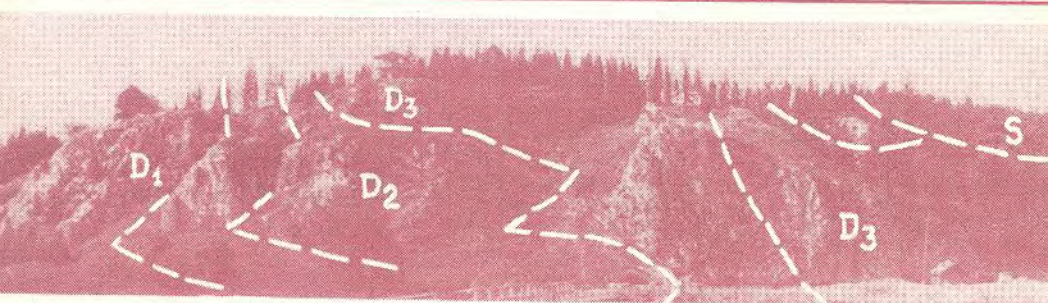


А.Е.ЖИВКОВИЧ
П.А.ЧЕХОВИЧ

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ФОРМАЦИИ И ТЕКТОНИКА УФИМСКОГО АМФИТЕАТРА



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ИНСТИТУТ ЛИТОСФЕРЫ

А.Е.ЖИВКОВИЧ
П.А.ЧЕХОВИЧ

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ФОРМАЦИИ И ТЕКТОНИКА УФИМСКОГО АМФИТЕАТРА

Ответственный редактор
член-корреспондент АН СССР В. Е. ХАИН



МОСКВА

«НАУКА»

1985

Живкович А. Е., Чехович П. А. Палеозойские формации и тектоника Уфимского амфитеатра. М.: Наука, 1985. 184 с.

На примере Уфимского амфитеатра (западный склон Среднего Урала) рассмотрена геологическая эволюция сегмента ископаемой окраины Восточно-Европейского палеоконтинента. Охарактеризованы формации нижнего и среднего палеозоя, которые образуют три вертикальных ряда, соответствующие внутреннему шельфу, шельфовой окраине, а также континентальному склону и подножию; освещена фациально-палеогеографическая природа отложений, слагающих выделенные формации. Предложена новая модель современной структуры района и на этой основе по-новому оценены перспективы бокситоносности центральной части Уфимского амфитеатра.

Табл. 17, ил. 43 + 8 табл. микрофото, библиогр.: с. 169—179 (261 назв.)

Рецензенты:

А. С. Перфильев, Н. А. Созинов

ВВЕДЕНИЕ

Уфимским амфитеатром еще со времен Э. Зюсса называют дугообразный изгиб западного склона Урала, находящийся между 54 и 58° с. ш. Структуры внешней складчатой зоны отклоняются здесь от меридионального простирания, описывая плавную дугу радиусом примерно 300 км. Характерной особенностью геологического строения открытой части Урала на широте Уфимского амфитеатра является резкая пространственная сближенность положительных структур первого порядка: Башкирского краевого поднятия, Уралтауского и Восточно-Уральского мегантиклинориев. Входящие в их состав Тараташский, Уфалейский и Сысертско-Ильменогорский антиклинории располагаются напротив субширотного выступа кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы, который в виде «шпоры» вдается в пределы складчатой цепи. Существование такого выступа предполагалось еще в конце прошлого века А. П. Карпинским, а в последние десятилетия было подтверждено результатами геофизических исследований. Эта особенность общей структуры рассматриваемого сегмента вполне может интерпретироваться как результат того, что на данном отрезке складчатые цепи Урала в процессе своего формирования испытали наибольшее сжатие. Не случайно поэтому именно здесь в 20-е и 30-е годы впервые в регионе стали выделяться крупные шарьяжи [150, 89]. Их существование было окончательно доказано только спустя 40 лет, когда в окрестностях г. Нижние Серги и на Киргишанском увале были пробурены глубокие структурные скважины, вскрывшие базальную поверхность аллохтонных пластин.

Указанные обстоятельства определяют уникальность Уфимского амфитеатра как в структурном, так и в историко-геологическом отношении и позволяют, кроме того, на примере регионального описания рассмотреть некоторые более общие вопросы тектонической эволюции внешних складчатых зон геосинклинальных поясов. Следует указать, что до сих пор отсутствовало сколько-нибудь подробное монографическое описание нижне-среднепалеозойских формаций и структуры этого региона, несмотря на то, что он является пока единственным местом на Урале, где существование крупного шарьяжного перекрытия доказано абсолютно достоверно. Оставались невыясненными такие важные вопросы, как количество конкретных покровных элементов, их пространственные взаимоотношения и роль в общей структуре, стратиграфические объемы пород, участвующих в сложении аллохтонов, а также глубина срывов пластин, амплитуды их перемещений и механизм шарьирования. Предлагаемая работа представляет собой попытку в какой-то мере восполнить этот пробел.

Изученный сегмент дуги Уфимского амфитеатра находится в его центральной части, между пос. Новоуткинск на севере и г. Нязепетровск на юге (рис. 1). Длина этого сегмента составляет около 150 км. Именно здесь,

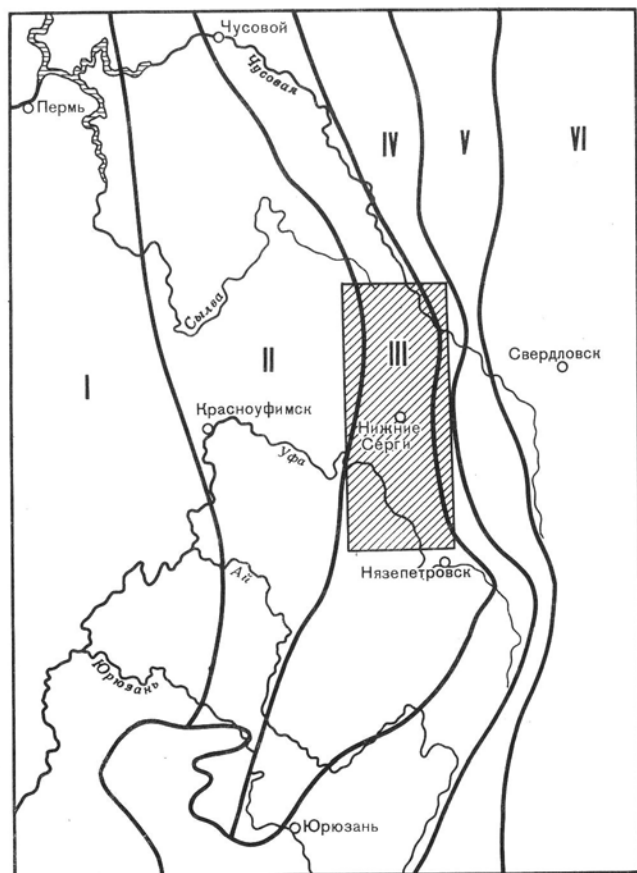


Рис. 1. Схема расположения района работ (заштриховано)

I — Восточно-Европейская платформа; II — Предуральский краевой прогиб; III — Западно-Уральская внешняя зона складчатости; IV — Центрально-Уральское поднятие; V — Тагильно-Магнитогорская зона; VI — Восточно-Уральское поднятие

в полосе, заключенной между структурами Центрально-Уральского поднятия и восточного борта Предуральского прогиба сосредоточены разнообразные осадочные и вулканогенно-осадочные комплексы, относящиеся к трем типовым формационным рядам Урала: Бельско-Елецкому, Зилаиро-Лемвинскому и Тагильскому. В предлагаемой работе основное внимание уделено формациям двух первых из названных типов.

Главная цель, которую ставили перед собой авторы, состоит в том, чтобы на примере небольшого отрезка внешней складчатой зоны Урала дать по возможности всестороннюю характеристику тектонической эволюции фрагмента древней континентальной окраины, характеристику, которая основывалась бы на синтезе самых разнообразных данных по литологии, биостратиграфии, фациям, структурной геологии и т. д. Для решения поставленной задачи мы не стремились проанализировать материалы по всему региональному разрезу, а предпочли сосредоточить внимание на отдельных узловых этапах, для которых с наибольшей детальностью удалось воссоздать палеогеографию бассейнов.

Важно также подчеркнуть, что постановка исследований, итогом которых является предлагаемая работа, была продиктована и чисто практической задачей — выяснить перспективы бокситоносности Уфимского амфитеатра. Обнаружение в его пределах промышленных скоплений бокситов имело бы принципиальное значение в силу двух обстоятельств: а) несомненной структурной связи амфитеатра с Южно-Уральским бокситоносным районом (ЮУБР), продолжающим оставаться единственным регионом Западного Урала, где известны промышленные месторождения бокситов, и б) наличием в пределах рассматриваемого района полосы бокситоносных отложений общей протяженностью около 30 км, а также прецедентом обнаружения фрагмента мощной залежи высокосортных бокситов (Атигский участок). В этой связи первостепенное значение приобретает разработка структурных критериев и факторов бокситового оруденения. Попытка такого рода была предпринята нами ранее [39] и основывалась на детальном анализе покровных и складчато-надвиговых структур. В данной работе этот анализ в ряде моментов дополнен и видоизменен.

Последовательность изложения материала в целом подчинена решению указанных задач. В главе 1 обосновано выделение основных тектонических единиц и дана общая характеристика формаций, залегающих в обрамлении центральной зоны Уфимского амфитеатра. В главе 2 изложены основные представления о структуре района и приведена характеристика важнейших структурных элементов — палеоавтохтона, паравтохтона, аллохтона и неоавтохтона. В последующих главах (3—6) рассмотрены формации силурийско-девонской континентальной окраины.

В главах 3 и 4 обосновывается существование двух разнотипных карбонатных шельфов: 1) внутреннего шельфа с парагенезами приливно-отливных, сублиторальных и открыто-шельфовых фаций (шельф «михайловского типа») и 2) внешнего шельфа с изолированными рифовыми платформами, детритовыми шлейфами, гемипелагическими микритами, черными сланцами и известняковыми турбидитами (шельф «сергинского типа»).

Данные по внутреннему шельфу хорошо согласуются с седиментационной моделью Д. К. Патрунова (материалы по о-ву Долгому [123]), в связи с чем в главе 3 мы остановились только на главных моментах истории осадконакопления этой области бассейна. Содержание главы 4 касается формаций шельфовой окраины, характеристика которых представлена в виде экостратиграфической модели. Литология, внутреннее строение и особенности развития рифовых комплексов детально изучены В. П. Шуйским [167, 168], что освобождает нас от необходимости повторного рассмотрения этих вопросов. К детальным литологическим описаниям мы прибегали лишь при характеристике формаций, выделяемых впервые, — карбонатных и терригенных турбидитов (главы 5 и 6).

Глава 7, посвященная тектонической эволюции района, является по существу развернутым изложением выводов, которые основываются на приведенном в предыдущих главах фактическом материале и фациально-палеогеографических интерпретациях. Геологическая история описываемого отрезка внешней складчатой зоны Урала рассмотрена в рамках концепции плитной тектоники и представлена как эволюция сегмента пассивной окраины Восточно-Европейского палеоматерика. Этот сегмент прошел в своем развитии ряд стадий — от зарождения в качестве рифтогенной окраины (рифтового борта) через стадию зрелой окраины атлантического типа с ясно

выраженным шельфом, континентальным склоном и подножием до стадии деструкции, которая трактуется как результат взаимодействия со встречным краем литосферной плиты, несущим на себе островодужные структуры. Такой подход к интерпретации тектонической эволюции «миогеосинклинальной» зоны Урала нашел в последние годы широкое распространение [215, 109, 143, 94, 103; и др.] и удовлетворительно объясняет большинство фактических данных.

Заключительная глава (8) монографии содержит практическое приложение предложенной структурной модели, позволяющее расширить возможности поисков месторождений высококачественных бокситов и изменить территориальную ориентацию этих поисков.

Главы 4 и 6 написаны соответственно А. Е. Живковичем и П. А. Чеховичем; все остальные — совместно.

В основу работы положены результаты личных исследований 1969—1983 гг. Весьма полезными были полевые маршруты и дискуссии с уральскими геологами С. М. Андроновым, Г. А. Большун, Е. С. Гуткиным, В. Н. Пучковым, В. С. Шубом, В. П. Шуйским, М. В. Шурыгиной. Систематические определения фауны выполнялись В. П. Сапельниковым, Л. И. Мизенс и Г. Г. Зенковой. Авторы считают своим приятным долгом поблагодарить этих товарищей, а также других палеонтологов и сотрудников лабораторий, в которых обрабатывался собранный материал.

Глава 1

ГЛАВНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЕДИНИЦЫ

Палеозойская история внешней складчатой зоны Урала рассматривается в настоящее время как эволюция пассивной окраины Восточно-Европейского палеоконтинента [215, 109, 143, 149, 103; и др.]. В позднем палеозое фрагмент этой окраины, располагавшийся на месте Уфимского амфитеатра, был захвачен деформацией и в качестве области экстернид включен в состав оротектонического орогена Урала.

Описание складчатых регионов удобно строить, основываясь на выделении тектонических единиц трех видов: 1) структурная зона (территориальная единица); 2) структурный элемент (единица, выделение которой имеет главным образом кинематический смысл); 3) формация (вещественная единица).

СТРУКТУРНЫЕ ЗОНЫ И ЭЛЕМЕНТЫ

Терминология

Термином «структурная зона» обозначается некоторая область, имеющая четко выраженные (картируемые) границы и отличающаяся от смежных областей характером разреза и тектоническим стилем. Под «структурным элементом» понимается единица, внутри которой деформация в масштабе данного района была непрерывной и (или) однородной; при этом соседние элементы должны разделяться каким-либо видом тектонического нарушения или несогласия [72, с. 457]. В соответствии с такой формулировкой выделяемые ниже структурные элементы трактуются как комплексы пород, обязанные своим происхождением крупным осадочным циклам (длительностью от нескольких десятков до 100—300 млн. лет, в некоторых случаях и более), которые впоследствии были деформированы в течение одной эпохи складчатости, а иногда — перемещены в латеральном направлении и локализованы среди образований совершенно иной возрастной и (или) формационной принадлежности. В этом контексте термин «структурный элемент» кажется более предпочтительным, чем термин «структурный ярус» (и его производные).

Структурные зоны

В центральной части амфитеатра экстерниды можно разделить на три структурные зоны (с востока на запад): внутреннюю, центральную и внешнюю. Их границами служат региональные надвиги. В соотношении с традиционной схемой тектонического районирования [142; и др.] и в масштабе всего Урала внутренняя зона отвечает синклинальным структурам Центрально-Уральского поднятия, центральная — Западно-Уральской зоне линей-

ной складчатости, внешняя — восточному борту Предуральского краевого прогиба.

Внутренняя зона отчасти замещает по простиранию допалеозойские ядра централид (Кваркушский и Уфалейский антиклинории) и, таким образом, не продолжается за пределы описываемого сегмента. В северо-западной части (Билимбаевский синклиниорий) она отделяется от интернид узкой полосой докембрийских метаморфитов, южнее на нее надвинуты централиды северного окончания Уфалейского антиклинория. Западным ограничением зоны является взбросо-надвиг Коноваловского увала. Региональный разрез представлен преимущественно нижнепалеозойскими терригенными породами и вулканитами, отвечающими ранним стадиям развития рифтогенной окраины. Эти формации подробнее охарактеризованы ниже (раздел «Формации обрамления»). Среднепалеозойские осадки, выраженные в фациях карбонатного шельфа и континентального склона, сохранились здесь в виде отдельных фрагментов. Все отложения в зоне смяты в узкие линейные складки и разорваны многочисленными взбросами и надвигами с восточными падениями сместителей.

Центральная зона занимает большую часть рассматриваемой территории. На широте г. Нижние Серги она имеет максимальную ширину (до 30 км) и, несколько сужаясь к северу и к югу, прослеживается за пределы района. В ее сложении преобладают среднепалеозойские шельфовые и гемипелагические формации зрелых стадий развития окраины (см. главы 3—6). Структура зоны, подробно обсуждаемая в главе 2, представляет собой комбинацию складчато-надвиговых и покровно-складчатых дислокаций, причем в аллохтонных элементах присутствуют также формации, характерные для палеоокеанической области Урала.

Внешняя зона в основном соответствует полосе передовых складок Урала, отвечающей приподнятой части восточного борта краевого прогиба. В пределах описываемого сегмента разрез зоны складывается флишными и молассовыми формациями среднего карбона — нижней перми, образующими сложную чешуйчато-надвиговую структуру и местами перекрытыми тектоническими покровами. Восточной границей зоны служит региональный надвиг, в аллохтоне которого залегают среднепалеозойские карбонатные отложения центральной зоны. Западная граница выражена у поверхности в виде полосы развития пологих, нередко субгоризонтальных (послойных) надвигов [100]. На глубине общий характер этой границы остается невыясненным и трактуется по-разному. Согласно одной из версий [56, 24; и др.], пространство, занятое передовыми складками Урала, отождествляется с крупной тектонической чешуей, которая перекрывает находящиеся в автохтоне платформенные структуры. Иная точка зрения высказана К. П. Плюсниным [100], полагающим, что по мере движения на запад интенсивные чешуйчато-надвиговые дислокации переходят в «скрытые» послойные надвиги, которые постепенно затухают в слабо деформированном чехле осевой части краевого прогиба.

Структурные элементы

Главными структурными элементами являются: дорифейский кристаллический фундамент (элемент *а*), рифейско-вендское основание (*б*), палеозойский автохтонный чехол, разделяющийся на доорогеническую (палео-

Таблица 1

Распределение главных структурных элементов по зонам экстернид

Индекс элемента	Структурные элементы	Зоны экстернид		
		внешняя	центральная	внутренняя
<i>е</i>	Неоавтохтон	++	++	
<i>д1—д4</i>	Аллохтон	++	++	
<i>г1—г4</i>	Паравтохтон	++	++	
<i>в2</i>	Ороавтохтон	++		
<i>в1</i>	Палеоавтохтон	+	++	++
<i>б</i>	Рифейско-вендское основание	+	+	++
<i>а</i>	Кристаллический фундамент	+	+	+

Примечание. + — погребенные; ++ — распространенные на поверхности.

автохтон — *в1*) и синорогеническую (ороавтохтон — *в2*) части, паравтохтон (элементы *г1*, *г2*, *г3*, *г4*), аллохтон (*д1*, *д2*, *д3*, *д4*) и неоавтохтон (*е*). Кристаллический фундамент находится на глубинах 4—5 км и выходит на поверхность в Тараташском антиклинории, примерно в 40 км юго-восточнее г. Нязепетровска. Рифейско-вендское основание залегает на глубинах около 2—3 км и обнажается только в древних ядрах централид, северо-восточнее и юго-восточнее изученного района. Остальные структурные элементы развиты на поверхности, и их соотношения показаны на рис. 2 (см. вкл.), а распределение элементов по зонам экстернид приведено в табл. 1.

ФОРМАЦИИ ОБРАМЛЕНИЯ

Формации, развитые во внутренней и внешних зонах, нами специально не изучались, однако их краткая характеристика необходима для воссоздания полной картины тектонической эволюции рассматриваемого сегмента Урала. Приводимые в этом разделе сведения являются в основном результатом обобщения и интерпретации литературных данных.

Восточное обрамление

В сложении палеоавтохтона внутренней зоны участвуют наиболее древние отложения палеозойского автохтонного чехла.

Шунутская грубообломочная формация развита на отрезке между реками Чусовой и Указар. По своему стратиграфическому объему она отвечает одноименной толще М. И. Гараня, которая рассматривается либо как самостоятельная свита, датируемая поздним кембрием [137], либо как эквивалент козинской свиты нижнего ордовика [60], либо как грубообломочная фация последней [97]. В целом более предпочтительной является, на наш взгляд, первая из указанных точек зрения, поскольку шунутские отложения имеют достаточно своеобразный формационный облик, отличающий эти породы от более молодых, нижнеордовикских образований. Строение разрез и литология пород, относимых к шунутской формации, охарактеризованы И. И. Мархилевичем [71], П. М. Есиповым, М. И. Гаранем [21], Г. А. Смирновым [126], В. Г. Варгановым и Н. П. Гилевой [14].

Нижняя граница формации представляет собой поверхность углового несогласия, ниже которой находятся метавулканы венда — нижнего кембрия (указарская свита). Характер верхней границы неясен и скорее всего выражен постепенным переходом к кварцевопесчаным отложениям козинской формации. Латеральных аналогов шунутская формация, по-видимому, не имеет.

В сложении формации участвуют разногалечные, реже валунные кварцитовые и кварцевые конгломераты, гравелиты, кварцевые, местами полевошпатово-кварцевые и аркозовые песчаники, кварцито-песчаники, кварциты, а также мусковит-кварцевые, серицит-кварцевые и хлорит-серицит-кварцевые сланцы, развитые по аркозовым и субаркозовым песчаникам. Общая мощность формации оценивается величинами от первых сотен метров до 500—600 м. Формации свойственно ритмичное строение (разрезы гор Липовой и Шунут). Конгломераты, гравелиты и песчаники образуют прослои и пачки мощностью от нескольких метров до 10—15 и даже 25—30 м. Во всех элементах ритмов отмечается градационное распределение материала. Нередко наблюдаются и латеральные взаимопереходы между псефитами и песчано-сланцевыми отложениями. Обломочная часть пород характеризуется, как правило, однородностью состава, хорошей окатанностью и сортировкой галек и зерен; преобладающим типом цемента является цемент механического заполнения, причем отношение обломки/матрикс всегда имеет высокое значение.

Условия залегания, ритмичное строение, гранулометрия и другие структурно-текстурные особенности пород шунутской формации в совокупности свидетельствуют о том, что ее накопление происходило в изолированном мелководном бассейне, в котором господствовал режим автохтонной седиментации. Молассоидный облик формации, петрографическая однородность и зрелость слагающего ее кластического материала, а также присутствие в шунутских конгломератах и гравелитах галек кварцитов из ряда рифейских свит указывают на то, что размыву подвергались высокоподнятые и сильно эродированные блоки рифейско-вендского основания. При этом ведущую роль в процессе седиментации играл механизм гравитационного рассеивания, обусловленный крутыми уклонами путей транспортировки. Сказанное позволяет рассматривать породы шунутской формации как отложения внутриконтинентального грабена, с образованием которого на территории Уфимского амфитеатра началось становление палеозойской материковой окраины.

Козинская кварцито-песчаниковая формация распространена на отрезке пос. Билимбай — д. Кеңчурка и по стратиграфическому объему соответствует козинской свите П. М. Есипова, возраст которой на основании находок брахиопод определяется как тремадокский [96, 137]. Характер нижней границы козинских отложений изменчив. В одних случаях они с размывом и угловым несогласием залегают на метавулканиках указарской свиты, а в других согласно перекрывают шунутские грубообломочные породы. Козинская формация сложена преимущественно кварцито-песчаниками, которые местами переслаиваются с хлорит-серицит-кварцевыми и серицит-хлорит-кварцевыми сланцами; подчиненное значение имеют прослои и маломощные пачки кварцитовых конгломератов и гравелитов, кварцевых песчаников, серицит-кварцевых сланцев. Общая мощность этих отложений достигает первых сотен метров.

Доминирующие в разрезе формации породы представляют собой достаточно типичный пример метаморфизованных прибрежно-морских кварцевых песков. Их накопление происходило за счет размыва уже в значительной мере сnivelированных участков Восточно-Европейского палеоконтинента. Однообразие состава осадков свидетельствует о многократном переотложении кластического материала в обстановке активного гидродинамического режима и о выносе глинистых компонентов в более удаленные области бассейна. В отличие от грубообломочных образований внутриконтинентальных грабенов, имеющих ограниченное распространение, кварцевопесчаные толщи с раннеордовикской морской фауной сравнительно широко развиты на западном склоне Урала. В. Н. Пучковым [103] они включаются в тельпоскую фалаховую формацию. Ее появление следует связывать с существованием единого протяженного бассейна, во внешней части которого начинал обособляться континентальный шельф. Козинская кварцито-песчаниковая формация должна отвечать, таким образом, стадии континентальной окраины с зарождающимся структурным шельфом. Наступление этой стадии проявилось в смене автохтонного режима седиментации аллохтонным, на что указывает резкое расширение областей питания и удаление их к западу вследствие начавшегося общего погружения восточной окраины палеоматерика.

Малыгинская песчано-сланцевая формация выделяется в объеме малыгинской свиты В. Г. Варганова [137], наиболее представительные разрезы которой находятся в окрестностях пос. Верхние Серги. Нижняя граница формации выражена в виде эрозионного несогласия, ниже поверхности которого залегают либо породы козинской кварцито-песчаниковой формации, либо метабазиты венда — нижнего кембрия. В зависимости от этого в частных разрезах фиксируется либо параллельное, либо угловое несогласие. Вверх по разрезу песчано-сланцевая формация постепенно сменяется билимбаевской карбонатно-терригенной формацией верхнего ордовика. В сложении малыгинской формации участвуют преимущественно серицит-кварцевые, хлорит-серицит-кварцевые и хлорит-серицит-карбонатные сланцы, филлиты, кварцевые и карбонатно-кварцевые мелкозернистые песчаники, алевролиты, реже песчанистые и глинистые известняки. Общая мощность этих отложений колеблется от 100—200 до 300—400 м.

Особенности внутреннего строения формации могут быть охарактеризованы на примере разреза по р. Козе, за северной окраиной пос. Верхние Серги, описанного в работе Н. Ф. Петрова [96]. Здесь снизу вверх выделяются три последовательно сменяющиеся одна другую толщи — грубообломочная, песчано-сланцевая и сланцевая, мощности которых соответственно составляют 30, 30—100 и 40—80 м. Базальная пачка образована переслаивающимися кварцевыми конгломератами, гравелитами и разнозернистыми песчаниками. Выше располагается толща метаморфизованных песков, алевролитов и глин, заключающих остатки нижнекарадокских брахиопод и морских лилий. Венчают разрез метаморфизованные глинистые, карбонатно-глинистые и карбонатные осадки с мшанково-криноидным комплексом среднего карадока.

По своему составу и строению малыгинская формация заметно отличается от козинской. Особенно показательным является присутствие в ее составе большого количества алевролитового и глинистого материала, а также песчанистых и глинистых известняков. Наряду с минералогически зрелыми кварце-

Таблица 2

Стратиграфия внешней зоны [80, 126, 163]

Формация	Регионально-стратиграфическое подразделение	Возраст и его обоснование	Литология	Мощность, м		
				минимальная	максимальная	
1	2	3	4	5	6	
Нижняя моласса	Кошелевская свита	Верхний кунгур; спорово-пыльцевые комплексы	Чередование песчаников, алевролитов, аргиллитов; остатки листовой флоры	200		
	Крыловская свита	Нижний кунгур; спорово-пыльцевые комплексы	Песчаники, алевролиты, аргиллиты, прослои афанитовых известняков, в верхней части — линзы эвапоритов	200	250	
	Габдрашитовская свита (толща "P ₁ A ₂ d")		Песчаники с подчиненными прослоями аргиллитов и алевролитов	300	400	
	Белокатайская свита	Толща "P ₁ A ₂ b + c"	Верхнеартинский подъярус; спорово-пыльцевые комплексы, фауна головоногих	Ритмичное чередование аргиллитов, алевролитов, песчаников и конгломератов; на р. Уфе часто присутствуют тиллоиды	300	400
		Толща "P ₁ A ₂ a"		Аргиллиты, песчаники, гравелиты, валунные и галечные конгломераты; на р. Уфе отмечаются тиллоиды	50	100
		Поташинская свита (толща "P ₁ A ₁ b")	Нижнеартинский подъярус; фораминиферы, головоногие, спорово-пыльцевые комплексы	На р. Бисерть — однообразные переслаивающиеся песчаники, аргиллиты и алевролиты. На р. Уфе толща обогащена грубообломочным материалом	400	800
		Толща "P ₁ A ₁ a"		Конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты. В отдельных горизонтах — градиционное распределение материала, подводно-оползневые дислокации	300	320
		Галечные конгломераты, сверху — аргиллиты, алевролиты	380			
Нижняя моласса	Бисертская свита (толща "P ₁ S st c")	Стерлитамакский горизонт сакмарского подъяруса; фораминиферы, кораллы, мшанки, брахиоподы	Преимущественно аргиллиты и алевролиты с редкими прослоями и пачками песчаников и конгломератов	160	450	
	Толща "P ₁ S st b"		Песчаники, переслаивающиеся с аргиллитами и алевролитами; подчиненные линзочки мелкогалечных конгломератов	100	150	
	Капысовская свита (толща "P ₁ S st a")		Валунные и галечные конгломераты	120		
Олишневая формация	Аргиллитовая толща	Нижняя часть ассельского яруса; фораминиферы, мшанки, головоногие	Зеленовато-серые аргиллиты с редкими прослоями глинистого песчаника (р. Уфа)	23 (видимая)	87 (видимая)	
	Толща "C ₃ b + c"	Верхняя часть верхнего карбона; фораминиферы, стратиграфическое положение	Однообразные зеленовато-серые аргиллиты, алевролиты и песчаники. В средней части — скопление глыб известняка с микрофауной московского яруса и низов верхнего карбона	200	250	
	Толща с углеподобными аргиллитами ("C ₃ a")	Нижняя часть верхнего карбона; фораминиферы, спорово-пыльцевые комплексы, стратиграфическое положение	Песчаники, чередующиеся с углеподобными аргиллитами и алевролитами. В нижней части — глыбы известняка с микрофауной московского яруса. На р. Сикильде — пачка (20 м) серого слоистого известняка мелководного облика	250	300	
	Сергинская свита	Верхнемосковский подъярус; фораминиферы, брахиоподы, кораллы	Полимиктовые песчаники с примесью глауконита, переслаивающиеся с аргиллитами; крупные линзы афанитовых и зернистых известняков	250	750	
	Ураимская свита	Башкирский ярус; фораминиферы, кораллы	Чередование полимиктовых песчаников, алевролитов и аргиллитов; линзообразные тела известняков	200	550—600	

выми песками широкое развитие имеют пески с хемогенным карбонатным цементом. Практически отсутствуют галечники и крупнозернистые песчаники. Все это свидетельствует о том, что в течение ранне- и среднекарадокского времени происходило постепенное углубление бассейна, сопровождавшееся расширением области молодого структурного шельфа. Глинистый материал был уже не в состоянии преодолеть полосу морского мелководья и осаждался в перитовой зоне внутреннего и среднего шельфа. Местами, очевидно, могли существовать обстановки биогенного карбоната накопления (прослой светлого окрашенных мраморизованных известняков). В целом малыгинская песчано-сланцевая формация знаменует собой переход к стадии приподнятой континентальной окраины с отчетливо выраженным материковым склоном. Вместе с тем отложения батинального комплекса в среднем ордовике еще не получили сколько-нибудь значительного развития. Это не позволяет объединять типично шельфовые осадки малыгинской формации с более поздними образованиями шельфового ряда.

Заложению батинальных зон зилаиро-лемвинского типа предшествовал рифтовый вулканизм [27]. На территории центральной части Уфимского амфитеатра к классу собственно рифтогенных образований предлагается относить щелочной липаритовой комплекс Верхнесергинского и восточной части Нязепетровского районов, а также нижнесергинский туфито-диабазовый комплекс Нижнесергинского района (центральная зона, элемент d2).

Пространственно разобщенные поля кислых вулканитов с щелочным уклоном, развитые в палеоавтохтоне внутренней зоны, с наибольшей детальностью охарактеризованы в работе И. Л. Лучинина [70]. Самым крупным и лучше всего изученным является поле существенно калневых липаритов, находящееся в 15 км к северо-востоку от г. Нязепетровска. В составе комплекса здесь описаны покровные, жерловые и субвулканические фации, пересеченные дайками диабазов. Покровные фации сложены фельзит-порфирами и кварцевыми порфирами. Реже отмечаются флюидалные псефитовые и псаммитовые литокристаллокластические туфы, игнимбритоподобные туфы и кластолавы. Мощности покровов — от нескольких десятков до первых сотен метров. Внутри покровов развиты штокообразные тела. По скоплениям крупнообломочных пирокластов и по центриклинально падающей флюидалности они идентифицируются как жерловые фации. Петрографически и петрохимически тождественные эффузивам фельзиты, кварцевые порфиры и их кластолавы слагают крутопадающие плитообразные субвулканические интрузии. Сведения о времени формирования комплекса противоречивы. Согласно единичным изотопным определениям (K-Ar), возраст нязепетровских кварцевых порфиров оценивается в 565 млн. лет [22]. По положению же в разрезе и по условиям залегания временной объем комплекса охватывает в первом приближении поздний кембрий — средний ордовик.

Западное обрамление

Ороавтохтон внешней зоны образован флишоидной формацией среднего карбона — нижнего сакмара и нижней молассой верхнего сакмара — кунгура (табл. 2). Стратиграфия, литология и обстановки накопления этих отложений охарактеризованы в работах В. Д. Наливкина [80, 81], Г. А. Смирнова [126], Б. И. Чувашова [161—163], Г. А. Мизенса [73—76] и др.

Флишоидная формация является возрастным аналогом флишевой фор-

мации Южного Урала, но отличается от нее существенно меньшей (1—2 км) мощностью, не столь отчетливо выраженной ритмичностью, сравнительно широким развитием карбонатных пород, наличием целого ряда несогласий.

Нижняя моласса, отделенная от флишоидной формации предстерлитамакским несогласием, имеет общую мощность 2—3 км. В ее составе отмечаются фации прибрежно-морской (волноприбойной) зоны (песчаники, алевролиты, конгломераты) и зоны вдольбереговых течений (переслаивающиеся песчаники и алевролиты с ориентированными текстурами).

В пределах рассматриваемого сегмента верхнекунгурская часть (кремнистые конгломераты и брекчии чеботаевской свиты) нижней молассы слагает неоавтохтон (элемент е).

Глава 2

СТРУКТУРА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЗОНЫ

ОСНОВНЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О СТРУКТУРЕ

Тектоническое строение Уфимского амфитеатра на протяжении многих десятилетий являлось предметом острых дискуссий. Ниже охарактеризованы три основные модели, к которым в сущности могут быть сведены все высказывавшиеся до сих пор точки зрения на структуру центральной части Уфимского амфитеатра.

Складчато-блоковая модель

Первые представления о структуре Уфимского амфитеатра как об области развития нормальных складок, осложненных продольными сбросами большой амплитуды, высказаны в конце прошлого века Ф. Н. Чернышевым и А. А. Штукенбергом. В эти же годы многие исследователи (В. В. Никитин, Л. Дюпарк и Л. Мразек, Н. К. Высоцкий и др.) пришли к выводу о том, что дислокации западного склона становятся все более интенсивными при приближении к Уральскому водоразделу по мере выхода на поверхность все более древних толщ. Простые и пологие «синклиналы» и «антиклиналы» сменяются крутыми, сильно сжатыми и опрокинутыми складками. И. И. Мархилевич [71], изучивший в 1914—1916 гг. восточную часть бывшего Сергинского округа, отмечал, что метаморфические породы образуют крупную опрокинутую на запад складку с размытым сводом. Примыкающие с запада более молодые осадочные толщи составляют косую складку с постепенным переходом от опрокинутого залегания пластов к нормальному их падению на запад. Кроме того, И. И. Мархилевич указывал на существование осложняющих складки сбросов и сбросо-сдвигов.

В конце 40-х и в 50-е годы представления о складчато-блоковом строении Уфимского амфитеатра являлись господствующими. Все отложения, слагающие палеозойский разрез, считались автохтонными, а пространственная сближенность разновозрастных толщ объяснялась [33, 21, 159, 125] сложным сочетанием герцинских структур с догерцинскими, а также влиянием позднекаледонских несогласий. Другой вариант складчато-блоковой модели