массив с чётко установленным возрастным положением, в пределах которого проявлены все его характерные черты.

Магматический комплекс может быть сформирован в результате одного импульса внедрения, но чаще этих импульсов бывает несколько. Они разделены значительными временными промежутками, в течение которых магма предшествующего импульса внедрения уже застыла. В этом случае комплекс делится на *фазы*, отражающие этапы внедрения магмы и эволюцию магматического очага. Между фазами, как правило, наблюдаются резкие интрузивные контакты. Они нумеруются по порядку внедрения: первая, вторая и т. д.

Обычно подразумевается, что комплекс формируется из одного магматического очага. Следовательно, фазы отражают эволюцию магмообразования в нём. Чаще всего магматический очаг эволюционирует с раскислением состава. В этом случае образуется ряд магматических образований и комплекс, которые называются гомодромными. Реже наблюдаются комплексы, в которых более поздние порции магмы имеют более основной состав. Такой ряд магматических образований и комплекс называется антидромными.

Магматический комплекс, в котором состав меняется от фазы к фазе постепенно, называется полнодифференцированным. Но в природе в одной структурно-формационной зоне в одно и то же время могут существовать разноглубинные магматические очаги, генерирующие магмы резко различного состава. Такие комплексы называются контрастными.

Если из магматического очага одна часть магмы поступает на поверхность, а другая внедряется в породы рамы, то вулканические и интрузивные образования называются комагматичными, а комплексы – вулканоплутоническими.

Метаморфический комплекс – это ассоциация метаморфических пород, которые слагают геологические тела, сформировавшиеся в определённом геологическом пространстве и времени, и обладают устойчивыми признаками состава, текстуры, структуры и соотношения с окружающей средой. Различаются комплексы метаморфизованных и собственно метаморфических пород.

Метаморфизованные комплексы сложены осадочными или магматическими породами, только частично утратившими при метаморфизме свои первичные признаки, вследствие чего достаточно уверенно устанавливается их первоначальная природа. Для них применяется терминология неметаморфизованных пород с приставками **мета**. Например, metabазальтовый комплекс, метапесчаниковая свита. При этом вначале добавляется географическое название подразделения.

Метаморфические комплексы сложены породами, которые в результате метаморфизма значительно или полностью утратили признаки исходных образований, вследствие чего природа их субстрата не реконструируется. Они выделяются как самостоятельные региональные петрографические подразделения, исходя из устойчивого парагенезиса главных видов пород с учётом однотипности морфологии и строения геологических тел и фациальных условий их образования. Характерными признаками метаморфических комплексов являются минеральный состав пород, структура, текстура, полихронность, взаимоотношения с вмещающими образованиями.

Метаморфические комплексы могут быть монофациальные, когда все породы метаморфизованы в одинаковой степени, или полифациальные, зональные, сложенные минеральными ассоциациями разных фаций метаморфизма, возникающие синхронно. При картировании полифациальных метаморфических комплексов они разделяются изоградами метаморфизма.

Метаморфические процессы во многих случаях сопровождаются метасоматическими изменениями. Если в преобразовании пород преобладают метасоматические процессы, то, при невозможности определить первичную природу пород, выделяют метасоматические комплексы. Если первичная природа пород устанавливается,

ливается, то выделяют соответствующие подразделения стратифицированных или магматических пород с указанием характера метасоматических изменений. Например, калишпатизированные риолиты устькелянкой свиты.

Метасоматический комплекс – это ассоциация пород, образовавшихся в результате метасоматических изменений, которые слагают геологические тела, сформировавшиеся в определённом геологическом пространстве и времени, и обладают устойчивыми признаками состава, текстуры, структуры и соотношения с окружающей средой. Как правило, метасоматические комплексы имеют постепенные переходы в малоизменённые разности, где субстрат определяется достаточно уверенно. Поэтому поля распространения метасоматитов, как правило, не имеют чётких границ. Они проводятся в значительной мере условно.

Метасоматическим комплексам даётся географическое название по местности наиболее интенсивного его проявления и добавляется название главной разновидности метасоматической породы. Например, ивановский комплекс вторичных кварцитов (аргиллизитов, скарнов и т. д.).

4.3. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

В практике геологических исследований широкое распространение получил формационный анализ, который является частью системного подхода к изучению геологических объектов. Это более крупный уровень организации геологического вещества, чем горные породы. В контексте системного анализа в геологические формации объединяются естественно-исторические сообщества горных пород, связанные с определёнными этапами развития отдельных тектонических зон.

Геологическая формация представляет собой единое геологическое тело, все члены которого парагенетически связаны друг с другом как в возрастном (переслаивание, последовательность), так и в пространственном (фациальные изменения) отношении. Это ассоциация горных пород, закономерно повторяющаяся в определённой геотектонической обстановке. Формации могут сменять друг друга по горизонтали и вертикали либо резко, либо постепенно. Они объединяются в формационные ряды.

Среди формаций различают литологические, петрографические, осадочные, вулканогенные, осадочно-вулканогенные, плутонические, вулканогенно-плутонические, метаморфические, рудоносные, рудные.

Ретроспективный формационный анализ имеет главное значение для восстановления геотектонической истории регионов.

Контрольные вопросы

1. Подразделения международной стратиграфической шкалы и принципы их выделения.
2. Подразделения региональных стратиграфических шкал и принципы их выделения.
3. Подразделения местных стратиграфических шкал и принципы их выделения.
4. Подразделения международной хронологической шкалы.
5. Подразделения магматических образований и принципы их выделения.
6. Подразделения метаморфических образований и принципы их выделения.
7. Принципы выделения геологических формаций.

5. ГЛАВНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ КОНЦЕПЦИИ

Земля имеет концентрически зональное строение. В центре Земли располагается твёрдое внутреннее ядро. Состав его трактуется по-разному. По одной группе гипотез оно состоит из металлов с разными примесями других элементов. Согласно другой группе гипотез внутреннее ядро состоит преимущественно из газообразных веществ, металлизированных в результате большого давления и потому приобретших свойства твёрдого тела. Внутреннее ядро облекается внешним ядром, которое состоит в основном из металлов (железа и никеля) и имеет свойства жидкого тела. Выше располагается мантия, сложенная в основном силикатами и имеет ультраосновной состав. Верхние мантии обладают свойствами твёрдого тела. Но на определённой глубине располагается прерывистый слой вещества пониженной вязкости, называемый астеносферой. Ниже до ядра мантия имеет свойства твёрдого тела.

Верхний относительно тонкий слой называется земной корой. Она сложена магматическими, осадочными и метаморфическими породами пёстрого состава. Вместе с верхней твёрдой частью мантии кора образует слой, называемый литосферой, то есть твёрдой оболочкой.

Выделяется три типа земной коры: океанический, континентальный и переходный. Кора океанического типа имеет малые мощности (5–15 км) и двухслойное строение: сверху осадочный, внизу базальтовый (гранулит-базальтовый). Кора континентального типа имеет повышенные мощности (35–75 км) и трёхслойное строение (сверху вниз): осадочный, гранитный (гранито-метаморфический) и базальтовый (гранулит-базальтовый). Следует иметь в виду, что название слоёв здесь имеет геофизический смысл, а не породный. То есть породы названного слоя обладают плотностью вещества, отражённого в названии.

Главным положением, которое признается всеми исследователями, является цикличное и направленно-необратимое развитие Земли. То есть развитие Земли происходит, согласно фундаментальному закону диалектики, по спирали Архимеда. Каждый новый цикл развивается, повторяя предыдущий, но имеет и отличительные черты, обусловленные предшествующим развитием.

В настоящее время существует несколько геотектонических концепций. В научной геологической литературе наиболее распространёнными являются геосинклинальная концепция, концепция тектоники литосферных плит и получающая в последнее время всё большее распространение – плюмтектоническая концепция. Главными различиями геотектонических концепций является трактовка причин тектонических движений. Последовательность же смены геологических формаций в процессах тектонического развития, установленная эмпирически, остаётся неизменной.

5.1. ГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ КОНЦЕПЦИЯ

Геосинклинальная концепция была разработана на основе изучения геологии материков. Согласно этой концепции главенствующими являются радиальные (вертикальные) движения земной коры, которые в определённых условиях могут трансформироваться в тангенциальные (горизонтальные) движения. В её основу положена закономерная смена геологических формаций в разных геотектонических условиях.

Недостатками геосинклинальной концепции является то, что с её позиций не объясняются особенности геологического строения океанов. Разработанная на эмпирической основе, она не даёт сколько-нибудь удовлетворительного объяснения причинам тектонических движений.

Согласно геосинклинальной концепции в истории Земли существовали следующие геотектонические режимы: эвгеосинклинальный, миогеосинклинальный, орогенный, тафрогенный, платформенный, рифтогенный. Эвгеосинклинальный и миогеосинклинальный режимы обычно проявляются в единых геосинклинальных системах: эвгеосинклинальный режим в центральных частях этих систем, а миогеосинклинальный – по периферии, на границе с платформами.

Эвгеосинклинальный режим обусловлен интенсивным растяжением земной коры. В результате происходит разрушение гранитного слоя и возникает кора океанического типа. Растяжение приводит к декомпрессии и формированию магматических очагов. По разломам типа раздвигов магма поступает на поверхность. Вначале образуются грабены, которые заполняются грубообломочными отложениями и вулканитами. Так как в условиях началь-

ного растяжения магматические очаги возникают на значительной глубине в мантии, то вулканиты этой стадии имеют основной состав повышенной щёлочности.

В процессе дальнейшего растяжения образуется глубоководный прогиб, где формируется *офиолитовая ассоциация*. Она является реперной для выявления существования эвгеосинклинального режима в истории складчатых областей и представляет собой океаническую кору геологического прошлого.

Обобщённый разрез офиолитовой ассоциации выглядит следующим образом. Внизу залегают тектонизированные ультрамафиты, слагающие верхи мантии. Выше располагается расслоенный комплекс, состоящий из перемежающихся основных и ультраосновных кристаллических пород. Они представляют собой слой, откуда выплавлялась магма основного состава. Вверху расслоенный комплекс постепенно сменяется габброидами, которые слагают застывший магматический очаг. Они переходят, соответственно, в комплекс параллельных даек, сложенных диабазами и габброидами – подводных каналов для вышележающих базальтоидов.

Для дайкового комплекса характерны структуры «дайка в дайке», возникающие в результате растяжения, которое проявляется импульсами. При импульсе растяжения возникают раздвиги, которые заполняются магмой, образуя дайку и покров вулканитов. При остывании в дайке возникают тонкозернистые зоны закалки, а центральные части сложены более крупнозернистыми породами. В следующий импульс раздвиг возникает по середине уже застывшей дайки. Образуется новая дайка и более высокий покров вулканитов, а половинки более ранней дайки с односторонней зоной закалки отодвигаются в стороны. Затем следует новый импульс растяжения и внедрения магмы и т. д. В результате возникает слой первоначально вертикальных параллельных даек («лежачая лестница»), по которому можно определить масштабы растяжения. При этом вертикальная составляющая даек будет уменьшаться, а более молодые дайки будут прорывать более ранние покровы вулканитов.

Слой вертикальных даек сменяется вверх по разрезу вулканитами основного состава, представленными толеитовыми базальтоидами. Для них характерны лавы и гиалокластиты. Эксплозивная составляющая отсутствует, так как слой воды мощностью более 300 м своим давлением блокирует взрывной характер прояв-

ления вулканизма. Для глубоководных лав характерна подушечная отдельность, а гиалокластиты возникают в результате растрескивания корки застывающей магмы при соприкосновении с водой. В результате дальнейшего взаимоотношения с морской водой глубоководные базальтоиды, в первую очередь гиалокластиты, часто превращаются в «зелёные туфы».

Среди базальтоидов часто отмечаются линзы и прослои глубоководных отложений, которые накапливались при перерывах в вулканической деятельности. Они же перекрывают слой базальтов, слагая верхнюю часть офиолитового комплекса. Это преимущественно кремнистые или кремнисто-глинистые осадки. В большинстве случаев они обогащены органическим веществом, имеют чёрный цвет.

В дальнейшем офиолитовый комплекс подвергается интенсивным шарьяжно-надвиговым дислокациям. В результате пластины и блоки пород, залегающих внизу ассоциации, проникают в более верхние её слои. Происходит тектоническое перемешивание образований офиолитовой ассоциации и возникает так называемый тектонический меланж, который чаще всего и наблюдается в ископаемом состоянии. Установление всех членов ассоциации в одной структуре однозначно свидетельствует о проявлении эвгеосинклинального режима в её истории.

На следующей стадии развития геосинклинальной системы растяжение сменяется сжатием и начинается инверсия прогиба. Образуется поднятие, увеличивается мощность коры, возникают условия для генерации магмы среднего и кислого составов. Офиолитовая ассоциация сменяется *кремнисто-вулканогенной ассоциацией*. Среди вулканитов преобладают толеитовые базальтоиды, более щелочными, чем в офиолитовой ассоциации, и со следами извержений в мелководных условиях, появляются кератофиры и плагиограниты. Иногда эта ассоциация залегает на уже деформированном офиолитовом фундаменте с несогласием.

В дальнейшем на месте поднятия формируется островная вулканическая дуга, которую слагают породы *островодужной ассоциации*. Для неё характерен вулканизм пестрого состава, широкое распространение эксплозивных фаций, обусловленных мелководными и наземными условиями, и вулканомиктовыми грубообломочными отложениями – продуктами разрушения вулканов. Со-

став вулканитов изменяется во времени от базальтового состава до плагиориолитового с преобладанием средних разностей.

В остальных частях эвгеосинклинального прогиба ещё сохраняются глубоководные условия с корой океанического типа, которые заполняются отложениями *флишевой формации*. Эта формация образуется мутьевыми (турбидитовыми) потоками, представляющими собой подводные селевые потоки. Они возникают на континентальном склоне и на склонах островных дуг. На верхнем перегибе склона – границе шельфа и континентального склона накапливаются песчано-глинистые отложения, насыщенные водой. В результате сейсмического толчка эта масса, обладающая огромной разрушительной силой, устремляется вниз по склону, выламывают куски пород разного размера, окатывают их и уносят с собой. Достигая выположенного океанического ложа, потоки теряют свою энергию, твёрдая составляющая под действием силы тяжести начинает выпадать в осадок. Вначале выпадают наиболее крупные частицы. По мере удаления от склона выпадают всё более мелкие частицы, затем глины, а кое-где и карбонатно-глинистые осадки. Такая же смена отложений наблюдается и вверх по разрезу. После временного затишья новый сейсмический толчок вызывает новый поток и т. д. На склонах вулканических дуг в составе флишевой формации присутствуют пепловые туфы и туффиты.

Таким образом, образуется флишевая формация с характерной градационной слоистостью, возникшей, главным образом, под воздействием силы тяжести. Она обычно формируется параллельно с островодужной ассоциацией, вместе с которой сменяет офиолитовую ассоциацию.

В дальнейшем продолжается инверсия прогиба до полного замыкания. Образования эвгеосинклинальных зон подвергаются интенсивным многоплановым складчато-надвиговым дислокациям и метаморфизму, часто достигающему условий амфиболитовой фации в ассоциации с гранитообразованием. В результате возникают многочисленные интрузивы среднего и кислого составов.

Миогеосинклинальный режим обычно проявляется в периферийных частях геосинклинальной системы. Для него характерны кора с утончённым гранитным слоем, отсутствие офиолитовой ассоциации, преобладание мелководных (шельфовых) условий осадконакопления. В условиях миогеосинклинального режима накапливаются мощные толщи осадочных отложений с подчинённым

объёмом вулканитов пёстрого состава. Осадочные толщи обладают ритмичностью разного порядка. В основании этих толщ преобладают терригенные отложения, а вверху разреза – карбонатные. Они относятся обычно к флишоидной формации.

Образования, сформировавшиеся в условиях миогеосинклинального режима, подвергаются метаморфизму, преимущественно, зелёсланцевой фации и складчато-надвиговым дислокациям, но менее интенсивным, чем образования эвгеосинклинального режима. Для миогеосинклинального режима характерны интрузивы, преимущественно кислого состава, которые часто представляют собой батолиты.

Орогенный режим (горообразование) характеризуется условиями сжатия. Он может проявляться как после геосинклинального, так и платформенного режима. Осадконакопление происходит в основном в пределах межгорных и предгорных впадин. Заполняющие их отложения относятся к *молассовой формации*, которая является реперной для орогенного режима.

Орогенный режим, который проявляется после геосинклинального, называется *протоорогенным (первичноорогенным) или эпигеосинклинальным*. Геосинклинали после своего замыкания являются наиболее благоприятными зонами для возникновения орогенного режима. Этот режим обычно завершает превращение подвижной области в складчатую. Он проявляется после геосинклинального режима обычно с некоторым временным отрывом, поэтому, как правило, орогенные образования на геосинклинальных залегают с перерывом.

Для орогенного режима характерны вначале песчано-глинистые, часто мелководные отложения, а затем их сменяют грубообломочные континентальные. В межгорных прогибах на фоне накопления грубообломочных отложений интенсивно проявляется вулканизм преимущественно кислого состава повышенной щёлочности. В предгорных прогибах грубообломочные отложения в сторону устойчивых структур постепенно сменяются песчано-глинистыми, часто соленосными или угленосными осадками. Горообразование сопровождается интенсивными складчато-надвиговыми движениями и формированием гранитоидов, сопровождающих часто тела типа батолитов.

Орогенный режим, который проявляется после платформенного, называется *дейтероорогенным (вторичноорогенным) или*

эпиплатформенным. Для этого режима характерны глыбовые движения, интенсивное накопление грубообломочных отложений и отсутствие или слабое проявление магматических процессов.

Тафрогенный режим проявляется в платформенных областях после завершения формирования фундамента, но до образования сплошного или почти сплошного чехла (плитного комплекса). Ему предшествует длительное поднятие и размыв фундамента платформы. На фоне поднятия возникали два типа структур первого порядка.

По периферии древних платформ располагались *перикратонные прогибы*, которые заполнялись мощными ритмичными песчано-глинисто-карбонатными отложениями. Характерны трансгрессивные ритмы. Они имеют ширину первые сотни километров и часто постепенно сменяются миогеосинклинальными образованиями.

В центральных частях, как молодых, так и древних платформ формировались *авлакогены* – линейно вытянутые ограниченные разломами отрицательные структуры. Они заполнялись осадочно-вулканогенными отложениями. Осадки в основном терригенные, иногда соленосные или угленосные. Среди вулканитов преобладают базальтоиды, часто с повышенной щёлочностью, реже присутствуют кислые разности. Вначале формирования плитного комплекса авлакогены перерастают в синеклизы.

Платформенный режим характеризуется медленными преимущественно вертикальными (эпейрогеническими) движениями. Они характеризуются цикличностью, вследствие чего образуются седиментационные циклы, состоящие из четырёх стадий. Возникающие при этом структуры имеют конседиментационный характер.

Первая стадия называется *трансгрессивной*, когда преобладают отрицательные движения. Во время этой стадии происходит постепенное разрастание отрицательных структур. В большинстве случаев происходит следующая смена характера отложений. Вначале накапливаются преимущественно терригенные отложения, затем терригенно-глинистые, а далее появляются карбонатные осадки.

Вторая стадия называется *инундационной*. Это стадия низкого стояния платформы, когда большая часть платформы, чаще всего, занята мелководным бассейном. Так как вертикальные движения медленные, то прогибы обычно компенсационные. Среди осадков этой стадии преобладают карбонаты.

Следующая стадия *регрессивная*, когда положительные движения сменяются преимущественно отрицательными. Бассейны осадконакопления при этом постепенно мелеют, площадь их сокращается. Для этой стадии характерны лагунные условия с накоплением доломитов, мергелей, глин, кое-где сульфатов и солей. К регрессивной стадии в некоторых седиментационных циклах приурочено проявление вулканизма характерной для платформ *трапловой* формации.

Заключительная стадия – стадия высокого стояния платформы называется *эмерсивной*. В эту стадию большая часть платформы находится в области денудации, формируются коры выветривания, в отрицательных формах рельефа накапливаются продукты их переотложения. К эмерсивной стадии приурочен интрузивный магматизм в основном ультраосновного и щелочного составов, который обычно приурочен к положительным структурам. Это перидотиты, дуниты, кимберлиты, карбонатиты, ийолиты, уртиты и т. д. Интрузивные тела обычно небольшие штокообразные часто с зональным строением: центральные части сложены ультраосновными породами, а периферия – щелочными.

Характерно, что седиментационные циклы на платформах тесно связаны с движениями в соседних геосинклинальных областях. Погружение платформы начинается в части, прилегающей к области проявления активных тектоно-магматических процессов. Оно начинается с некоторым запозданием от начала формирования геосинклинального прогиба. Здесь же наблюдается и максимальное погружение. Инundационная стадия синхронна периоду инверсии геосинклинального прогиба. С раннеорогенной стадией в геосинклинальной области связана регрессивная стадия седиментационного цикла платформы, с позднеорогенной – эмерсивная стадия.

Рифтогенный режим может проявиться после любого из вышерассмотренных режимов. Его проявление обусловлено мантийными диапирами – возникновением в мантии участков пониженной вязкости. Вещество пониженной вязкости стремится занять более высокое положение и воздействует на литосферу с образованием сводового поднятия. На фоне поднятия формируются грабеноподобные впадины, окруженные горными сооружениями. Впадины по периферии заполняются грубообломочными пролювиально-аллювиальными отложениями. К центрам крупных впадин

они сменяются обычно песчано-глинистыми аллювиально-озёрными осадками.

Для рифтогенного режима характерен вулканический и плутонический магматизм основного и ультраосновного состава повышенной щёлочности, вплоть до щелочных пород. Магматизм чаще всего приурочен к рифтогенным впадинам, но может проявляться и за их пределами.

5.2. КОНЦЕПЦИЯ ТЕКТОНИКИ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

Тектоника литосферных плит рассматривает литосферу как систему жёстких плит и массивов (микроплит), которые перемещаются относительно друг друга по астеносферному слою, а между ними в результате их взаимодействия формируются подвижные области. Движущей силой для плит и микроплит является конвекция вещества в мантии с образованием конвективных ячеек.

Над восходящей ветвью конвективной ячейки возникает зона раздвига, которая называется зоной *спрединга*, в астеносферном слое образуется магматический очаг, а на поверхности глубокий прогиб (океан). Магма по зоне раздвига устремляется вверх, внедряется в породы литосферы и поступает на поверхность, формируется новая плита с корой океанического типа.

Тектоника литосферных плит исходит из постулата постоянства объёма Земли. Следовательно, наращивание коры должно компенсироваться её исчезновением. Этот механизм, согласно тектонике литосферных плит, происходит на некоторых границах плит с корой океанического и континентального типов. Такая граница наблюдается по периметру Тихого океана. Считается, что здесь плита с корой океанического типа погружается в мантию (нисходящие ветви конвективных ячеек) под плиту с корой континентального типа. Зона контакта плит здесь называется зоной *субдукции*. В ископаемом состоянии иногда устанавливается, что плита с корой океанического типа надвинута на плиту с корой континентального типа. Такое явление называется *обдукцией*.

Границы плит бывают трёх типов. Граница, где происходит формирование плит с корой океанического типа (зона спрединга) называется *дивергентной*. Граница, где происходит поглощение плиты в мантию (зона субдукции), называется *конвергентной*. В отдельных случаях отмечается смещение плит относительно друг

друга по гигантским сдвигам. Такая граница называется *трансформной*.

После прекращения формирования коры океанического типа, когда растяжение сменяется сжатием, плиты с корой континентального типа сдвигаются, раздавливая образования океанов. В конечном счёте, от плиты с корой океанического типа остаются только фрагменты, сложенные тектонизированными магматическими образованиями основного и ультраосновного составов. Они обычно располагаются в виде блоков в линейно вытянутой зоне, фиксируя место бывшего океана. Такая линия называется *сутурной* или *сутурой*.

В конечном счете, может произойти полное поглощение плиты с корой океанического типа, и сталкиваются две плиты с корой континентального типа. В этом случае на границе плит происходит тектоническое скучивание, резкое возрастание мощности коры в основном за счёт роста мощности гранитного слоя, образуются горы с корнями, погружёнными в мантию. Подобные же процессы проявляются и в областях сжатия внутри плит с корой континентального типа. Такой процесс называется *коллизией*, а участок её проявления – *зоной коллизии*.

Выделяется два типа сочленения океанов и континентов. Окраина континента, где располагается зона спрединга, называется *активной* (окраины Тихого океана). В других случаях (окраины Атлантического и Ледовитого океанов) центральные части океанов с корой океанического типа окружены мелководными пространствами с островами, а зона субдукции отсутствует. Такая окраина континента называется *пассивной*. Граница между плитами с корами океанического и континентального типов здесь нерезкая и располагается в зоне континентального склона.

5.3. ПЛЮМТЕКТОНИЧЕСКАЯ КОНЦЕПЦИЯ

В последнее время всё чаще геологическое строение отдельных регионов и их частей объясняется с позиции плюмтектоники. Она завоёвывает всё большее признание. Не могут обойтись при объяснении геологии отдельных регионов без привлечения плюмтектоники и сторонники тектоники литосферных плит. Но они считают, что плюмтектонические проявления лишь усложняют плиттектонические процессы.

По-видимому, плюмтекtonика является следующей ступенью развития геотектонического учения. Она может вобрать все положительные стороны других геотектонических концепций, но оказаться при этом лишенной их отрицательных сторон.

Согласно учению о плюмтекtonике, на границе ядра и мантии, а возможно и на границе внутреннего и внешнего ядра зарождаются участки пониженной плотности за счёт концентрации газообразных и коровых компонентов. Вещество этих участков образует *плюмажи или плюмы*. Плюмы просачиваются сквозь мантию, привнося в более верхние слои тепло и легкоплавкое вещество. Достигая астеносферы, плюмы начинают продуцировать магму и воздействовать на тектоносферу. Участки проявления плюмов выделяются как горячие точки, области и зоны, где проявляется активный вулканизм.

Возникшие магматические очаги разрастаются по латерали, что приводит к условиям растяжения, возникновению глубоководных прогибов и активному вулканизму базальтового состава. В результате происходит деградация коры континентального типа, раздвигание континентальных геоблоков (плит) и формирование коры океанического типа. Магмаобразование происходит в основном путём метасоматического преобразования мантийного вещества ультраосновного состава в базальтоидный, который может плавиться в условиях температуры и давления на уровне астеносферы.

По мере истощения плюма, начинается обратное движение геоблоков, что приводит к складчато-надвиговым деформациям, инверсии прогибов и возрастанию мощности коры. В результате повышения давления выплавление базальтовой магмы становится затруднительным. Оставшиеся порции вещества плюмов перемещаются вверх, где существуют РТ условия для выплавления магмы среднего, а затем и кислого составов. Плюмы метасоматически преобразуют вещество более мощной коры до эвтектики этих составов, в результате чего формируются очаги гранитоидной магмы и формируется кора континентального типа.

В дальнейшем плюм может вновь проявиться на том же участке и последовательность событий повторится либо зародится на новом месте. Образование плюмов носит циклический характер, что обусловлено, скорее всего, космическими причинами, так называемым галактическим годом – временем обращения Солнечной

системы вокруг центра Галактики. На каждом участке траектории движения Солнечной системы существуют изменяющиеся силы гравитации. Возрастание гравитационного воздействия космических объектов на Землю вызывает её расширение и активизацию плюмов. Сокращение этого воздействия приводит к преобладанию условий сжатия на Земле. Таким образом, Земля эволюционирует пульсационно.

Контрольные вопросы

1. Главные положения геосинклинальной концепции.
2. Тектонические режимы.
3. Главные положения концепции литосферных плит.
4. Геодинамические режимы.
5. Главные положения плюмтектонической концепции.

6. ГЛАВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Главными признаками, по которым систематизируются структуры земной коры, являются их размеры, морфология и генезис. Структурами первого порядка являются материка, океаны и переходные зоны между ними. К структурам, распространённым повсеместно относятся разломы и кольцевые структуры.

6.1. СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ МАТЕРИКОВ

Наиболее крупными структурами материков являются платформы и складчатые сооружения. Складчатые сооружения более молодые, чем фундамент соседней платформы, обычно отделены от неё **краевым швом**, состоящим из системы надвигов, взбросов, сдвигов. При этом движение масс обычно происходит в сторону платформы, сокращая её размеры на современном эрозионном срезе. Складчатые сооружения более древние, чем фундамент соседней платформы, входят в её фундамент и перекрыты чехлом. Главным отличием структур платформ и складчатых сооружений является следующее. Структуры платформ формируются преимущественно в результате вертикальных движений и, в большинстве случаев, являются конседиментационными, по форме преимущественно близкими к изометричным. Структуры складчатых сооружений формируются в результате интенсивных тангенциальных (горизонтальных) напряжений, не всегда унаследуют структуры геосинклинального этапа развития, имеют преимущественно линейно вытянутую форму.

6.1.1. Структуры платформ

Платформы представляют собой наиболее устойчивые и тектонически относительно спокойные части континентов, которые характеризуются медленными вертикальными движениями. Они имеют двухэтажное строение. Нижний этаж – *фундамент* сложен в разной степени дислоцированными и метаморфизованными образованиями, сформировавшимися в условиях геосинклинального и орогенного режимов. Верхний этаж – *чехол* сложен вулканогенно-осадочными неметаморфизованными слабодислоцированными по-

родами. Между ними выделяется промежуточный этаж, сформировавшийся в условиях тафрогенного режима.

Форма платформ обычно полигональная, близкая к изометричной. Складчатые сооружения, более молодые, чем фундамент платформы, обычно надвинуты на платформы, а более древние перекрыты платформенным чехлом.

Платформы разделяются по времени завершения формирования фундамента. Выделяются древние (первые) платформы или кратоны, фундамент которых сформировался в конце раннего протерозоя в результате карельской эпохи складчатости. Они называются эпикарельскими (послекарельскими). Платформы, фундамент которых сформировался в более поздние эпохи, называются молодыми: эпибайкальскими, эпипалеозойскими (эпигерцинскими) и т. д.

Фундамент древних платформ сложен кристаллическими глубокометаморфизованными и магматическими породами архейского и раннепротерозойского возрастов. Между фундаментом и чехлом наблюдается резкое несогласие, отсутствует связь между структурами фундамента и чехла. Они разделены длительными (сотни миллионов лет) периодами существования тафрогенного режима. В отличие от молодых платформ, в пределах древних платформ наблюдаются крупные выступы фундамента, называемые щитами. Части древних платформ, покрытые чехлом, называются плитами. Современный рельеф более расчлененный у древних платформ, чем у молодых.

Молодые платформы покрыты чехлом почти полностью, поэтому их называют иногда плитами. Фундамент молодых платформ сложен образованиями, как раннего докембрия, так и породами позднепротерозойского и (или) фанерозойского возраста. Они метаморфизованы преимущественно в зелёносланцевой фации, иногда метаморфические изменения в них могут отсутствовать. Время проявления тафрогенного режима составляет десятки миллионов лет. В отличие от древних платформ, у молодых платформ иногда наблюдается унаследованность структурного плана чехла от структур фундамента.

На платформах выделяются следующие структуры первого порядка: щиты, синеклизы, антеклизы, моноклизы, авлакогены, перикратонные и краевые прогибы.

Щиты характерны только для древних платформ. Они представляют собой крупные выступы фундамента, испытывавшие длительное поднятие. Большую часть времени щиты являлись поднятиями и областью денудации. Лишь в короткие промежутки на них могли накапливаться осадки. Они сложены кристаллическими породами архейского и карельского возрастов. В краевых частях структуры щитов погружаются и продолжают в фундаменте под чехлом.

Синеклиза – отрицательная структура первого порядка плитной части платформ, которая образовалась в результате медленного длительного опускания в течение одного или нескольких седиментационных циклов. Они имеют в плане форму, близкую к изометричной и размеры многие сотни километров в поперечнике. Синеклизы осложнены впадинами, разделёнными сводами и седлами, а впадины – депрессиями, разделёнными валами. Чехол в пределах синеклиз наиболее полный, сложен осадочными, иногда с вулканитами отложениями и имеет мощность 3–5 км, иногда более. Причём мощность отложений возрастает от периферии к центру. В центральных частях синеклиз выходят наиболее молодые породы, по мере движения к периферии возраст пород увеличивается. В процессе формирования синеклиз центральные их части более погружены и более удалены от области сноса. Поэтому терригенные часто континентальные отложения накапливались по периферии этих структур. К центру они во многих случаях сменяются лагунными терригенно-глинисто-доломитовыми часто угленосными или с сульфатами и солями или мелководными, глинисто-карбонатными. В пределах синеклиз породы имеют центриклинальное падение с углами в первые градусы или доли градуса. Причём угол падения возрастает вниз по разрезу и от центра к периферии.

Антеклиза является антиподом синеклизе. Это положительная структура первого порядка плитного комплекса платформ. Антеклизы могут образоваться двумя способами: либо медленным поднятием крупного участка платформы, либо отставанием в опускании соседних синеклиз и существуют как самостоятельные структуры в течение одного или нескольких седиментационных циклов. Размер антеклиз достигает многих сотен километров в поперечнике, форма в плане изометричная или вытянутая. В центральных частях антеклиз выходят более древние породы, чем на

периферии. Антеклизы осложнены сводами, а те, в свою очередь – валами. Мощность чехла возрастает от центра к периферии, в центре часто наблюдаются перерывы, отдельные части разреза чехла отсутствуют. Иногда в центральной части антеклиз чехол отсутствует. В этом случае на поверхность выходят породы фундамента. В строении антеклиз преобладают континентальные отложения, представленные корой выветривания и продуктами её переотложения (песчано-глинистые осадки), реже лагунные, прибрежные или мелководные. Падение слоистости периклинальное в первые градусы или доли градусов. Углы падения слоистости возрастают от молодых отложений к древним (от периферии к центру).

Авлакоген – отрицательная, грабеноподобная, линейно вытянутая структура платформ, отличающаяся повышенной подвижностью. Она ограничена разломами, пересекающими фундамент. Длина авлакогенов достигает многих сотен километров, ширина – десятков километров. Их формирование часто связано с тектоническими движениями в соседней геосинклинали. Они обычно расположены перпендикулярно границам платформ. Выполнены авлакогены континентальными и лагунными, реже мелководными осадочными отложениями, часто с вулканитами основного, реже кислого состава, обычно повышенной щёлочности. Мощность разреза достигает многих тысяч метров. Внутреннее строение авлакогенов сложное. Они разбиты продольными и поперечными разломами на блоки с разной мощностью разреза. Выполняющие авлакогены отложения обычно смяты в линейные и брахиформные складки.

Перикратонный прогиб – зона длительного опускания краевой части платформы, на границе с активно развивающейся геосинклинальной областью, существовавшая в течение нескольких тектоно-магматических циклов. Они выполнены мощными осадочными ритмично построенными терригенно-глинисто-карбонатными отложениями, которые накопились преимущественно в мелководных условиях. Для них характерно отсутствие проявлений магматизма.

Краевой (передовой) прогиб образуется на границе платформы с областью, где существует орогенный режим, у подножия воздымающейся горной системы. Он существует относительно короткое время, лишь в течение существования горной системы. Фундамент прогиба в половине, прилегающей к подвиж-

ной области, сложен геосинклинальными образованиями, а прилегающей к платформе – платформенными.

Краевые прогибы имеют протяжённость часто более 1 тыс. км, а ширину - до первых сотен километров. Поперечными разломами они разбиты на блоки с разной амплитудой опускания. Эти прогибы имеют асимметричный поперечный профиль: более крутой борт прилегает к горной области, а более пологий – к платформе. Горные сооружения со временем надвигаются на краевые прогибы, а они, в свою очередь, накатываются (смещаются) на платформу.

У более крутого борта краевых прогибов накапливаются в основном континентальные грубообломочные отложения (молассовая формация) и мощность отложений здесь наибольшая, достигающая первых километров. К центральной части мощности осадков сокращаются. Часто наблюдается чередование континентальных, лагунных и мелководных условий. Преобладают песчано-глинисто-мергелистые осадки, часто в ассоциации с солями или углями. В приплатформенной части мощности осадков небольшие (первые сотни метров). Представлены они преимущественно мелководными или лагунными глинисто-мергелистыми отложениями.

6.1.2. Структуры складчатых сооружений

Структуры складчатых сооружений делятся в порядке соподчинения на складчатые пояса, складчатые области, складчатые системы, складчатые зоны, мегантиклинории и мегасинклинории, антиклинории и синклинории, антиклинали и синклинали разного порядка. В пределах складчатых областей располагаются также срединные массивы.

Складчатый пояс является наиболее крупной структурой складчатых сооружений. Они могут разделять платформы внутри материка или располагаться на границе материка и океана. Складчатые пояса – сложные зоны тектонической активности, связанные с зонами глубинных разломов. Они формируются в течение нескольких тектоно-магматических циклов. Их протяжённость составляет тысячи километров при ширине сотни километров. Складчатые пояса состоят из разновозрастных складчатых областей, вытянутых в направлении общего простирания пояса. В их со-

став входят также складчатые сооружения молодых платформ, перекрытые чехлом.

Складчатая область является составной частью складчатых поясов. В складчатые области объединяются складчатые сооружения по времени окончательного завершения геосинклинального развития, а также геосинклинали, не закончившие своего развития и находящиеся на различных стадиях этого развития. Отдельные части складчатой области могут завершать геосинклинальное развитие в разные эпохи складчатости, но они объединяются единым структурным планом. Они занимают обширные участки земной коры между платформами или между материком и океаном. После завершения геосинклинального и орогенного процессов они претерпели этап существования платформенного режима и в настоящее время представляют собой горные сооружения с разной расчленённостью рельефа.

Складчатая система – составная часть складчатой области, обладающая определёнными историческими и пространственно изменяющимися тектоническими стадиями, отличающаяся от других складчатых систем области.

Складчатая зона – составная часть складчатой системы, выделяемая по времени проявления складчатости, превратившей геосинклиналь в складчатое сооружение. Складчатые зоны объединяют системы антиклинориев и синклинориев.

Антиклинорий – крупная линейно вытянутая положительная структура складчатых сооружений, объединяющая систему антиклинальных и синклинальных складок. Главным признаком антиклинориев является то, что в их центральной части выходят наиболее древние породы. К периферии они сменяются более молодыми образованиями, причём возраст их изменяется, вследствие складчатости, волнообразно. Антиклинории могут объединяться в **мегантиклинории**, для которых характерна положительная форма зеркала складчатости.

Синклинорий – структура, противоположная антиклинорию. Это линейно вытянутая отрицательная структура складчатых сооружений, объединяющая систему синклинальных и антиклинальных складок. Главным признаком синклинориев является то, что в их центральной части выходят наиболее молодые породы. К периферии они сменяются более древними образованиями, причём возраст их изменяется, вследствие складчатости, волнообразно.

Синклиории могут объединяться в **мегасинклиории**, для которых характерна отрицательная форма зеркала складчатости.

Срединный массив – участок земной коры, представляющий собой сохранившуюся часть фундамента, на котором заложился геосинклинальный прогиб. Эти массивы располагаются внутри геосинклинали, имеют обычно многоугольную форму, ограниченную разломами. Окружающие складчатые сооружения облекают срединные массивы, приспосабливаясь к его контурам.

В периоды заложения геосинклинального прогиба срединный массив также испытывает погружения, амплитуда их незначительная, несколько возрастает к краям массива. В это время на срединных массивах формируется сплошной или прерывистый чехол, одновозрастной осадкам окружающей геосинклинали. Накапливаются обычно маломощные мелководные отложения субплатформенного типа. В эпоху складчатости срединные массивы испытывают глыбовые движения с заложением приразломных грабеноподобных впадин, в пределах которых формируются вулканоплутонические пояса. Среди магматических образований преобладают кислые разности повышенной щёлочности.

6.2. СТРУКТУРЫ ОКЕАНОВ

Океаны представляют собой отрицательную структуру литосферы первого порядка, которая характеризуется отсутствием гранитного слоя, уменьшенной мощностью базальтового слоя и неглубоким залеганием поверхности Мохо. В пределах океанов выделяются срединно-океанические хребты и океанические платформы (талассократоны).

6.2.1. Срединно-океанические хребты

Срединно-океанические хребты представляют собой единую на всей Земле горную систему в пределах океанов при ширине 200–4000 км и высоте над дном океанов 1–3 км. Продолжением их на континенте являются рифтогенные прогибы. На отдельных участках вдоль оси этих хребтов наблюдаются троговые долины глубиной 1–2 км. Центральные части хребтов шириной в первые сотни метров характеризуются интенсивно расчленённым рельефом и блоковой тектоникой, состоят из чередующихся в разной

степени поднятых линейно вытянутых блоков, разделённых субвертикальными разломами. Фланговые более широкие асейсмические зоны плавно понижаются в сторону абиссальных равнин.

В центральных зонах срединно-океанических хребтов мощность литосферы наименьшая на Земле и составляет 30–35 км, а коры – около 5 км. Они характеризуются почти полным отсутствием осадков, высокой сейсмической, вулканической и гидротермальной активностью. В пределах литосферы установлены магматические очаги, кое-где на глубине лишь 2–3 км. Магма имеет преимущественно толеитовый состав.

Согласно концепции тектоники литосферных плит, в центральных частях срединно-океанических хребтов располагаются зоны спрединга, в которых за счёт поступления магмы на поверхность и её внедрения формируется новая кора океанического типа, а плиты с корой океанического типа расходятся (дивергентная граница плит).

Срединно-океанические хребты субвертикальными разломами, которые называются **трансформными**, расчленены на участки, перемещённые относительно друг друга на многие сотни, а то и тысячи километров. К ним приурочены узкие глубокие ущелья, иногда проявления вулканизма. За пределами срединно-океанических хребтов эти разломы затухают. Выделяются трансформные разломы разных порядков, в зависимости от амплитуды смещения по ним.

6.2.2. Океанические платформы

Океанические платформы (талассократоны) занимают большую часть океанов, от срединно-океанических хребтов до континентального склона или глубоководных желобов. Они имеют кору океанического типа, мощность которой возрастает по мере приближения к континенту. В этом же направлении, в общем, возрастает мощность осадков и их возраст в основании разреза. Наиболее древние отложения имеют юрский или меловой возраст. Во многих случаях они имеют мелководный или наземный генезис. На большей части океанических платформ в осадках отсутствуют следы деформаций, но на отдельных участках выявлены проявления активных тектонических движений с образованием разломов, надвигов и зон тектонического сжатия.

Океанические платформы разделены крупными подводными и островными хребтами и возвышенностями на отдельные котловины, которые имеют округло-овальную форму и более 1 тыс. км по длинной оси.

Положительные структуры океанических платформ имеют разный генезис и разную форму. Они имеют превышение над днищами котловин в первые километры. Кое-где их вершины выступают над поверхностью океанов в виде систем островов. Различаются линейные и близкие к изометричным поднятия. Склоны и своды их осложнены разломами и вулканическими постройками, частично выступающими над поверхностью океанов или занятые коралловыми постройками. Большинство внутриплитных поднятий имеют вулканический генезис. Они характеризуются повышенной мощностью коры океанического типа, достигающей 30 км.

Отдельные поднятия имеют кору континентального типа (микроконтиненты) с сокращённой мощностью гранитного слоя. Для них характерен слабо расчленённый рельеф и глубина поверхности 2–3 км, на фоне которой отдельные участки выступают в виде мелководных банок или островов, имеющих иногда вулканическое происхождение. Эти участки считаются остатками континентов, сохранившиеся при образовании океанов.

6.3. СТРУКТУРЫ ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЫ ОТ КОНТИНЕНТОВ К ОКЕАНАМ

Переходные зоны между континентами и океанами разделяются на активные и пассивные.

6.3.1. Активные зоны сочленения континентов и океанов

Активные зоны сочленения континентов и океанов разделяются на приконтинентальные и островодужные. Островодужные зоны характеризуются последовательностью структур по мере движения от океанических платформ к континентам: океанические краевые валы, глубоководные желоба, вулканические островные дуги, задуговые бассейны. Приконтинентальные зоны отличаются расположением вулканической дуги на краю континентов и, соответственно, отсутствием задуговых бассейнов

Океанические краевые валы представляют собой пологие пограничные сводовые поднятия между глубоководным желобом и абиссальной равниной, вытянутые параллельно желобу и имеющие кору океанического типа. Высота поднятия над абиссальной равниной составляет первые сотни метров, ширина – 300–500 км. Поперечный профиль асимметричный с более крутым склоном к желобу, нередко осложнённым сбросами и надвигами с падением в сторону океана. Кое-где под этими валами установлены пологие нарушения с падением в сторону океана.

Глубоководные желоба сопряжены с вулканическими дугами. Как и они, имеют дугообразную форму. Протяжённость их составляет 1000 и более километров, верхняя ширина – 100 км. Глубина коренного ложа достигает максимально 11 км и зависит от заполнения осадками. Поперечное сечение глубоководных желобов асимметричное. Борт, пролегающий к вулканической дуге, более крутой и осложнён сбросами, грабенами и уступами. Борт, прилегающий к краевому валу, более пологий и плавный. Поперечными разломами желоба разделены на отрезки с разной глубиной. В осевой части желобов выходят сейсмофокальные зоны Заврицкого-Беньофа-Ванадати. Заполняются они обломочным материалом, сносимым с вулканических дуг. Характерны отложения олистостромового характера, широко распространены оползневые структуры. Внизу залегают недислоцированные осадки. Общая мощность осадков составляет сотни метров.

Вулканические дуги протягиваются параллельно глубоководным желобам на расстоянии 200–300 км от их оси. Они могут располагаться как на краю континента (андийский тип активной окраины), так могут быть отделены от материка окраинными морями и задуговыми бассейнами (курильский тип активной окраины). Ширина вулканических дуг составляет десятки километров. Они могут быть одинарными или двойными. В основании вулканических дуг расположена либо кора континентального типа (энсиалические дуги), либо кора океанического типа повышенной мощности (энсиматические дуги). В энсиматических дугах преобладают вулканы основного состава, в энсиалических – среднего. В основании дуг часто отмечаются массивы гранитоидов. Среди вулканических широко распространены взрывные фации, Ассоциируют они с терригенными отложениями – продуктами разрушения вулканических построек. В начальные стадии формирования вул-

канических дуг извержения происходили в субаквальной обстановке, которая во времени сменяется наземной.

Задуговые бассейны являются частью окраинных морей, прилегающей к вулканическим островным дугам, и характеризуются корой океанического типа. Коренное днище неровное и состоит из участков-блоков в разной степени опущенных. Глубина их составляет часто более 4 км. Они заполняются терригенно-глинистыми отложениями и пирокластикой, сносимыми с островных сооружений. В низах разреза иногда отмечаются базальтоиды. На удалении от островных дуг, преобладают глины. Мощность отложений достигает многих километров.

6.3.2. Пассивные зоны сочленения континентов и океанов

В пределах пассивных окраин континентов три главных элемента: континентальное подножие, континентальный склон и шельф.

Континентальное подножие – слабо наклонённая к абиссальной равнине, слабо расчленённая поверхность шириной в сотни и тысячи километров. Сложено оно толщей осадков мощностью многие километры. У континентального склона часто наблюдаются конусы выноса, сливающиеся друг с другом в единый шлейф. Кора в пределах континентального подножия близка к океаническому типу.

Континентальный склон представляет собой относительно узкую полосу дна шириной до 200 км между шельфом и континентальным подножием. Границы с ними, особенно с шельфом, имеют вид резкого перегиба дна. Угол наклона дна на континентальном склоне составляет многие градусы или даже десятки градусов. От верхнего перегиба континентального склона до нижнего глубина возрастает от 100–200 м, до 1 500–3 500 м. Он часто осложнён уступами (сбросами) и каньонами, выпаханymi мутьевыми потоками. Осадочный чехол здесь маломощный, а часто может отсутствовать. В пределах континентального склона в коре появляется маломощный гранитный слой, мощность его в сторону континента постепенно возрастает.

Шельф является подводным продолжением прибрежной равнины материка, обладает крайне пологим наклоном в сторону

моря или океана. Ширина его весьма изменчива за счёт колебаний уровня мирового океана и может достигать многих сотен километров. Максимальные глубины на шельфе составляют первые сотни метров. Он обычно разделён относительными, часто островными поднятиями, которые определяются как антеклизы. Они разделяют более опущенные структуры – синеклизы. На шельфе накапливаются мощные толщи осадочных, преимущественно песчано-глинистых отложений.

6.4. РАЗЛОМЫ

Разломы – структуры, нарушающие сплошность горных пород. Они контролируют проявления магматизма, метаморфизма, метасоматоза, гидротермальную деятельность, распределение оруденения, определяют границы участков с разным характером осадконакопления. Разломы различаются по протяжённости, наклону, ориентировке, амплитуде и направлению смещений крыльев (кинематике). По кинематике разломы делятся на сбросы, взбросы, надвиги, шарьяжи, сдвиги, раздвиги. Чаще всего наблюдается комбинация движений крыльев разломов по вертикали со сдвигами. По глубине проникновения разрыва разломы делятся на коровые и мантийные или глубинные. Коровые разломы проявляются только в пределах земной коры, глубинные корнями уходят в мантию. Чем глубже заложение разлома, тем большее влияние он оказывает на геологическое строение региона, поэтому остановимся на характеристике глубинных разломов.

Глубинный разлом представляет собой разрывную структуру, проникающую в мантию. Поэтому главным признаком глубинных разломов является то, что они контролируют проявления мантийного магматизма: основных, ультраосновных и щелочных магматических образований, хотя часто контролируют и коровый магматизм, главным образом, гранитоидов. Они контролируют разнообразное оруденение, в том числе и связанное с мантийными образованиями.

Глубина проникновения разломов чётко коррелируется с их протяжённостью и шириной влияния. По протяжённости они составляют тысячи километров, а некоторые из них, входящие, в так называемую, регматическую сетку – десятки тысяч километров. Ширина влияния (зона интенсивно деформированных и разбитых

пород с повышенной степенью динамометаморфизма) глубинных разломов составляет десятки километров. Они сопровождаются обычно опережающими разломами, проникающими на значительные расстояния в окружающие образования. Значительны также вертикальные и (или) горизонтальные перемещения по ним, достигающие иногда десятков, а по надвигам сотен километров. Некоторые исследователи предполагают, что по глубинным разломам происходили сдвиги и раздвиги с амплитудой горизонтальных перемещений в тысячи или даже десятки тысяч километров. Предполагают, что в глубинах литосферы или на границе литосферы и астеносферы существуют горизонтальные срывы, по которым отдельные блоки испытывают горизонтальные перемещения, часто с вращением.

Глубинные разломы являются долгоживущими, движения по ним обычно происходят в течение нескольких тектономагматических циклов. Как правило, глубинные разломы разделяют области и зоны с разным ходом тектонического развития: платформы и подвижные области, ограничивают срединные массивы, структурные зоны, на платформах структурно-фациальные зоны.

Таким образом, главными характеристиками глубинных разломов являются глубина проникновения (до мантии), протяженность тысячи или десятки тысяч километров, ширина влияния в десятки километров, длительность проявления (в течение нескольких тектономагматических циклов), расположение на границе участков с разным ходом тектонического развития.

6.5. КОЛЬЦЕВЫЕ СТРУКТУРЫ

Кольцевые структуры широко распространены в земной коре. К ним относятся структуры, близкие к изометричным. Они имеют разные размеры (от первых метров до тысяч километров в диаметре). В крупные кольцевые структуры вписываются более мелкие кольца, полукольца, овалы. Они могут быть как положительными, так и отрицательными.

Генезис их весьма разнообразен. Выделяют кольцевые структуры магматогенные: вулканические центры, вулканотектонические структуры, магматические тела, магматогенные поднятия, по форме близкие к изометричным. Метаморфогенные

кольцевые структуры представлены гранито-гнейсовыми куполами. Кольцевые структуры могут быть связанными с солевым, глинистым и другим диапиризмом. Есть кольцевые структуры взрывного генезиса. Структуры, обусловленные ударами метеоритов, имеют также кольцевой характер. Крупные кольцевые структуры часто представляют собой сводовые поднятия и изометричные погружения, связанные, главным образом, с нарушением изостатического равновесия.

Происхождение многих крупных и гигантских кольцевых структур, не находящих выражения в поверхностной геологии, до сих пор остаётся не решённым однозначно. Большинство исследователей приходит к выводу об их глубинном происхождении. Одни связывают их с воздействием плюмов («горячих точек»), другие объясняют их существование отражением структур раннего развития Земли. Есть точка зрения, что это влияние масс огромных метеоритов, проникших при столкновении с Землёй в её глубины. Самой крупной кольцевой структурой Земли является акватория Тихого океана. Происхождение её также не находит однозначного толкования.

Контрольные вопросы

1. Главные структурные элементы платформ.
2. Главные структурные элементы складчатых областей.
3. Главные структурные элементы океанов.
4. Главные структурные элементы переходной зоны от континента к океану.

7. СПЕЦИФИКА ДОКЕМБРИЙСКОГО ПЕРИОДА ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Земля развивается циклично и, главное, направленно-необратимо. Поэтому, чем глубже в историю Земли, тем больше отличаются существовавшие на поверхности и в глубинах планеты условия, а, следовательно, возникавшие геологические и рудные формации. В связи с этим принцип актуализма, хорошо работающий при изучении фанерозойских образований, далеко не всегда может быть применим для восстановления истории развития планеты в докембрии.

Атмосфера. После аккреции Земли температура на её поверхности была высокой и, возможно, превышала 1000 °С. В последующем она постепенно уменьшалась и в настоящее время составляет в среднем 15 °С. Постепенное понижение температуры поверхности Земли в отдельные периоды нарушалось резкими понижениями температурного режима и образованием площадных оледенений. Причина этого явления до сих пор не имеет однозначного объяснения. В начальные стадии существования Земля обладала мощной атмосферой, которая создавала весьма высокое давление на её поверхности. Предполагается, что давление атмосферы достигало 6 килобар и во времени снижалось до современного, равного на поверхности Мирового океана в среднем 1 бару. Состав атмосферы был вначале гелиево-водородный. В процессе её эволюции нарастало количество углекислого газа, паров воды и азота. На ранней стадии существования Земли в составе атмосферы значительную роль играли пары сильных кислот: соляной, серной, сероводородной, фтористой и др. В дальнейшем возрастала роль азота, уменьшалось содержание водорода и гелия в результате рассеивания в космическом пространстве, углекислого газа за счёт связывания в карбонаты и органическое вещество, паров воды за счёт конденсации. На определённом этапе в атмосфере появился свободный кислород, содержание его постепенно возрастало. Современная атмосфера имеет кислородно-азотный состав, содержание других газов не превышает 1 %.

Гидросфера возникла, когда температура поверхности Земли стала ниже критической точки воды (374 °С). По мере охлаж-

дения Земли объём её нарастал, а температура уменьшалась. Пополнялась она также за счёт эндогенных источников. Вначале существования гидросфера содержала большое количество кислот и потому была весьма агрессивной. В дальнейшем состав гидросферы стал солевым карбонатно-хлоридным. Затем постепенно превратился преимущественно в сульфатно-хлоридный. Среди катионов преобладают натрий и магний.

Литосфера. Высокая температура поверхности Земли после её образования обеспечивала высокий температурный градиент, малую мощность и пластичность литосферы. Это обусловило слабую расчленённость рельефа, так как тектонические напряжения быстро разряжались в пластичной литосфере. По мере остывания верхних уровней Земли возрастала мощность литосферы и её хрупкость, соответственно, возрастала расчленённость рельефа. Состав литосферы вначале соответствовал составу хондритов, следовательно, был ультраосновным. В дальнейшем под воздействием дифференциации вещества Земли появились вначале магматические очаги магмы основного состава, а затем и кислого. Магматические очаги располагались вблизи поверхности и магма в больших объёмах поступала на поверхность, наращивая литосферу. Соответственно, вначале литосфера имела ультраосновной состав, затем формировался базальтовый слой, а в последующем и гранитный. Условия во всей литосфере были близкими. В дальнейшем нарастала её дифференцированность и начались процессы формирования новой коры океанического типа.

Вышерассмотренные изменения в докембрии параметров атмосферы, гидросферы и литосферы обусловили специфику геологических формаций и тектонических структур докембрия и их эволюцию. Среди суперкрупных образований вначале преобладали вулканы, но постепенно их роль уменьшалась, стали преобладать осадочные разности.

Осадочные породы. В связи со слабой расчленённостью рельефа для ранних этапов существования Земли были характерны мелководные условия осадконакопления. Поэтому вначале преобладали хемогенные осадочные породы, терригенные разности имели подчинённое значение. Со временем роль терригенных отложений возрастала, в рифее впервые появились глубоководные отложения. Объём их со временем возрастал. Органогенные

отложения впервые возникли в архее, со временем их значение возрастало.

Среди *терригенных отложений* преобладали мелкообломочные разности. Первые конгломераты отмечены в архейских отложениях и в дальнейшем их роль возрастала. Состав терригенных пород вначале был преимущественно граувакковый. Появились аркозовые разности и затем кварцевые. Объём их во времени нарастал. В протерозое отмечается несколько уровней ледниковых отложений. Они внизу и вверху резко сменяются отложениями жаркого климата, который господствовал в докембрии. Ледниковые периоды были относительно кратковременными и проявлялись почти повсеместно. В связи с появлением свободного кислорода, в середине раннего протерозоя впервые появились красноцветные отложения. Роль их во времени также возрастала.

Среди *хемогенных осадков* большое значение имели кварциты, связанные с осаждением кремнезёма, поступавшего в бассейны из вулканогенно-гидротермальных источников и в результате формирования кор выветривания. В последнем случае они ассоциировали с высокоглинозёмистыми разностями. В позднем докембрии появляются и органогенные кремнистые отложения. На определённой стадии остывания Земли появились и получили широкое распространение карбонатные отложения. Среди них преобладали доломиты. Роль известняков среди них со временем возрастала. Вначале они имели только хемогенный генезис. В архее впервые появились признаки их органогенного генезиса, в дальнейшем их объём нарастал. В катархее часто возникали графитсодержащие отложения, вплоть до образования месторождений графита. Уже в катархее появились первые признаки образования эвапоритов. Но, из-за глубокого метаморфизма, сохранились лишь их следы. Первые эвапориты появились в раннем протерозое, и их объём со временем нарастал.

Претерпели значительную эволюцию осадочные руды железа, тесно связанные с кремнистыми осадками (железистые кварциты). В катархее они имели малое значение, вулканогенно-гидротермальный генезис и были расположены среди базальтоидов. В архее масштабы их увеличились. Они также были связаны с вулканитами, но располагались на удалении от вулканогенных образований. Особенно интенсивно накапливались железистые кварциты в раннем протерозое, где они уже не имели связи с вул-

канитами. Они получили название «джеспилиты». Практически повсеместно в раннепротерозойских отложениях присутствуют железистые кварциты и образуют месторождения железа, часто уникальные по своим масштабам. В раннем докембрии осадочные руды железа формировались в восстановительных условиях и представлены в основном магнетитом, сидеритом и сульфидами. В рифее появляются гематитовые руды, которые часто перемежаются с сидеритовыми.

Вулканогенные образования. Состав вулканитов также претерпел определённую эволюцию. В связи с мощной атмосферой и мелководными условиями, среди них преобладали лавовые фации. Со временем возрастала роль взрывчатых образований. Состав вулканитов был вначале ультраосновной, затем стали преобладать базальтоиды. В следующий период широкое распространение получили вулканиты кислого состава.

Вулканогенные образования основного и ультраосновного составов катархея в дальнейшем подверглись интенсивному метаморфизму и гранитизации, поэтому первичный состав их сохранился в редких случаях. Более сохранными оказались вулканиты архея, которые располагаются в пределах зелёнокаменных поясов. Внизу разреза этих структур устанавливается широкое развитие вулканитов ультраосновного состава, так называемых коматитов. В дальнейшей истории такого масштабного проявления вулканитов ультраосновного состава не отмечается. Вулканиты раннего докембрия обычно низкощелочные с резким преобладанием натрия над калием. Со временем в них нарастала щёлочность, главным образом, за счёт повышения содержания калия. В конце раннего протерозоя появились субщелочные и щелочные разновидности вулканитов, объём их со временем нарастал.

Плутонические образования. Изменение состава плутонических образований со временем сходно с указанными для вулканогенных образований. Часто они комагматичны вулканитам. Но в докембрии получили широкое распространение процессы гранитообразования. Особенно интенсивными они были в конце тектономагматических циклов. Формировались огромные поля автохтонных гранитоидов, окружённых ареалами мигматизированных и гранитизированных вмещающих пород. Они тесно связаны с гранито-гнейсовыми структурами. Значение аллохтонных разностей возрастало со временем. Гранитоиды вначале были низкощелоч-

ными с резким преобладанием натрия над калием. В дальнейшем возрастала их щёлочность за счёт повышения содержания калия. В конце раннего протерозоя впервые появились щелочные породы. Для завершающего этапа формирования фундамента первых платформ характерны специфические граниты-рапакиви. Происхождение их трактуется неоднозначно.

Метаморфизм. Интенсивность метаморфических процессов со временем, в общем, уменьшалась, возрастала их зональность. Для катархея характерно повсеместное развитие метаморфизма гранулитовой фации. Для этого периода характерна своеобразная формация «серых гнейсов». В разрезах катархея она составляет от 50 до 80 % разреза. Образовались «серые гнейсы» в результате метаморфизма преимущественно магматических образований. В архее метаморфизм уже был зональным с изменением условий от гранулитовой до зелёносланцевой фации с преобладанием условий амфиболитовой фации. Для раннего протерозоя в условиях зонального метаморфизма наиболее характерна эпидот-амфиболитовая фация, впервые появляются неметаморфизованные разности. В позднем протерозое зональный метаморфизм проявляется только в складчатых областях, где преобладают условия зелёносланцевой фации. Но были участки и неметаморфизованных образований. На сформировавшихся к этому времени первых платформах метаморфические процессы почти не проявлялись.

Тектонические условия и структуры. В течение докембрия постепенно возрастала мощность и хрупкость литосферы, нарастало разнообразие тектонических условий и структур. По мере остывания верхних частей Земли возрастала роль хрупких деформаций

В катархее в условиях маломощной пластичной коры, которая в его второй половине имела континентальный характер, разрывные дислокации практически отсутствовали. Пликативные дислокации выражены гранито-гнейсовыми овалами изометричной или амёбовидной формы с поперечниками в сотни километров, которые объединяют линейные и куполовидные, часто птигматитовые складки более высоких порядков. Центральные части овалов заняты массивами автохтонных гранитоидов.

В архее впервые появились линейные структуры – зеленокаменные пояса, ограниченные разломами и выполненные осадочно-вулканогенным комплексом пород. Широкое распространение по-

лучили гранито-гнейсовые купола, которые располагаются кучно («стадами»). Отдельные участки, сложенные породами катархея, были относительно устойчивыми.

В раннем протерозое возникли первые протоплатформенные, относительно устойчивые блоки, в пределах которых возникли прогибы, выполненные преимущественно терригенными отложениями. Между блоками существовали пояса разной интенсивности тектоно-магматических процессов. В конце раннего протерозоя возникли первые платформы. Впервые отмечены глубоководные прогибы.

Начиная с рифея, литосфера разделилась на устойчивые блоки – платформы (по тектонике плит плиты с корой континентального типа) и глубоководные участки с корой океанического типа. С этого времени начали существовать геосинклинали или, согласно тектонике литосферных плит, начала действовать тектоника плит с зонами спрединга и субдукции.

Контрольные вопросы

1. Особенности осадконакопления в докембрии.
2. Особенности магматизма в докембрии.
3. Особенности метаморфизма в докембрии.
4. Особенности тектонических структур в докембрии.

8. БАЙКАЛО-ВИТИМСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

Необходимость в рассмотрении геологического строения и истории развития Байкало-Витимской складчатой области обусловлена тем, что в существующих учебниках по региональной геологии эти вопросы рассматриваются с устаревших позиций, опровергнутых исследованиями иркутских геологов.

8.1. МЕСТОПОЛОЖЕНИЕ И ГРАНИЦЫ

Байкало-Витимская складчатая область в географическом отношении занимает территорию Байкальской горной области. В её пределах выделяются Байкало-Патомское нагорье, состоящее из серии горных хребтов и массивов, Средне-Витимский и Баргузино-Витимский горные районы, Витимское плоскогорье, горы Западного и Восточного Прибайкалья. Горные хребты разделяют рифтогенные впадины: Байкальская, Баргузинская, Верхнеангарская, Муйско-Куандинская и ряд более мелких депрессий.

Границы области во многом условные. Западная и северная дугообразная границы проводятся обычно по границе выходов чехла Сибирской платформы. На отдельных участках Патомского нагорья породы чехла платформы постепенно сменяются породами, которые выполняют Бодайбинский прогиб в пределах складчатой области. На этих участках граница области становится неопределённой.

На востоке граница с Алданского щита также нечёткая. Блоки Алданского щита наблюдаются в пределах рассматриваемой области, а складчатые сооружения и поля магматических пород Становой области прослеживаются и в пределы Байкало-Витимской области. Поэтому здесь выделяется единая Селенгино-Становая зона неоднократной тектоно-магматической активизации. Иногда в качестве восточной границы области выделяют Нечерский разлом, но он в геологической ситуации не устанавливается.

На юге граница Байкало-Витимской области более чёткая. Она проходит по Монголо-Охотской шовной зоне, по которой эта область граничит с Монголо-Охотской областью палеозойской складчатости. Далее к западу в бассейне приустьевой части доли-

ны реки Селенги проводится условная граница с Енисее-Восточно-Саянской складчатой областью, которая во многом развивалась однотипно с рассматриваемой областью.

Существуют и альтернативная точка зрения на западную и северную границы. Согласно её границу складчатой области проводят по системе разломов, отделяющих блоки раннедокембрийских образований, как выступы фундамента Сибирской платформы, вместе с наложенными на их внутренние части прогибами. На западе это Приморский разлом, к северу он сменяется Нюрундуканским и далее по дуге – Сюльбанским.

8.2. ОСНОВНЫЕ ВЗГЛЯДЫ НА ТЕКТОНИЧЕСКУЮ ПРИРОДУ ОБЛАСТИ

Взгляды на тектоническую природу Байкало-Витимской складчатой области весьма противоречивы. Споры по этому вопросу начались на ранней стадии её изучения и не утихают до сих пор.

Один из первых исследователей геологии юга Восточной Сибири В.А. Обручев высказал мнение, что главные тектономагматические события в области завершились в раннем докембрии, образно назвав этот регион «древним теменем Азии». В более позднее время эту точку зрения пытался доказать в своей монографии «Нижний протерозой Байкальской горной области» В.С. Федоровский (1985).

М. М. Тетяев в 1916 году пришёл к выводу, что Байкальская горная область является зоной каледонид. В последствии эту точку зрения разделила В.Г. Беличенко, издав в 1977 году монографию «Каледониды Байкальской горной области».

В 1932 году Н. С. Шатский выделил рассматриваемую область как тектонотип байкалид. Существование здесь байкалид отстаивали Л. И. Салоп в монографии «Геология Байкальской горной области» (1967) и А. Н. Булгатов в монографии «Тектонотип байкалид» (1983).

С появлением концепции тектоники литосферных плит ряд исследователей эту область стали рассматривать как реликт океана и его окраин (К.А. Клитин, Э.Г. Конников, И.В. Гордиенко и др.) или как коллаж террейнов (А.Н. Булгатов).

Как показывает анализ фактического материала, Байкало-Витимская складчатая область сформировалась в краевой части фундамента Сибирской платформы в результате неоднократной тектоно-магматической активизации. Реликты фундамента платформы представлены многочисленными блоками, сложенными раннедокембрийскими образованиями. Основной структурный рисунок области сформировался в позднем протерозое, в байкальский тектоно-магматический цикл. В это время на краевую часть фундамента платформы наложился прогиб, выполненные мощными толщами осадочных отложений с вулканитами, а в центральной части области возник рифтогенный Байкало-Муйский прогиб. В дальнейшем тектоно-магматическая активизация области происходила в раннем и позднем палеозое, на её юге – также в мезозое и, наконец, в кайнозое, когда сформировалась и продолжает развиваться Байкальская рифтогенная система.

Главные особенности строения области обусловлены её развитием, как активизированного края фундамента Сибирской платформы. В её пределах большую площадь занимают выходы раннедокембрийских образований, представляющих собой реликты этого фундамента. Характер структур также во многом определяется близостью устойчивой Сибирской платформы. В позднем протерозое интенсивность тектоно-магматических процессов возрастала по мере удаления от платформы. На границе с нею расположен дугообразный почти полностью амагматичный перикратонный прогиб, за которым располагается дугообразная система блоков раннедокембрийских образований. На внутренних склонах этих блоков сохранилась также дугообразная система прогибов, в пределах которых неоднократно проявлялись вулканоплутонические процессы. Затем расположен дугообразный рифтогенный прогиб с интенсивной магматической деятельностью. Южнее рифейские образования наблюдаются фрагментарно, но по ним устанавливается, что и здесь активно проявился магматизм.

В раннем палеозое также тектоно-магматическая активность возрастала с севера на юг. В позднем палеозое и мезозое она, главным образом, проявилась на юге области.

8.3. ГЛАВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Структурный рисунок области определяется дугообразным структурным направлением в северной её половине (так называемой *Байкало-Патомской дуги*) и северо-восточным – на юге.

На границе с Сибирской платформой расположен *Байкало-Патомский перикратонный прогиб*, выполненный мощной ритмично построенной толщей осадков позднего протерозоя и раннего палеозоя. На западе области из-под него обнажается *Северо-Байкальский вулкано-плутонический пояс*, сформировавшийся во второй половине раннего протерозоя.

Далее к центру области располагается дугообразная система блоков (глыб) раннедокембрийских пород. На западе области располагается *Байкальская глыба*. Далее к северу по дуге выходят *Чуйская, Тонодская, Нечерская, Северо- и Южно-Муйская, Амалатская глыбы*. В южной половине области наблюдаются ещё серия относительно небольших выходов раннедокембрийских образований. Вместе с Амалатской глыбой они составляют часть выделенного Е. Н. Алтуховым *Баргузинского микроконтинента*, по-видимому, крупного блока фундамента платформы. В настоящее время большая часть Баргузинского мегаблока занята *Ангаро-Витимским полихронным батолитом*, формировавшимся преимущественно в результате неоднократной гранитизации раннедокембрийского субстрата.

На внутренней стороне этих блоков располагается дугообразная система прогибов рифейского времени (с запада на восток по дуге): *Олокитский, Мамский, Бодайбинский, Делюн-Уранский*. Первоначально они, вероятно, представляли собой единый островной бассейн осадконакопления, занимавший всю или почти всю область и соединявшийся с Байкало-Патомским перикратонным прогибом. В дальнейшем в результате тектонических движений они были разобщены и в настоящее время выступают как самостоятельные структуры. Выполнены они мощными ритмичными осадочными коррелируемыми между собой рифейскими толщами с вулканитами.

Осевую часть Байкало-Патомской дуги занимает *Байкало-Муйский рифтогенный прогиб* позднерифейско-вендского времени. Он состоит из двух ветвей, Байкальской и Муйской, разделённых

гранитоидами Ангаро-Витимского батолита. В строении прогиба преобладают вулканогенные и интрузивные образования, поэтому его иногда выделяют как вулканоплутонический пояс.

К югу от Байкало-Муйского прогиба располагается рифейский *Котеро-Уакитский прогиб*, выполненный осадочной толщей, внизу разреза с вулканитами. Он состоит из двух частей: Котерской и Уакитской, разделённых гранитоидами Ангаро-Витимского батолита.

Центральная часть области занята *Удино-Витимским венд-раннепалеозойским прогибом*, наложенным на докембрийские образования.

Юг области занят юго-западной частью *Селенгино-Становой зоны* неоднократной тектоно-магматической активизации. Она прослеживается к северо-востоку почти до Охотского моря и продолжается на юго-запад на территорию Монголии.

8.4. ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

Байкало-Витимская область полностью входит в пределы мантийного диапира, обусловившего формирование Байкальской рифтовой системы. Поэтому граничные скорости продольных сейсмических волн на разделе кора-мантия пониженные и составляют 7,7–7,8 км/с. Мощность земной коры в пределах области изменяется от 40 до 46 км. Изменения мощности коры происходит скачкообразно по глубинным разломам: наименьшая под рифтогенными впадинами, а наибольшая – под окружающими их хребтами. Характерна латеральная однородность верхней мантии и «базальтового» слоя.

Мощность «базальтового» слоя колеблется в пределах 20–35 км, а в Северном Прибайкалье, по мнению некоторых геофизиков (А. М. Алакшин, Б. М. Писменный и др.), он выходит на современную поверхность. В его пределах плотность пород плавно возрастает по направлению к мантии. Мощность «гранитного» слоя колеблется от 0 до 25 км. В основном он сложен гранитоидами Ангаро-Витимского батолита, осадочно-метаморфические образования (осадочный слой) слагают в нем на большей части области кровли мощностью до первых километров. В современных рифтогенных впадинах наблюдаются мощные толщи рыхлых отложений. Наибольшая их мощность устанавливается на севере Байка-

ла, где, по геофизическим данным, составляет более 9 км, в ос-
тальных впадинах обычно не превышает 1 км.

8.5. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Байкало-Витимская область сформировалась на раздроблен-
ном фундаменте краевой части Сибирской платформы, сложенной
раннедокембрийскими образованиями, в основном в позднем про-
терозое. Но в дальнейшем подверглась воздействию довольно ин-
тенсивных тектоно-магматических процессов в палеозое и кайно-
зое, а на юге и в мезозое. В ее пределах выходят породы с воз-
растом от архея до кайнозоя.

8.5.1. Байкало-Патомский перикратонный прогиб

Дугообразный Байкало-Патомский прогиб расположен вдоль
границы Сибирской платформы с Байкало-Витимской складчатой
областью. В его пределах в строении чехла платформы принимают
участие породы с возрастом от раннего рифея до кайнозоя. Ри-
фейские отложения выходят на поверхность узкой полосой на вос-
токе прогиба и к западу быстро выклиниваются. Вендские отложе-
ния также выходят узкой полосой на востоке прогиба, к западу от
рифейских. Но они выстилают основание разреза чехла уже в
пределах почти всей платформы. Возраст пород, выходящих на
поверхность далее к западу в пределах прогиба изменяется по-
следовательно вплоть до среднеордовикских. Более молодые от-
ложения выполняют наложенные структуры и распространены
фрагментарно в разных частях прогиба.

В пределах прогиба в платформенном чехле выделяются сле-
дующие структуры второго порядка (с севера на юг): *Нюйско-
Джербинская впадина, Пеледуйское поднятие, Киренский и Жига-
ловский валы, Илгинская и Ушаковская впадины.*

Формирование чехла началось в раннем рифее на севере
прогиба, в Патомской его части. Здесь в основании его разреза,
как и в Бодайбинском прогибе, залегают с угловым и метаморфи-
ческим несогласием отложения нижнерифейской тепторгинской
серии в составе двух свит. Внизу залегает *пурпольская свита*,
сложенная продуктами перемыва кор выветривания. Это кварце-
вые песчаники и высокоглиноземистые (вплоть до бокситов) слан-

цы. Они с размывом перекрыты также нижнерифейскими грубообломочными с базальтоидами отложениями *медвежевской свиты*. В регионе встречаются дайки и силлы метаморфизованных пород основного состава, выделяемые часто в самостоятельный комплекс. По данным А. И. Иванова, они прорывают отложения тепторгинской серией и перекрываются с размывом отложениями баллаганахской серии. Более вероятно, что они комагматичны базальтоидам медвежевской свиты и завершают магматический процесс в раннем рифее.

В поле пород медвежевской свиты и среди вблизи выходящих раннепротерозойских образований распространены небольшие интрузивы гранит- и гранодиорит-порфиоров, которые А. И. Иванов объединил в *язовский комплекс*. По его данным, с ним связана оловорудная минерализация. Данные об изотопном возрасте пород язовского комплекса противоречивы. Есть цифры как поздне-рифейские, так и раннепалеозойские.

Выше также с размывом в основании выходят ритмичные отложения *баллаганахской серии*. Основание ритмов сложено конгломератами, вверх по разрезу они сменяются более тонкозернистыми отложениями вплоть до филлитов, а в последнем ритме – до глинисто-карбонатных пород. Возраст этой серии определяется как среднерифейский.

Расположенная выше *дальнетайгинская серия* залегает согласно, но с конгломератами в основании. Выше наблюдается трансгрессивное изменение разреза вплоть до глинисто-карбонатных отложений. Возраст серии средне-позднерифейский. Завершает рифейский разрез *жуинская серия*, залегающая согласно. Состав её преимущественно песчано-аргиллито-карбонатный.

На данном участке разрез рифейских образований изучен достаточно детально, в большей части он охарактеризован комплексами строматолитов, онколитов и микрофоссилий, что позволило выделить здесь региональные горизонты, соответствующие вышеназванным сериям (снизу вверх): тепторгинский, баллаганахский, дальнетайгинский и жуинский.

На этом участке платформы венд залегает на рифейских образованиях без перерыва в осадконакоплении. Внизу он представлен *жербинской свитой*. Состав ее изменяется снизу вверх от кварцевых песчаников через алевриты и аргиллиты до доломитов. На ней залегает существенно карбонатная *тинновская свита*.

В Прибайкалье формирование чехла началось в среднем рифее. Рифейские отложения здесь объединены в *байкальскую серию* в составе трех свит. Внизу расположена среднерифейская *голоустенская свита* сланцево-песчано-доломитового состава, залегающая на раннедокембрийских образованиях с угловым несогласием. Мощность ее изменяется от 500 м до полного выклинивания. Ее перекрывает средне-верхнерифейская *улунтуйская свита*, состоящая из битуминозных карбонатных отложений и углеродистых сланцев. Карбонатные породы голоустенской и улунтуйской свит вмещают стратиформное свинцово-цинковое оруденение. Завершает разрез байкальской серии верхнерифейская песчано-алеврито-аргиллитовая *качергатская свита*.

На рифейских отложениях залегают с частичным размывом вендская *ушаковская свита* терригенно-глинистых отложений мощностью до 800 м. В Присаянье на этом уровне выделяется *хужирская свита* такого же состава, но мощностью 60-180 м. К центру платформы ухаковскую свиту сменяют *чорская и тирская свиты*. В них отсутствуют грубообломочные отложения, а большую роль играют аргиллиты, мощности их не превышают 300 м.

Выше с постепенным переходом расположена *мотская серия* также вендского возраста с последовательным изменением разреза снизу вверх от кварцевых песчаников до доломитов. Внизу разреза они объединены в Прибайкалье в *куртунскую*, а в Присаянье – в *шаманскую свиты*. Верхние части разреза серии сложены преимущественно доломитами *аянканской свиты* в Прибайкалье и *иркутской* – в Присаянье.

На западе прогиба на уровне мотской серии выделяется *даниловская свита* максимальной мощностью до 540 м. В ее составе преобладают доломиты, часто глинистые, песчанистые или с ангидритом. Нередко отмечаются прослои аргиллитов. В верхах разреза появляются пласты каменной соли, а в низах – песчаники. Мощности вендских отложений, как и более молодых, сокращаются в пределах Непско-Ботуобинского поднятия, что свидетельствует об его конседиментационном развитии.

Кембрийские отложения объединены в одни подразделения на всей территории прогиба. Они накапливались в Ангаро-Тунгусской палеогеографической области типа «лагуна–море» и в пределах прогиба преобладают на современной поверхности. На востоке прогиба это преимущественно карбонатные породы, к

центру платформы они часто сменяются соленосными. В периоды трансгрессии расширялась область накопления карбонатных осадков, в периоды регрессии – соленосных. Внизу выходит *усольская свита*. Она имеет постепенные переходы с мотской серией. На востоке ее состав известняково-доломитовый, к западу становится доломито-ангидритовый с мощными пластами каменной соли. С ней связаны основные месторождения каменной соли на юге платформы. Выше залегает более карбонатная *бельская свита*. Затем *булайская свита*, почти повсеместно сложенная доломитами. *Ангарская свита* сложена ритмитами: доломиты, доломиты с ангидритами, соли. В пределах Непско-Ботубинского поднятия в ее составе находятся пласты калийных солей мощностью до 50 м. Здесь располагается Непский калиеносный район. Все 4 свиты имеют раннекембрийский возраст. Разрез карбонатно-соленосного комплекса завершает нижне-среднекембрийская *литвинцевская свита*. В ее составе появляются кварцевые песчаники. Отложения нижнего кембрия и венда являются главными нефте- и газомещающими толщами на юге платформы.

Верхоленская средне-верхнекембрийская серия залегает с корой выветривания в основании и состоит из *осинской, балаганской и байтогской свит*. Для нее характерно преобладание красно-коричневой и пестроцветной окраски пород. Осинская свита имеет мергелево-алевролитовый состав с гипсом, балаганская – песчаниково-алевролитовый, байтогская – алевролито-мергелевый. На всех уровнях отмечаются прослои карбонатных пород.

Серия согласно перекрыта также пестроцветной *илгинской свитой* верхнего кембрия, которая состоит из песчаников с прослоями известняков и аргиллитов. Внизу свиты преобладают мергели, в середине – алевролиты, вверху – песчаники, что свидетельствует о регрессивном характере ее разреза. Отложения верхнего кембрия содержат сингенетичное медное и полиметаллическое оруденение.

Ордовикские породы распространены на западе прогиба и залегают согласно на кембрийских. Разрез их начинается с *усть-кутской свиты*. Внизу ее разреза преобладают доломиты, вверху – карбонатные песчаники с прослоями алевролитов и аргиллитов. На ней согласно лежит *ийская* глинисто-терригенная, а затем *ба-дарановская* карбонатно-терригенная свиты.

Средний ордовик маломощный, в основном терригенный с прослоями аргиллитов. К нему относятся (снизу) *криволицкая, чертовская и макаровская свиты*.

В пределах прогиба наблюдаются девонские отложения, которые сохранились прерывистой полосой вдоль нагорья и представлены красноцветными грубообломочными континентальными отложениями *орночеканской свиты* видимой мощностью в десятки метров. Они накапливались в пределах **Каренго-Пеледуйской предгорной впадины**.

На юге прогиба располагается **Иркутская впадина** юрского возраста, входящая в состав **Присаянского предгорного прогиба**. Выполняющие ее отложения объединены в *иркутскую серию*, залегающую на подстилающих породах с корой выветривания. На юге впадины она сложена песчано-конгломератовыми, в центре – угленосными песчано-алевролитовыми, на севере – песчано-аргиллитовыми отложениями. В этом направлении сокращаются мощности серии от 700 м до 80 м, а угленосность уменьшается. Пласты углей достигают по мощности 8,5 м.

В Прибайкалье известны палеогеновые отложения, выполняющие озерно-аллювиальные впадины. Главные из них: **Хандинская и Туколонская**. Выполнены они песчано-глинистыми отложениями. В основании разреза присутствуют бокситы и аллиты, вверху – пласты бурых углей мощностью до 30 м.

В позднем кайнозое у подножия воздымающейся горной системы заложился и продолжает развиваться до настоящего времени **Предбайкальский предгорный прогиб**. Его выполняют грубообломочные аллювиально-пролювиальные отложения. Значительную роль играют ледниковые отложения – результат горно-долинного оледенения, слагающие дугообразные моренные валы.

8.5.2. Раннедокембрийские образования

Раннедокембрийские образования широко распространены в пределах области. Они слагают дугообразную цепочку глыб (с запада и далее по дуге): Байкальскую, Чуйскую, Тонодскую, Нечерскую, Северо-Муйскую, Южно-Муйскую, Амалатскую и ряд мелких выходов, а также блоки в пределах Селенгино-Становой зоны.

Байкальская глыба занимает центральную часть озера Байкал. Слагающие её породы обнажаются на островах и по его

берегам. Большая часть глыбы погружена в акваторию Байкала. Границы глыбы либо перекрыты более молодыми отложениями, либо уничтожены гранитоидными интрузиями, либо осложнены разломами. На западных берегах озера и острове Ольхон слагающие глыбу образования объединены в *ольхонскую серию*. Внизу ее разреза залегают мраморы с переменным количеством графита. На них лежит пачка плагиогнейсов с прослоями кристаллосланцев и амфиболитов. Выше располагается кварцито-мраморная толща, а в самом верху практически одни мраморы. Восстанавливается первично осадочное происхождение большей части пород серии. Амфиболиты, кристаллосланцы и гнейсы, в некоторых случаях соответствуют вулканитам. Общая мощность серии по последним данным около 1500 м.

На восточном берегу озера породы глыбы объединены в *святоносскую серию*. Состав пород и строение толщи сходное с ольхонской. Внизу располагается гранитизированные и мигматизированные разнообразие гнейсы. Выше среди них появляются прослои кристаллосланцев, мраморов, амфиболитов. Они сменяются толщей графитистых мраморов и кальцифиров, среди которых присутствуют прослои гнейсов, кристаллосланцев, редко кварцитов и амфиболитов. Вверху разреза вновь преобладают гнейсы и кристаллосланцы.

Метаморфизм пород глыбы гранулитовой и амфиболитовой фаций. Часто отмечается мигматизация. Складчатость многоплановая, неоднократная, часто изоклиная. Преобладает субмеридиональное структурное направление, параллельное краю Сибирской платформы, осложнённые гранито-гнейсовыми купольными структурами.

Встреченные в пределах глыбы интрузивные породы представлены относительно небольшими секущими и пластовыми телами основного и ультраосновного составов. Широко распространены тела гнейсо-гранитов, окруженные оторочками мигматизированных образований. Установлены и тела гранитоидов раннепалеозойского возраста.

Возраст пород Байкальской глыбы на основании регионального распространения гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма считался архейским или раннепротерозойским. Но в последнее время получены изотопные данные о раннепалеозойском возрасте гранулитового метаморфизма пород ольхонской серии.

Это позволяет сомневаться в ее древнем возрасте. На основании изотопных данных высказывается мнение о чешуйчато-надвиговом строении западного побережья Байкала и тектоническом совмещении раннедокембрийских и раннепалеозойских образований.

Чуйская глыба расположена к северу от Байкальской. Со всех сторон она ограничена разломами. Слагающие её породы объединены в *чуйскую толщу*. Это в основном разнообразные плагиогнейсы с редкими горизонтами, сложенными амфиболитами, кристаллосланцами и (или) мраморами. Породы в большей своей массе интенсивно мигматизированы и гранитизированы, в результате чего образовались большие поля, сложенные гранито-гнейсами и палингенно-метасоматическими гранитоидами. Гранитизация проявлялась неоднократно. Сейчас здесь установлены, как минимум, четыре этапа гранитообразования: два этапа раннедокембрийских, один рифейский и один палеозойский.

Устанавливается преимущественная терригенно-вулканогенная первичная природа пород. Причем преобладали вулканиты кислого состава. Внутренняя структура глыбы пока не расшифрована, поэтому мощность слагающих ее образований определяется лишь предположительно в тысячи метров. Установлены следы гранулитовой фации метаморфизма, но в современном эрозионном срезе преобладают породы амфиболитовой фации. Возраст пород глыбы также достоверно не определен. Есть изотопные данные архейского возраста, но они не подтверждаются при повторных определениях.

Тонодская глыба расположена на севере Байкало-Патомской дуги. По периферии она перекрыта рифейскими отложениями с корой выветривания в основании. На многих участках её контакты с рифейскими отложениями тектонизированы. В пределах глыбы выходят раннепротерозойские отложения, объединенные в *кевактинскую серию*. Состав отложений песчано-алевритовый с глинисто-углеродистыми сланцами и вулканитами основного состава. Видимая мощность разреза более 4 км. Метаморфизм зональный от зеленосланцевой фации до эпидот-амфиболитовой. Прорваны они гранитоидами *амандракского комплекса* с возрастом конца раннего протерозоя.

Нечерская глыба расположена на северо-востоке Байкало-Патомской дуги. Её строение близко строению Чуйского блока. Слагающие глыбу образования также объединены в чуйскую толщу, неоднократно подвергшуюся гранитизации. Широко распро-

странены гранито-гнейсы и гнейсо-граниты. По периферии глыбы выходят осадочные породы, метаморфизованные в меньшей степени, чем центральные части. Они относятся к раннему протерозою и сопоставляются с отложениями Удоканского прогиба запада Алданского щита.

Северо-Муйская глыба расположена в северо-восточной части области, к северу от Муйско-Куандинской кайнозойской впадины и в основном ограничена разломами. Лишь на юге на глыбу налегают рифейские отложения парамской серии, а на северо-западе тектоническая граница частично перекрыта венд-раннепалеозойскими отложениями мамаканской и янгудской серий.

Слагающие глыбу породы объединены в *джалтукскую серию*. Внизу она сложена гнейсами, кристаллосланцами и амфиболитами, в средней части – ритмично построенной толщей кристаллосланцев, карбонатно-силикатных пород и известняков, вверху – кристаллическими известняками. Породы серии смяты в линейные складки северо-восточного простирания. Вблизи разломных ограничений глыбы складчатые структуры приобрели направление, параллельное ограничениям глыбы. Метаморфизм пород эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. Возраст пород достоверно не установлен. Его считают либо архейским, либо раннепротерозойским.

В пределах глыбы расположены грабеноподобные структуры, выполненные осадочно-вулканогенными отложениями рифейского возраста. Осадочные породы представлены широким спектром разновидностей от конгломератов до карбонатных пород. Вулканиды относятся к контрастной базальт-риолитовой серии. Они характеризуются повышенной щёлочностью с преобладанием калия. Эти образования параллелизуют либо с парамской серией, либо с келянской свитой.

В пределах глыбы встречаются мелкие тела основного состава, метаморфизованные в одинаковой степени с вмещающими образованиями. В отдельных тектонических зонах они превращены в эклогитоподобные породы. Эти породы объединены в *янгудский комплекс* условно раннепротерозойского возраста.

Среди пород серии широко распространены палингенные гранитоиды *илеирского комплекса*. Они слагают согласные или слабо секущие тела, имеющие как постепенные переходы во вмещающие породы через зоны мигматитов, так и резкие границы.

Возраст этих гранитоидов также неясен. Возможно, они имеют позднепротерозойский возраст.

К разломам, ограничивающим Северо-Муйскую, а также Южно-Муйскую глыбы, приурочены протрузивные массивы ультраосновных пород *парамского комплекса*. Наиболее крупные массивы парамского комплекса: Парамский и Шаманский. Они имеют в плане линзовидные формы и прослеживаются по геофизическим данным на глубину до 4–5 км. Время их протрудирования не установлено. Есть данные, что они внедрились в позднерифейские уже метаморфизованные и дислоцированные образования Байкало-Муйского вулканоплутонического комплекса. Это противоречит отнесению их к офиолитовой ассоциации. С парамским комплексом связано крупное Молодёжнинское месторождение хризотил-асбеста. Известны также в его массивах проявления хромитовой и платиновой минерализации, а также проявления нефрита.

В пределах глыбы расположены дайки основного состава палеозойского возраста, а также штокообразные и вытянутые в северо-восточном направлении массивы палеозойских гранитоидов – сателлитов Ангаро-Витимского батолита. Наиболее крупный массив Верхнепарамский.

Южно-Муйская глыба расположена к югу от Муйско-Куандинской кайнозойской впадины. На севере она перекрыта рыхлыми отложениями, южнее ограничена сходящимися к югу разломами, в связи с чем имеет треугольную форму.

Слагающие её породы объединяются в *киндиканскую серию*, в общем, имеющую сходные состав и строение с джалтукской серией. Внизу разреза преобладают гнейсы и кристаллосланцы с прослоями амфиболитов. Вверху – наблюдается ритмично построенная толща кристаллосланцев, карбонатно-силикатных пород и мраморов. Складчатость так же линейная, северо-восточного простирания. Метаморфизм пород более глубокий, чем в породах Северо-Муйской впадины. Здесь распространена амфиболитовая фация метаморфизма со следами гранулитовой, в связи с чем возраст этой толщи предполагается архейским, но достоверных данных об этом нет. Она неравномерно, но интенсивно гранитизирована и мигматизирована. Возраст этих процессов также неясен. В зоне разломов отмечаются линзы серпентинитов, возникших предположительно по породам ультраосновного состава. Имеются

массивы палеозойских гранитоидов – сателлитов Ангаро-Витимского батолита.

В **Амалатскую глыбу** объединяются глубокометаморфизованные породы на северо-востоке Витимского плоскогорья, слагающие разрозненные провесы кровли в Ангаро-Витимском батолите. Поэтому чётких ограничений она не имеет. Размеры отдельных выходов глыбы составляют от 25 до 3000 км².

Породы глыбы представлены разнообразными преимущественно лейкократовые плагиогнейсами и кристаллосланцами. Преобладают разности с диопсидом. Среди них отмечаются линзовидные тела мраморов и кальцифиров. Метаморфизм пород гранулитовой фации с наложенным диафторезом амфиболитовой фации. Породы в значительной степени гранитизированы, мигматизированы и пронизаны пластовыми телами гранитоидов. Возраст пород достоверно не установлен, но считается архейским.

Строение Селенгино-Становой зоны будет рассмотрено далее в специальном разделе.

8.5.3. Северо-Байкальский вулcano-плутонический пояс

Северо-Байкальский вулcano-плутонический пояс расположен вдоль западной окраины Байкало-Патомской дуги, на границе Чуйской глыбы с чехлом Сибирской платформы и имеет s-образную форму. Пояс прослеживается на 600 км от середины озера Байкал до бассейна р. Витим при ширине до 60 км. На юге и севере его простирание северо-восточное, в центральной части – меридиональное. С востока Даванской зоной разломов он отделён от Чуйской глыбы и Олоkitского прогиба. На западе его образования перекрыты отложениями Байкало-Патомского перикратонного прогиба Сибирской платформы. В его формировании выделяется несколько этапов, разделенных периодами прекращения магматических процессов и осадконакопления, поднятия и метаморфизма.

Породы первого этапа выходят на юге вдоль побережья Байкала и отдельными блоками в северной части пояса. На юге они объединены в *сарминскую серию*, на севере – в *окунайскую свиту* и имеют терригенно-вулканогенный состав. Терригенные породы – песчано-сланцевые, состав вулканогенных пород изменяется от базальтового до риолитового нормальной существенно

натриевой щелочностью. Широко распространены туфы и туфогенно-терригенные отложения. Накопление их происходило в мелководном островном бассейне. Вулканиды сопровождаются субвулканическими интрузиями. С вулканогенными образованиями связано золото-полиметаллическое оруденение. Метаморфизм пород зональный от зеленосланцевой фации до амфиболитовой, возрастающий с запада на восток, по мере приближения к Даванской зоне разломов.

Завершает этап внедрение разнообразных по составу интрузивных образований. На юге распространены массивы плагиогранитов *кочериковского комплекса* и чарнокитоидов *татарниковского комплекса*, на севере – *кутимского многофазного комплекса* с гомодромной последовательностью изменения состава от габбрового до гранитового. Изотопные возрасты этих интрузивных образований колеблется в пределах 2 100–2 000 млн лет.

Породы второго этапа залегают с угловым несогласием на образованиях первого этапа. Они объединяются в *акитканскую серию* и формировались в несколько стадий. В первую стадию происходило накопление преимущественно груботерригенных отложений и извержение магмы базальтового состава. Затем последовали мощные экструзивно-лавовые извержения с образованием покровных тел (так называемых лавовых бассейнов) мощностью более тысячи метров и площадью более 1 тыс. км², сопровождаемых субвулканическими и гипабиссальными интрузивами такого же масштаба. Состав магмы был трахиандезитовый. Завершается этап образованием таких же тел вулканидов, субвулканических и гипабиссальных образований трахидацитового состава на севере пояса и риолитового на юге. Для этого этапа характерен малый объем туфогенных и терригенных отложений. Извержения происходили в континентальной обстановке, в условиях межгорного прогиба.

В конце этапа внедрились рапакивиподобные граниты *приморского комплекса* на юге пояса и *яральского* на севере. Завершился этап зональным метаморфизмом от почти полного отсутствия его проявления на западе пояса до амфиболитовой фации с образованием палингенных гранитов на востоке в Даванской зоне разломов. С процессами метаморфизма и палингенеза связано интенсивный кремнисто-калиевый метасоматоз и метасоматическое

редкометальное оруденение. Изотопные возраста пород этапа колеблется в пределах 1 900–1 800 млн лет.

Породы третьего этапа распространены в основном вдоль западной окраины пояса и объединены в *ламборскую серию*, которые накапливались в условиях межгорного прогиба. Внизу они представлены вулканитами латитового и трахидацитового составов с широким распространением туфов и небольшим объемом терригенных пород. Вверху – это грубообломочные отложения с вулканитами трахириолитового состава в средней части разреза. Породы этого этапа не подверглись метаморфизму. Возраст их по разным изотопным определениям колеблется от конца раннего протерозоя до конца раннего рифея.

В пределах прогиба широко распространено урановое оруденение. Связано оно преимущественно с вулканогенно-гидротермальной деятельностью третьего этапа.

8.5.4. Рифейские образования

Рифейские образования широко распространены в пределах области. Они слагают ряд прогибов в северной части пояса и фрагментарно наблюдаются в южной её половине. На севере области они слагают дугообразную систему прогибов (с запада и по дуге на восток): Олоkitский, Мамский, Бодайбинский, Делюн-Уранский. К центру области они сменяются Байкало-Муйским прогибом, а во внутренней части дуги располагается Котеро-Уакитский прогиб. Вероятно, эти структуры представляют собой фрагменты единого островного бассейна осадконакопления, занимавшего всю или почти всю территорию области. В последующем они тектоническими движениями и денудацией были разобщены и в настоящее время воспринимаются как самостоятельные структуры.

Олоkitский прогиб расположен к востоку от Чуйской глыбы, имеет дугообразную форму с субмеридиональным простиранием на юге и северо-восточным на севере. На западе от Чуйской глыбы раннедокембрийских образований он отделен Абчадским разломом, на востоке ограничен Нюрндуханским разломом, по которому контактирует с Байкало-Муйским прогибом. На юге эти разломы сочленяются, что приводит к выклиниванию образований прогиба. На севере Олоkitский прогиб отделяется разломами от Мамского и Бодайбинского прогиба. Стратифицированные образо-

вания прогиба объединяются в три серии: нижнюю – олокитскую, среднюю – ондокско-итыкитскую и верхнюю – довыренскую.

Олокитская серия располагается по периферии прогиба. Внизу разреза серии залегают вулканогенно-терригенные отложения, отсутствующие в центральной части прогиба. Внизу разреза часто наблюдаются конгломератами, вплоть до крупновалунных. Обломки в них представлены в основном породами Чуйской глыбы и прорывающих их гранитоидов. На юге прогиба присутствуют высокожелезистые отложения. Вулканогенные образования представлены контрастной риолит-базальтовой серией с широким развитием туфов.

Вверх по разрезу в олокитской серии постепенно исчезают вулканогенные образования, состав отложений становится более тонкообломочным. Верхние части разреза сложены преимущественно сланцами, часто высокоглиноземистыми, отмечаются и карбонатные отложения.

Породы серии в разной степени рассланцованы и неравномерно метаморфизованы от зеленосланцевой фации до высоких уровней эпидот-амфиболитовой. Они интенсивно дислоцированы вплоть до образования изоклиальной складчатости с вертикально расположенными осями складок и разбиты многочисленными син-складчатыми разломами. Поэтому установить истинные мощности серии затруднительно.

Ондокско-итыкитская серия занимает центральную и восточную части прогиба и отделена от пород олокитской серии зонами разломов. В составе серии преобладают органогенные карбонатные породы, кварциты, вулканыты, сланцы, мелкозернистые песчаники. Вулканогенные образования присутствуют на всех уровнях разреза серии, но в разных объемах и представляют контрастную риолит-базальтовую серию. В современном эрозионном срезе среди вулканытов резко преобладают базальтоиды, часто с повышенной железистостью. Но в залегающих на них конгломератах довыренской серии преобладают обломки риолитов, что свидетельствует и об интенсивном вулканизме кислого состава. Они слагали верхние части разреза и потому были размыты. Вулканические извержения здесь происходили на фоне накопления карбонатных и кремнистых осадков, что привело к их перемежаемости с вулканытами и возникновению постепенных переходов между ними. Ши-

роко распространены синхронные вулканитам субвулканические интрузивы.

Породы ондокско-итыкитской серии метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации, смяты в относительно простые линейные складки, разбиты многочисленными, чаще всего, крутопадающими разломами и прорваны телами довыренского гипербазит-базитового комплекса.

Довыренский комплекс представлен петротипическим Довыренским расслоенным массивом, расположенным в центре Олокинского прогиба, и мелкими телами. Форма Довыренского массива линзовидная, вытянутая в северо-восточном направлении, согласном с основным структурным планом прогиба. В формировании этого массива выделяется две фазы. В зоне закалки и в апофизах состав пород пикробазальтовый или перидотитовый, что, по видимому, соответствует первичному составу магмы. В вышелегающей расслоенной серии состав пород меняется от дунитового до габбрового и анортозитового. Здесь же присутствуют сингенетические залежи медно-никелевых руд. Установлены также руды платиноидов. Породы второй фазы имеют сравнительно однообразный габбровый состав. Определения изотопного возраста пород Довыренского массива в основном укладываются в интервал от 700 млн лет до 730 млн лет.

Довыренская серия занимает центральную и северо-восточную части Олокинского прогиба и слагает относительно простую синклинальную структуру, осложненную разломами. Залегающая она с размывом на породах ондокско-итыкитской серии и Довыренского массива. Внизу ее разреза выходят терригенные или туфогенно-терригенные отложения. Ближе к центру синклинальной структуры они сменяются карбонатными, кварцитовидными и сланцевыми породами с прослоями вулканитов, как основного, так и кислого составов. Центральную часть синклинальной структуры занимают базальтоиды, выполняющие вулканотектоническую депрессию. Мощность вулканической толщи в пределах депрессии составляет первые километры. Преобладают шаровые лавы и туфы. В краевых частях депрессии они переслаиваются с осадочными отложениями. Широко распространены субвулканические образования, как в пределах депрессии, так и за её пределами. Породы довыренской серии метаморфизованы неравномерно, преимущественно в зонах разломов, но не выше зеле-

носланцевой фации. Изотопный возраст базальтоидов составляет 672 ± 65 млн лет.

Таким образом, выделяется три этапа унаследованного развития Олоkitского прогиба. Все три этапа сопровождались вулканической деятельностью, которая контролировалась разломами по периферии прогиба и в центральной его части. Вулканиты во всех этапах имеют контрастный риолит-базальтовый состав с широким проявлением эксплозивных и субвулканических фаций. Каждый этап завершается метаморфизмом, складчатостью, поднятием и частичным размывом накопившихся отложений. Интенсивность этих преобразований уменьшалась во времени. Разрез Олоkitского прогиба по строению разреза, по комплексам строматолитов, онколитов (по данным Т. А. Дольник) и микрофоссилий (по данным А. М. Станевича) уверенно коррелируется с разрезом Бодайбинского прогиба.

Мамский прогиб представляет продолжение Бодайбинского в юго-западном направлении и отделён от Олоkitского системой разломов. Долгое время продолжалась дискуссия о соотношении этих прогибов. О. В. Переваловым установлено однозначно, что они являются разновозрастными. Отложения Бодайбинского прогиба прослежены по простиранию в пределы Мамского прогиба. В связи с этим часто выделяется единый Мамско-Бодайбинский прогиб.

В связи со слюдоносностью прогиба, строение его изучено весьма детально. По периферии прогиба узкой прерывистой полосой выходят породы *чукчинской свиты* – глубоко метаморфизованного и интенсивно дислоцированного аналога тепторгинской серии Бодайбинского прогиба. Вышележащие отложения объединены в *мамскую серию* в составе четырех свит (снизу): витимская, слюдянская, согдиондонская и конкудерская. *Витимская свита* сложена высокоглиноземистыми кристаллосланцами и гнейсами, кварцитами и мраморами. Вверху появляются графитистые сланцы. В *слюдянской* и *согдиондонской свитах* нет мраморов, мало кварцитов, но появляются амфиболиты. В *конкудерской свите* преобладают мраморы. Первичный состав пород мамской серии осадочный песчано-глинисто-карбонатный. Метаморфизм пород серии амфиболитовой фации.

Складчатость в прогибе линейная северо-восточного простирания, осложненная гранито-гнейсовыми куполами. В центральных частях гранито-гнейсовых куполов выходят двуслюдяные и

мусковитовые массивные плагиограниты *мамского комплекса*. По периферии куполов расположены гранито-гнейсы, насыщенные телами пегматитов с мусковитом, часто промышленных размеров и запасов. Возраст мамского комплекса определяется неоднозначно. Большинство изотопных датировок приходится на средний палеозой. В то же время есть датировки и более древние, вплоть до раннего протерозоя. Это связано с неоднократной ремобилизацией пород фундамента прогиба и палингенезом пород самого прогиба. Отмечаются и тела постметаморфических гранитоидов, связанные, по-видимому, с Ангаро-Витимским батолитом.

Бодайбинский прогиб расположен на севере Байкало-Патомской дуги и имеет дугообразную форму, выпуклую к северу. Выполняющие его образования на севере с корой выветривания в основании залегают на раннедокембрийских породах Чуйской, Тонодской и Нечерской глыб. По периферии этих глыб они постепенно сменяются отложениями Патомской ветви Байкало-Патомского прогиба. На юге его границы уничтожены палеозойскими гранитоидами.

В основании разреза прогиба, как и в Байкало-Патомском перикратонном прогибе, залегают тепторгинская серия, состоящая из двух свит: пурпольской и медвежевской. *Пурпольская свита* сложена кварцевыми песчаниками и высокоглиноземистыми сланцами (вплоть до бокситов) – продуктами переотложения кор выветривания. *Медвежевская свита* имеет вулканогенно-терригенный состав. Вулканиды представлены базальтоидами, а терригенные отложения – часто конгломератами и фангломератами. Возраст тепторгинской серии раннерифейский.

Тепторгинская серия с размывом и конгломератами в основании перекрыта *баллаганакской серией* ранне-среднерифейского возраста. Она также образует единое поле с одноимённой серией в Байкало-Патомском перикратонном прогибе. Внизу ее разреза преобладают песчано-глинистые с конгломератами отложения, вверх – карбонатные. А. И. Ивановым установлено погружение бассейна осадконакопления в южном направлении.

Выше согласно залегают отложения средне-верхнерифеской *ныгринской серии*: внизу разреза песчаники, алевролиты, углеродисто-глинистые сланцы, в середине – известняки, выше наблюдается повторение разреза. В распределении фаций также уста-

навливается возрастание глубины бассейна осадконакопления в южном направлении.

Вверху разреза прогиба располагается *бодайбинская серия*. Возраст ее определяется как позднерифейско-вендский. В ее составе преобладают песчано-глинистые, часто углеродистые отложения. В верхней части разреза присутствует примесь пеплового материала. Среди углеродистых пород серии в основном и расположены коренные месторождения золота Бодайбинского золотоносного района.

Породы прогиба смяты в дугообразные складки, согласно его общему структурному плану. Простираение складчатых сооружений на востоке северо-западное, к западу оно сменяется на субширотное, а затем – на северо-восточное. Складчатая структура осложнена многочисленными разломами, в том числе и надвигами. Метаморфизм пород зональный и нарастает с севера на юг от зеленосланцевой фации до амфиболитовой.

В пределах прогиба распространены мелкие тела габброидного состава. Как установлено в последнее время, они имеют разный возраст. Есть дайки конца позднего протерозоя, палеозойские и мезозойские. В южной части прогиба выполняющие его отложения прорваны гранитоидами. Их массивы представляют сателлиты Ангаро-Витимского батолита.

Делюн-Уранский прогиб расположен на северо-востоке Байкало-Патомской дуги и в современном срезе имеет дугообразную форму: на юге его простираение субмеридиональное, к северу оно изменяется до субширотного. Выполняющие его отложения объединены в *делюн-уранскую серию*. На севере они с корой выветривания в основании залегают на образованиях раннего докембрия. В основании выходят кварциты и высокоглиноземистые сланцы - продукты перемыва кор выветривания. Выше постепенно начинают преобладать углеродисто-глинистые сланцы, а затем карбонаты. Но вверху вновь преобладают терригенно-глинистые отложения. На юге прогиб имеет тектоническое ограничение. Таким образом, делюн-уранская серия представляет трансгрессивно-регрессивный седиментационный цикл. Она слагает моноклираль с падением в южных румбах, осложненную мелкой складчатостью и разрывной тектоникой. Возраст ее определяется как ранне-среднерифейский.

Байкало-Муйский прогиб или вулканоплутонический пояс рифтогенного происхождения прослеживается дугой от северной окраины озера Байкал на западе до бассейна р. Цыпы на востоке. Границы его либо разломные, либо уничтожены молодыми интрузиями. В пределах прогиба распространены осадочные вулканогенные и интрузивные образования. Начало его развития приходится на границу среднего и позднего рифея, окончание – в конце венда.

Предполагается, что в основании пояса выходят средно-верхнерифейские осадочные терригенно-карбонатные породы *парамской серии*, которые накапливались, вероятно, в едином с вышерассмотренными прогибами седиментационном бассейне. Здесь устанавливается та же последовательность разреза. Внизу залегают продукты кор выветривания или грубообломочные отложения, которые залегают с угловым несогласием на раннепротерозойских образованиях Северо-Муйской глыбы. Выше они сменяются более мелкообломочными отложениями, часто с вулканитами основного состава. Затем появляются глинистые, часто углеродистые осадки, они сменяются карбонатами, а затем вновь глинисто-терригенные отложения.

Основание разреза рифтогенного этапа развития пояса достоверно не установлено. Л. И. Салоп описывает налегание базальтоидов основания разреза пояса на отложения парамской серии, что подвергается сомнению (А. Н. Булгатов, 1983). Внизу видимого разреза пояса залегают базальтоиды *келянского комплекса*, превращенные в большинстве случаев в зеленые сланцы. Среди них имеют место туфы и в малых объемах плагиориолиты. Ассоциируют базальтоиды с мелкими телами габброидов, выполняющих, по видимому, подводные каналы. Возраст комплекса определяется по изотопным данным как средне-позднерифейский. С ним ассоциируют расслоенные интрузии основного-ультраосновного состава *кедровского (среднемамаканского) комплекса* позднерифейского возраста с железом-титановым оруденением.

В следующий этап, который приходится на середину позднего рифея, происходила инверсия прогиба, сопровождаемая интенсивным вулканизмом. Состав вулканитов колеблется от базальтового до плагиориолитового. Широко распространены туфы, туфогенно-осадочные и терригенно-глинистые отложения. Они объединены в *устькелянскую толщу* и прорваны интрузивами двухфаз-

ного *таллаинского комплекса*. В первую фазу внедрялись интрузивы основного состава, во вторую – диорит-плагиогранитового состава..

Завершается развитие прогиба в конце рифея и венде интенсивными коллизионными процессами. В этот этап породы подверглись метаморфизму в основном зеленосланцевой фации, складчатости и неравномерному рассланцеванию в широких зонах глубинных разломов. В результате образовались мощные зоны динамосланцев *ирокиндинского комплекса*. К ним приурочены вышеупомянутые массивы ультраосновных пород *парамского комплекса*.

По динамосланцам формировались обширные поля кварцево-полевошпатовых метасоматитов *среднинского комплекса*. В глубоких частях этих зон происходило образование перемещённых палингенных гранитоидов *бамбукойского и лесного комплексов*. В отдельные периоды возникали кратковременные условия растяжения и внедрялись интрузии основного состава с образованием расслоенных интрузий *заоблочного комплекса* с медно-никелевым и титано-железным оруденением. В межгорных впадинах накапливались терригенные, иногда с вулканитами отложения (*холодненская свита*).

Котеро-Уакитский прогиб занимает центральную часть области. Выполняющие его отложения объединяются на западе в *котерскую*, а на востоке *уакитскую серии*. В основании их разреза выходят вулканогенно-терригенные отложения. Состав вулканитов базальтовый и андезитовый. Выше они сменяются терригенно-сланцевой, часто сланцево-углеродистой толщей, вмещающей золотое оруденение. Верхи разреза сложены карбонатами. Породы серий слагают провесы кровли в батолите. Региональный метаморфизм зеленосланцевой фации. Но широко распространён контактовый метаморфизм, часто достигающий условий амфиболитовой фации. Возраст пород по находкам строматолитов и микрофитолитов определяется как ранне-среднерифейский. Имеют место и гранитоиды рифейского возраста, но выделение их затруднено из-за интенсивно проявленной ремобилизации в палеозойское время.

К югу от Котеро-Уакитского прогиба рифейские образования выходят на современном эрозионном срезе фрагментарно. На востоке этой части области они выделяются в те же подразделения, что и в Байкало-Муйском поясе, либо в *икатскую серию* осадочно-вулканогенного состава, сходного с образованиями этого пояса. Вулканиты ассоциируют с интрузивными образованиями габбро-

плагиигранитовой формации, сходной с таллаинским комплексом. Возможно, Байкало-Муйский пояс продолжался и к югу от бассейна р. Цыпы.

На западе к рифейским образованиям относят осадочные отложения с вулканитами в нижней части разреза. Они объединяются здесь в *селенгинскую серию* и имеют сходство с котерской серией: внизу разрез терригенно-вулканогенный, выше он становится терригенно-глинистым, а затем карбонатным.

Породы рифея на юге области повсеместно в значительной степени метаморфизованы, особенно у контактов с более молодыми интрузивами. Выделяли их в рифей часто по степени метаморфизма. Поэтому на ранней стадии изучения региона считалось, что рифейские образования широко распространены. Но затем во многих толщах, относимых к рифею, стали находить раннепалеозойскую фауну. В результате на геологических картах площадь их распространения резко сократилась.

8.5.5. Палеозойские образования

Палеозойский этап развития начался на границе венда и кембрия. Его можно разделить на ранне- и позднепалеозойскую стадии.

Раннепалеозойские отложения распространены довольно широко и слагают поля площадью до 800 км². Они повсеместно залегают с угловым несогласием на подстилающих образованиях. В основании их разреза залегают терригенные породы переменной мощности, с постепенным уменьшением размера обломков вверх по разрезу. Вверху они через переслаивание последовательно сменяются терригенно-глинистыми, глинисто-карбонатными и, наконец, карбонатными породами, едиными с отложениями чехла платформы. Возраст их ранне- и среднекембрийский. Характер разреза на севере и юге области различался в значительной степени.

На севере области в основании разреза залегают маломощная (40–300 м) пачка терригенно-глинистых отложений с постепенным возрастанием глинистой составляющей вверх по разрезу, а вверху появляются мергели и доломиты. Они объединяются либо в *маканскую серию в составе падроканской и сидельтинской свит*, либо выделяются только в *сидельтинскую свиту*. Выше залегают карбонатные отложения *янгудской серии* мощностью более 1 км. В

её составе в основном перемежаются доломиты и известняки. В небольшом объёме отмечаются глинисто-карбонатные отложения при полном отсутствии терригенных разностей. В общем, характер разреза и его изменения чётко коррелируются с разрезом Байкало-Патомского перикратонного прогиба.

Но на юге области изменение характера разреза осадочных отложений было в общем сходным с северной частью области. Но они сопровождались интенсивным вулканизмом. Формировались крупные вулканогены центрального типа с вулканидами пестрого состава, представленными в значительном объёме туфами, и интенсивными проявлениями гидротермальной деятельности, приведшей к образованию крупных месторождений полиметаллов. Нижнекембрийские отложения здесь объединены в *олдындинскую свиту*. Состав её терригенно-вулканогенный, в верхах разреза отмечаются прослои карбонатных пород. Состав вулканидов изменяется от основного до кислого с преобладанием средне-кислых разностей. Широко распространены эксгальационно-осадочные фации, представленные колчеданными, сидеритовыми и сульфидно-гематитовыми залежами, иногда с повышенными содержаниями бора и марганца. Вулканиды сопровождались субвулканическими интрузиями.

На олдындинской свите согласно залегает *химгильдинская свита* ранне-среднекембрийского возраста. Она имеет флишоидный песчано-сланцевый состав с небольшим объёмом вулканидов кислого состава.

В конце кембрия и в ордовике область испытала поднятие, на фоне которого в ордовике (?) на севере области возникли приразломные прогибы. Они заполнялись груботерригенными отложениями с переменным содержанием вулканидов контрастного базальтового и риолитового составов. Эти образования ранее относились к падроканской свите, а сейчас объединены в *каалинскую свиту*. С нею автор коррелирует образования, относимые ранее к шумнинской свите и падринской серии. Вулканиды сопровождаются субвулканическими образованиями *бирамьинского комплекса*.

В южной части области фрагментарно наблюдаются толщи грубообломочных отложений части с вулканидами, которые залегают с размывом на кембрийских образованиях. Возраст их трактуется неоднозначно. Большинство исследователей по находкам единичных фрагментов споро-пыльцевого комплекса, предполагают их

девонский возраст. Однако по сходству состава и фациальной обстановки их можно сопоставить с каалинской свитой севера.

Затем последовала главная стадия формирования Ангаро-Витимского полихронного батолита, формирование которого будет рассмотрено в самостоятельном разделе.

Позднепалеозойские отложения распространены в основном на юге области. В последнее время появились данные об их присутствии в Южно-Муйском хребте. Здесь в карбонатно-глинисто-терригенных породах, ранее относимых к кембрию, были выявлены палеонтологические остатки девон-карбонного возраста. Причём отложения с этими остатками тектонически перемежаются с отложениями, содержащими фауну раннего кембрия. Есть признаки существования в прошлом отложений этого возраста и в более северных районах, в настоящее время смытых.

Более поздние образования распространены в пределах Селенгино-Становой зоне, где они и будут рассмотрены.

8.5.6. Ангаро-Витимский батолит

Почти третья часть области занята гранитоидами Ангаро-Витимского полихронного батолита. Вытянут он в северо-восточном направлении и сечёт все структуры докембрия. Площадь его выхода на поверхность достигает 120 тыс. км². Кроме того, возрастные аналоги батолита распространены в виде относительно небольших массивов (сателлитов) по периферии батолита и прослеживаются почти во всей Селенгино-Становой зоне. Мощность гранитоидов по геофизическим данным составляет по периферии батолита около 5 км, к центру батолита она возрастает до 15–20 км. То есть гранитоиды батолита слагают во многих местах весь гранитный слой коры.

Время образования батолита вызывало и вызывает споры. Основываясь на изотопных датировках и взаимоотношениях с раннепалеозойскими образованиями, ряд исследователей (Б. В. Яблоновский и др.) считает батолит позднепалеозойским. Другие исследователи относят основную массу гранитоидов батолита либо к позднему протерозою (В. И. Давыдов и др.), либо к раннему палеозою (Б. А. Литвиновский и др.). Это во многом обусловлено тем, что более поздние этапы гранитообразования «стирали изотопные метки».

Как показывает анализ фактического материала по взаимоотношениям гранитоидов с вмещающими образованиями и изотопных датировок, этот батолит формировался пульсационно в течение длительного времени. В его формировании можно выделить несколько этапов, разделённых периодами перерыва в магмообразовании.

Ангаро-Витимский батолит занимает в основном территорию Баргузинского мегаблока, сложенного первоначально породами раннего докембрия. Судя по выходам пород этого возраста по периферии области, они были в значительной степени гранитизированы уже в раннем докембрии и среди них значительный объём занимали автохтонные гранитоиды. Гранитоиды этого возраста сохранились лишь в периферийных блоках раннедокембрийских образований. Это приморский комплекс в Байкальской, чуйский комплекс в Чуйской и Нечерской, амандракский в Тонодской глыбах. В пределах баргузинского мегаблока они, по-видимому, подверглись ремобилизации и потому изотопными методами не устанавливаются.

Гранитообразование здесь происходило и в позднем протерозое. Оно сопровождалось интенсивным кремнисто-калиевым метасоматозом (среднинский комплекс метасоматитов), сопровождавшимся формированием перемещённых гранитоидов. По периферии батолита они представлены бамбукойским и лесным комплексами. Рифейские гранитоиды есть и в пределах батолита в составе баргузинского комплекса, о чём свидетельствует датировка в 1 014 млн лет, полученная по гранитам в вершине р. Баргузин.

Основная стадия формирования батолита приходится на ранний палеозой. Ей предшествовало внедрение мелких массивов габброидов бирамьинского комплекса – комагматов базальтоидов каалинской свиты. Вначале формировались магмы вначале диорит-гранодиоритового, а затем гранит-плагиогранитового составов *светлинского комплекса*. Они формировались преимущественно без перемещения (автохтонные) путём магматического замещения, в меньшем объёме наблюдаются перемещённые (аллохтонные) массивы. Среди гранитоидов светлинского комплекса часто наблюдаются участки не перемещённых вмещающих пород, подвергшихся в разной степени гранитизации. Изотопные данные, полученные по сохранившимся гранитоидам светлинского комплекса, располагаются вблизи границы ордовика и силура.

В середине палеозоя вдоль зон глубинных разломов внедрились массивы ультращелочного состава с калиевым характером

щелочности. Это *сыннырский комплекс* на севере и *сайженский* в центре области. Изотопные данные свидетельствуют об их внедрении вблизи границы девона и карбона.

Во второй половине палеозоя вновь интенсивно проявилось гранитообразование. В основном возникли перемещенные гранитоидные массивы с повышенной щелочностью. Они слагают массивы, близкие к изометричным. Гранитоидам предшествовала и их сопровождала интенсивная метасоматическая деятельность. Происходили площадные калишпатизация и окварцевание, наложенные, главным образом, на более древние гранитоиды, в результате чего в большинстве случаев произошло «омоложение» изотопных датировок, которые расположены в основном вблизи границы карбона и перми. Отмечаются и цифры, сопоставимые с возрастом сыннырского комплекса, особенно в южной половине батолита. На севере эти гранитоиды объединены в *конкудеро-мамаканский комплекс*, южнее – *витимканский*.

Таким образом, формирование Ангаро-Витимского батолита происходило, как минимум, в четыре этапа. Поэтому он считается полихронным.

8.5.7. Селенгино-Становая зона

Селенгино-Становая зона занимает юг области и вытянута полосой северо-восточного простирания, вдоль ее границы с Монголо-Охотской палеозойской складчатой области по Монголо-Охотскому шву. Прослеживается она далеко за пределы области: к востоку почти до побережья Охотского моря и к юго-западу на территорию Монголии.

В пределах зоны преобладают разновозрастные гранитоиды. Породы субстрата сохранились на отдельных относительно небольших участках. Как правило, они в значительной степени гранитизированы. Наиболее древние изотопные датировки в Селенгинской части зоны, по-видимому, в значительной степени омоложенные, соответствуют позднему рифею. Но на продолжении к востоку, в Становой части устанавливаются архейские образования, слагающие так называемую Могочинскую глыбу и другие выходы. С большой долей вероятности можно утверждать, что раннедокембрийские образования распространены в пределах зоны и далее к юго-западу.

Гранитообразование здесь происходило неоднократно, с образованием полихронных гранито-гнейсовых куполов. По изотопным данным в Селенгинской части устанавливаются позднерифейская, ранне- и позднепалеозойская и юрская эпохи гранитообразования. В Становой части известны и более древние гранитоиды. По-видимому, они присутствовали и в Селенгинской части, но затем были ремобилизованы.

Вблизи Монголо-Охотского шва сохранились поля раннепалеозойских пород. К ним относится *солонцовская свита*, сложенная вулканитами пестрого состава с прослоями терригенно-карбонатных отложений, и ее аналоги, а также интрузивные породы *кручининского диорит-габбрового* и *крестовского тоналит-плагиогранит-гранодиоритового* комплексов. Эти образования сопоставляются с породами Джидинской зоны, которая, по-видимому, прослеживалась первоначально далеко на восток.

Относительно широко распространены породы перми. В это время здесь в приразломных прогибах, вытянутых в северо-восточном направлении, накапливались в континентальных условиях терригенно-вулканогенные отложения *тамирской свиты*. Состав вулканитов кисло-средний повышенной щелочности. Свита прорвана комагматичными вулканитам многофазными интрузиями *бичурского комплекса*. Состав его меняется гомодромно от диорит-сиенитового до гранитового.

8.5.8. Мезокайнозойские образования

В мезозойское время основная тектоно-магматическая активность сместилась в пределы Селенгино-Становой зоны. Образования этого времени в её пределах рассмотрены выше. На остальной части площади мезозойские образования представлены лишь дайками основного и кислого составов условно юрского времени, которые образуют протяжённые пояса субмеридионального простирания.

В пределах Селенгино-Становой зоны распространены интрузивные тела субщелочного и щелочного составов с возрастом вблизи границы триаса и перми. Они объединены в *куналейский (соготинский) комплекс* и слагают Западно-Забайкальский пояс, который прослеживается далеко за пределы области к востоку и западу. В его составе выделяется две фазы: первая фаза представлена сиенитами, а вторая – гранитами. На этой же площади

распространены мелкие тела лейкогранитов *гуджирского комплекса* юрского возраста. Считается, что с ним связано редкометальное оруденение Западного Забайкалья.

Начиная со средней юры, Селенгино-Становая зона развивается одностипно с расположенной к югу Восточно-Забайкальской системой Монголо-Охотской складчатой области. Здесь формируются приразломные впадины северо-восточного простирания, которые выполнены континентальными терригенно-вулканогенными отложениями. Вулканиды имеют пёстрый состав и обычно повышенную щёлочность. С ними связаны комагматичные интрузии и редкометальное оруденение. Наиболее полно наземные образования этого времени представлены в пределах Удско-Еравнинской впадины. Здесь наиболее древние отложения имеют средне-позднеюрский возраст. Они имеют грубообломочный состав с прослоями кремнисто-карбонатных и глинистых сланцев и вулканидов пестрого состава повышенной щёлочности.

Со второй половины раннего мела и в палеогене в приразломных впадинах накапливались терригенно-угленосные отложения. В Удско-Еравнинской впадине они представлены в основном терригенными озерно-аллювиальными отложениями с прослоями кремнисто-карбонатных осадков и углей.

В меловой период в основном область представляла пенеплен, где формировались коры выветривания. В последующем они были размыты, лишь в редких случаях отмечаются их реликты.

В неотектонический этап развития регион попадает в пределы Байкальской рифтогенной области. Начало ее существования приходится на вторую половину палеогена. Интенсивность вертикальных движений постепенно возрастала во времени. В результате сформировалась горная страна и система рифтогенных впадин. Наиболее крупные из них Байкальская, Баргузинская, Верхнеангарская и Муйско-Куандинская. Продолжением системы на восток является Чарская впадина на Алданском щите на западе – Тункинская и Хубсугульская в Восточно-Саянской области. Они заполнялись вначале озерно-аллювиальными отложениями, а затем широкое развитие получили пролювиально-аллювиальные отложения. Мощность отложений в рифтогенных впадинах достигает 1 км и более. Наибольшей мощности отложения достигают в Байкальской впадине, где она превышает 6 км. Около впадин расположены наиболее высокие хребты, достигающие отметок 2–3 км. Следова-

тельно, амплитуда неотектонических движений составляет многие километры.

Рифтогенез сопровождается интенсивной вулканической деятельностью, сосредоточенной на отдельных участках. Особенностью Байкальской рифтогенной области является разобщенность проявлений вулканизма и впадин. Наиболее крупное поле кайнозойских вулканитов расположено на Витимском плоскогорье. Оно имеет площадь 4,5 км². Мощность вулканитов достигает многих сотен метров. Состав вулканитов основной повышенной щелочности. Выделяется три главных этапа вулканической деятельности. Наиболее ранний этап приходится на олигоцен, когда возникли вулканические постройки центрального типа, расположенные цепочками вдоль разломов. В неогене последовали трещинные излияния лав с образованием базальтовых плато. Завершался вулканизм в четвертичное время формированием в пределах плато мелких туфовых конусов.

В четвертичное время область подверглась горно-долинному оледенению, следы которого представлены моренами в долинах крупных водотоков и продуктами их перемыва. Многочислены озера, как выпаханые ледниками, так и подпруженные моренами. Выделяется 3 или 4 фазы оледенения.

Контрольные вопросы

1. Границы области.
2. Главные структурные элементы.
3. Основные черты глубинного строения.
4. Характер раннедокембрийских образований.
5. Основные черты строения Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса.
5. Структуры рифейского времени.
6. Специфика палеозойского этапа развития.
7. Этапы формирования Ангаро-Витимского батолита.
8. Особенности неотектонического этапа развития.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

К главам 1–7

Геологический словарь : в 2 т. – 2-е изд., испр. – М. : Недра, 1978.

Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 10. Геологическое строение и минерагения СССР. Кн. 1. Геологическое строение СССР. – Л. : Недра, 1989. – 352 с.

Геотектоника с основами геодинамики : учебник. – М. : Изд-во МГУ, 1995. – 480 с.

Петрографический кодекс. Магматические и метаморфические образования. – СПб. : Изд-во ВСЕГЕИ, 1995. – 128 с.+3 вкл.

Постановление Правительства РФ от 30.7. 1994 г. № 876.

Салоп Л. И. Геологическое развитие Земли в докембрии. – Л. : Недра, 1982. – 343 с.

Стратиграфический кодекс СССР. Временный свод правил и рекомендаций. Утверждён Межведомственным стратиграфическим комитетом СССР 10 мая 1976 г. – Л. : ВСЕГЕИ, 1977. – 79 с.

Структура континентов и океанов : терминологический справочник / под редакцией Ю. А. Косыгина, В. А. Кулындышева, В. А. Соловьёва. – М. : Недра, 1979. – 511 с.

Федеральная целевая программа «Экология и природные ресурсы России на 2001–2010 гг. Утверждена Правительством РФ 7.12.2001 г. № 860.

К главе 8

Геологическое строение Читинской области. Объяснительная записка к геологической карте масштаба 1:500 000. – Чита, 1997. – 239 с.

Геологическая карта республики Бурятия масштаба 1:500 000.

Докембрий Патомского нагорья / А. И. Иванов, В. И. Лившиц, О. В. Перевалов и др. – М. : Недра, 1995. – 352 с.

Сводная легенда Муйской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000 / Н. Н. Митрофанова, В. В. Булдыгеров, А. Г. Филиппов. Утверждена НРС МПР России 24.6.1997 г. – Иркутск : ВостСибНИИИГГиМС, 1997. – 160 с., 4 граф. прил.

Сводная легенда Бодайбинской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000 / В. Л. Лившиц, Б. В. Яблоновский. ТГФ Иркутской области.

Учебное издание

Владимир Васильевич Булдыгер

ВВЕДЕНИЕ В РЕГИОНАЛЬНУЮ ГЕОЛОГИЮ

Учебное пособие

Редактор *Э. А. Невзорова*
Компьютерная верстка: *И. В. Карташова-Никитина*
Дизайн обложки: *М. Г. Яскин*

Темплан 2006. Поз.47.
Подписано в печать 16.05.06. Формат 60x84 1/16.
Бумага офсетная. Печать трафаретная. Уч.-изд. л. 4,7.
Усл. печ. л. 5,7. Тираж 150 экз.

РЕДАКЦИОННО-ИЗДАТЕЛЬСКИЙ ОТДЕЛ
Иркутского государственного университета
664003, Иркутск, бульвар Гагарина, 36

