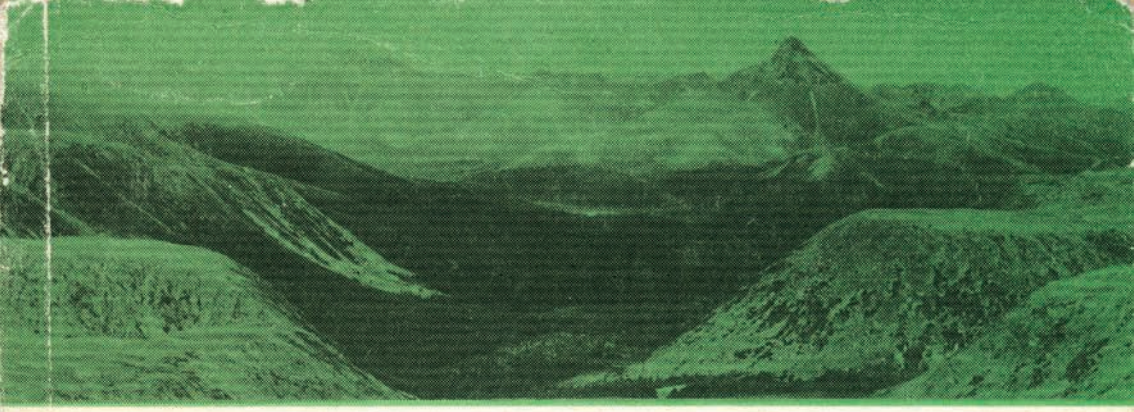
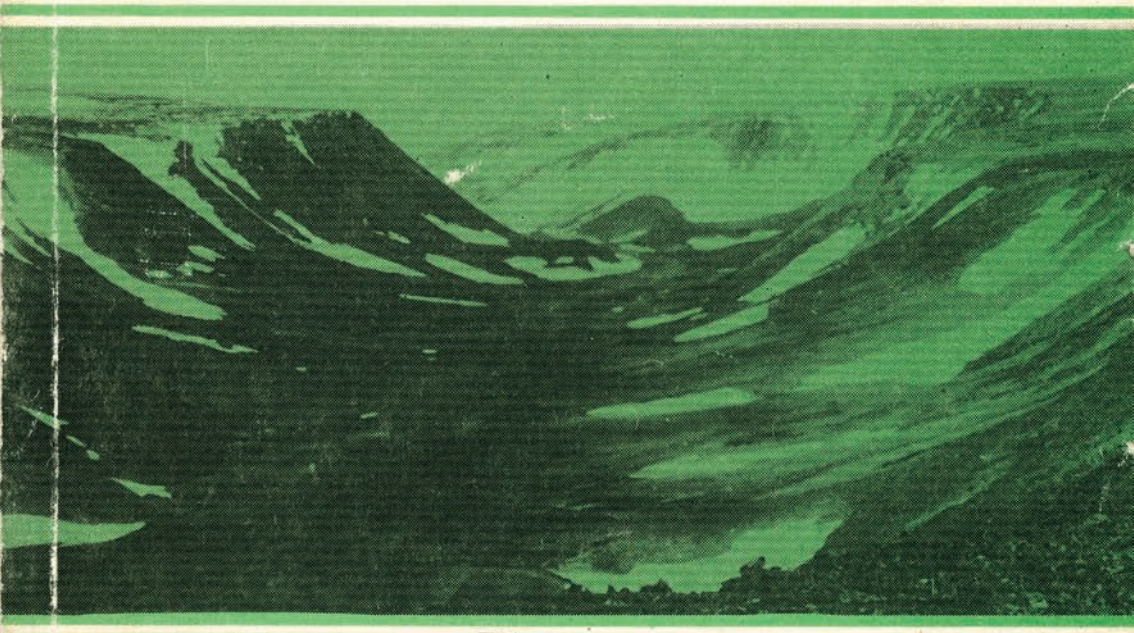


Формирование земной коры Урала



«Наука»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
УРАЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого

Формирование земной коры Урала

Ответственные редакторы
член-корреспондент АН СССР
С.Н. ИВАНОВ
кандидат геолого-минералогических наук
С.Г. САМЫГИН

МОСКВА
"НАУКА"
1986

УДК 551.24(470.5)

Коллектив авторов: *С. Н. Иванов, В. Н. Пучков, К. С. Иванов, Г. И. Самаркин, И. В. Семенов, А. И. Пумпянский, А. М. Дымкин, Ю. А. Полтавец, А. И. Русин, А. А. Краснобаев*

Формирование земной коры Урала / С.Н. Иванов, В.Н. Пучков, К.С. Иванов и др. – М.: Наука, 1986. – 248 с.

В книге рассмотрены главные этапы геологической истории Урала на основе новых материалов. Дана переоценка формационной природы осадочных, магматических и метаморфических комплексов докембрия Урала. Выявлен и охарактеризован новый геологический тип метаморфизма, связанный с рифтообразованием и разрывом плит. Приведены новые данные о геологическом возрасте многих палеозойских геосинклинальных формаций. В связи с этим и новыми данными о формационной принадлежности нижнекарбоновых базальтов Зауралья обсуждается эволюция тектонического развития Урала в палеозое.

Табл. 9, ил. 27, библиогр. 441 назв.

Рецензенты:

Г.Н. Папулов, И.Б. Болтыров

Ф $\frac{\textbf{1904030000 -415}}{\textbf{042(02)-86}}$ **210-86–III**

© Издательство "Наука", 1986 г.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Научная революция в геологии, происшедшая в 60-х — начале 70-х годов нашего века вследствие установления горизонтальных перемещений материков, коренным образом изменила представления о происхождении горных поясов Земли. Урал стал первым в СССР объектом приложения новых, мобилистских представлений к трактовке его геологической истории. В ИГиГ УНЦ АН СССР в 1966 г. был сделан вывод о формировании Урала исходно на океанической коре [129]. Затем геологи ИГиГ УНЦ АН СССР и ГИН АН СССР провели в течение нескольких лет большие полевые и камеральные работы, результатом которых явились новые, мобилистские представления о формировании Урала. Они нашли отражение в ряде публикаций [142, 148, 81, 143, 287, 267 и др.] и на Тектонической карте Урала масштаба 1:1 000 000 с объяснительной запиской к ней [264], которая была составлена при участии сотрудников Уральского территориального геологического управления на новой, формационной основе по методике, предложенной академиком А.В. Пейве.

Со времени составления карты и публикации исследований прошло около 10 лет. За это время новые идеи получили в науке дальнейшее развитие, а на Урале был получен обширный неизвестный ранее материал, позволяющий внести в это развитие свой вклад.

Особенно большие изменения произошли в трактовке допалеозойских толщ западного склона и осевой зоны Урала [132, 139]. Стало очевидным, что байкальской и более ранних позднепротерозойских геосинклиналей в зоне Урала не было, а приписываемые им образования представляют собой платформенные, рифтогенно-депрессионные, закономерно предшествующие полному разрыву континентальной плиты. Привлечение материалов по другим геосинклинальным поясам Земли (Аппалачам, южному окаймлению Сибирской платформы и др.) позволило наметить два новых этапа в развитии литосферы, предшествующих океаническому: диасхизиса, связанного с подъемом из недр планеты разуплотненного материала, и рифтогенеза [137, 138].

В связи с этими исследованиями на Урале были выявлены неизвестные еще науке геологические типы метаморфизма, обусловленные внедрением в подлитосферное и подкоровое пространство высокотемпературного глубинного материала, а также пластическим течением средних и нижних частей земной коры и мантии при раздвиге литосферных плит [134].

В течение последних 5–6 лет на Урале проведены большие работы по стратиграфии на конодонтной основе. Они внесли очень сильные изменения в существовавшие представления о возрасте и тектоническом строении вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ

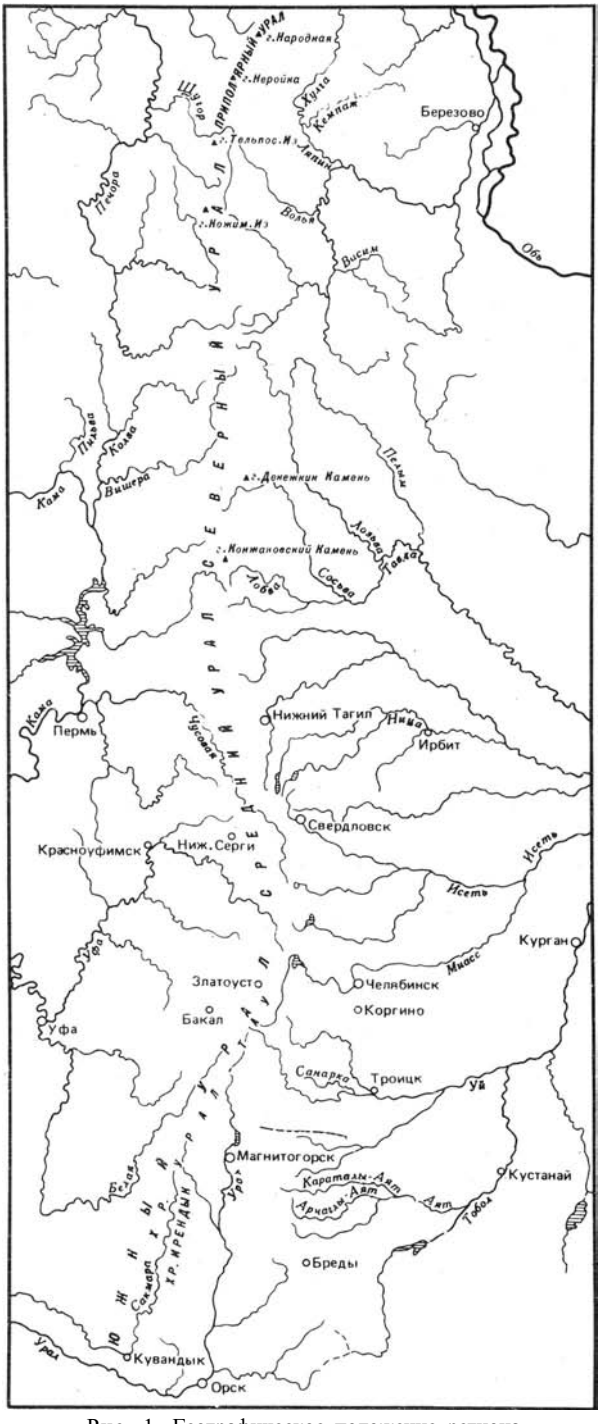


Рис. 1. Географическое положение региона

западного и особенно восточного склонов Урала. Выявлена непрерывность стратиграфического разреза от силура до нижнего карбона в Сакмарской зоне западного склона Южного Урала, что исключает предполагавшееся здесь шарьирование в этом возрастном интервале [274].

Установлено, что мощные базальтоидные толщи Западных Мугоджар имеют не силурийский, а среднедевонский возраст. В то же время считающиеся силурийскими базальтовые толщи Денисовской зоны на востоке Южного Урала [198] оказались ордовикскими. В этой же части Урала выявлен мощный комплекс параллельных долеритовых даек среднего визе [150].

Все отмеченные и другие новые данные, как и общий быстрый прогресс в геологии, заставляет переосмысливать ход развития отдельных крупных элементов строения Урала и всего региона (рис. 1). Это переосмысливание имеет сейчас разный уровень зрелости, а выводы из него — разную степень вероятности. В предлагаемой читателю книге мы публикуем лишь бесспорные и весьма вероятные трактовки, созревшие для всестороннего обсуждения. В некоторых случаях, как, например, при определении тектонической природы Валерьяновской зоны на крайнем юго-востоке Урала, мы излагаем две возможные гипотезы. В связи с желанием обстоятельно изложить основной новый фактический материал, авторы воздержались пока от обсуждения таких интересных, но находящихся еще в стадии авторской доработки проблем, как проблема происхождения уникального Платиноносного пояса Урала и многих других.

Из названия нашей книги и из сказанного выше ясно, что работа не содержит систематического описания всех главных формаций Урала. Такое описание основных формаций читатель найдет в литературе, на которую в нашей книге делаются соответствующие ссылки.

Авторы выражают глубокую благодарность академику А.Л. Яншину за плодотворное обсуждение некоторых поднятых в книге проблем, а также признательность Г.А. Курициной, Е.И. Богдановой, С.Л. Неверовой, М.Я. Мальчуковой и Т. Белостоцкой за помощь в оформлении материала.

ПРИРОДА ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ФОРМАЦИЙ

До самого последнего времени считалось общепризнанным образование Урала в процессе развития двух геосинклинальных циклов — байкальского и затем герцинского. В 1977–1982 гг. было опубликовано несколько работ, показавших отсутствие в зоне Урала (включая Тиман) байкальских и более ранних, рифейских, геосинклинальных образований [132, 135, 137–139, 145, 258, 259, 312 и др.]. Несмотря на это, еще многие геологи продолжают в той или иной мере придерживаться прежних представлений о формировании Урала двумя последовательными геосинклинальными циклами. Последнее обстоятельство заставляет более подробно осветить эту проблему.

При выяснении условий образования древних толщ мы неизбежно обращаемся к методу актуализма. При этом прежде всего надо решить, можно ли распространять на исследуемые отложения (в нашем случае верхнепротерозойские) те геологические признаки, в первую очередь формационные, а затем и структурные, которые характеризуют развитие настоящих геосинклиналей (эвгеосинклиналей) в фанерозое. Значительный прогресс в изучении допалеозойских образований в последние 10–15 лет позволяет дать на этот вопрос положительный ответ.

За последние 15 лет было опубликовано много работ, отмечающих следы геосинклинального процесса в архее разных континентов [342, 343, 89, 76, 372, 438, 422 и др.]. Признаки геосинклинальной последовательности отмечены не только на платформах северного полушария [429]. На юге Африки они были установлены в булавайской группе зеленокаменного пояса Мидлендс. Булавайские образования близ Кве-Кве (Зимбабве), по-видимому, являются наиболее сохранившимися из всех известных на Земле вулканических образований архея (Rb–Sr-возраст прорывающих тоналитов 2690 ± 70 млн. лет). В них нижняя мафическая формация сложена подушечными лавами океанических толеитов с небольшими прослоями яшм. Толеиты имеют типичную химическую характеристику океанических: постоянно низкие содержания K_2O, Rb, Sr, андезиты отсутствуют. Вышележащие формации, наоборот, характеризуются андезитами и другими породами, обычными для островных дуг. Самая верхняя "фельзическая" формация отмечается дацит-андезитовыми вулканитами с небольшим количеством реолитов и отдельными телами гипербазитов, видимо шовных, альпийского типа [416].

В развитии древних платформ отмечается рубеж около 1,6–1,8 млрд лет, когда после длительного периода с многими проявлениями тектонической и термальной активности наступил этап вплоть до фанерозоя, т.е. длительностью около 1 млрд лет, в течение которого

отмечалось ослабление проявлений эндогенных процессов, в том числе и формирования геосинклинальных зон, и проявились вертикальные движения.

Несмотря на крушение представлений о байкальской геосинклинали в зоне Урала и юга Сибири [139 и др.], нельзя думать, что в позднем протерозое вообще не происходило образования эвгеосинклинальных толщ. Такие образования известны в верхнем протерозое Дальнего Востока, в Монголо-Охотском поясе, в Южном Тянь-Шане, в Восточном Саяне, видимо, в Северном Забайкалье. Можно указать на островодужные вулканические формации Саудовской Аравии [418, с. 517], видимо, на геосинклинальные образования Мавритано-Сенегальского пояса, Антиатласа в Марокко, Юго-Западной Ирландии, о-ва Англси, восточной зоны Анд, на мощные офиолиты Западного Конго и др.

Далеко идущие сопоставления хода развития литосферы в глубоком докембрии и фанерозое сделаны А.М. Лейтесом, В.С. Федоровским и Н. А. Штрейсом при исследовании формаций юга Сибирской платформы [369]. Указанные исследователи пришли к выводу, что анализ формационных особенностей докембрийских комплексов и последовательность их формирования не оставляют сомнений в стадийности геологического развития, аналогичной океанической, переходной и континентальной стадиям геосинклинальных систем фанерозоя. К аналогичному выводу пришел Ч.Б. Борукаев [34], проанализировавший основной литературный материал по всем континентам Земли.

Таким образом, сейчас, по мнению ряда исследователей, имеются достаточные фактические данные о сопоставимости в главных чертах геологического развития литосферы в фанерозое и в раннем докембрии, в то время как другие не разделяют эту точку зрения. Что же касается позднего протерозоя, то уж нет сомнения в существовании в то время перемещающихся континентальных блоков, разделенных океанической корой, и в развитии магматических и метаморфических процессов в общем по той же схеме, что и в палеозое, мезозое и кайнозое.

Этот очень важный вывод позволяет нам рассмотреть, в какой мере верхнепротерозойские (рифейские, вендские) и кембрийские формации зоны Урала и отчасти Тимана подтверждают традиционное представление о развитии здесь геосинклинали в байкальское и несколько более раннее время.

До недавнего времени магматические образования западной части рамы Уральской эвгеосинклинали относили к различным, главным образом поздним проявлениям формирования байкальской эвгеосинклинали, предшествующей в зоне современного Урала развитию среднепалеозойских уралид [282, 77, 83, 80, 381, 230]. В работах последнего времени [148, 288, 264, 82] было показано, что нижнепалеозойские магматические породы и вмещающие их молассоиды этой части Урала относятся к рифтовым формациям, сопровождающим раскол в конце кембрия – начале ордовика эпибайкальской платформы и заложение уральской эвгеосинклинали. Что касается более древних толщ, слагающих западный склон и осевую зону Урала, то в указанных работах сохраняется представление об их принадлежности к байкаль-

скому и отчасти более ранним геосинклинальным циклам, т.е. сохраняются представления о геосинклиналях, предшествовавших развитию уралид.

Первоначально считали, что байкальская эвгеосинклиналь проходила по западному склону современного Урала, на что указывают вулканиты (якобы геосинклинальные) низов среднего рифея в Башкирском поднятии. Однако еще в 1963 г. Г.М. Гапеева установила, что вулканиты западного склона не принадлежат к эвгеосинклинальным формациям, а имеют платформенный характер [57]. Но это не привело к постановке вопроса о самом существовании байкальской геосинклинали. Так Д.С. Штейнберг даже через 10 лет после заключения Г.М. Гапеевой связывал проявления негеосинклинального магматизма на западном склоне Урала с магматизмом других удаленных районов Восточно-Европейской платформы и полагал, что они не имеют отношения к истории Урала. Урал, по Д.С. Штейнбергу [404], в рифее и венде развивался как эвгеосинклинальная область. Многочисленные магматические образования рифея и венда осевой зоны Приполярного Урала многие геологи считают и до настоящего времени эвгеосинклинальными.

Арсенал фактических данных, указывающих на существование в прошлом в зоне Урала байкальской и более ранних рифейских геосинклиналей, за последние 20 лет заметно оскудел. Самыми главными из оставшихся доводов, подтверждающих существование байкальской геосинклинали, считаются сейчас: 1) доордовикский магматизм приосевой зоны Приполярного Урала, имеющий, как полагают, эвгеосинклинальный характер; 2) доордовикский магматизм западного склона и осевой зоны Южного, Среднего и Северного Урала, трактуемый как орогенный байкальской геосинклинали; 3) доордовикская складчатость на западном склоне и в приосевой зоне хребта, считающаяся явным доказательством геосинклинального развития Урала в позднем протерозое, о чем свидетельствует якобы и формационный состав рифейских осадков; 4) метаморфизм, охвативший рифейские толщи и не затронувший палеозойские.

ДООРДОВИКСКИЙ МАГМАТИЗМ ПРИОСЕВОЙ ЗОНЫ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА

На Приполярном Урале доордовикский магматизм был гораздо интенсивнее, чем в более южных частях Урала. Вулканические образования венда и кембрия (?) этого региона до последнего времени рассматривались как эвгеосинклинальные. Только Б.А. Голдин и В.Н. Пучков в 1972 г. выразили в этом сомнение, отнеся их к промежуточным образованиям между миогеосинклинальными и эвгеосинклинальными [79]. Несмотря на это, вулканиты Приполярного Урала до настоящего времени служат главным аргументом, якобы подтверждающим существование байкальского цикла.

В северной половине Урала наиболее ранними из верхнепротерозойских вулканических образований являются базальты верхнекожимского комплекса, отмеченные в щокурьинской и пуйвинской

свитах нижнего и среднего рифея[1]. Здесь они образуют покровы и дайки габбро-диабазов главным образом в перекристаллизованных аргиллитах, иногда в мраморах, доломитах и конгломератах. Б.А. Голдин [83, 77] считает исходную магму толеитовой, близкой к траппам древних платформ. Геотектоническая позиция их, по М.В. Фишману [83], раннегеосинклинальная стадия байкальской геосинклинали.

Выше кожимского комплекса залегают континентальные отложения хобеинской и затем маньинской и лаптопайской свит. Верхняя половина маньинской свиты и лаптопайская свита представлены мощной толщей вулканитов, песчаников и конгломератов. Эти толщи перекрываются сверху с размывом и угловым несогласием фаунистически охарактеризованными конгломератами нижнего ордовика. Нижняя часть разреза вулканитов сложена манарагским диабазовым комплексом кудаша (венда?), аналоги которого намечаются в других частях Урала. Манарагский комплекс представлен палеобазальтами, гораздо реже андезито-базальтами. Его толщи переслаиваются вверху с порфирами, а внизу с филлитовидными сланцами и карбонатными породами. Основные вулканиты манарагского комплекса существенно не отличаются от верхнекожимских вулканитов.

В верхней части вулканогенной серии в верхах маньинской свиты и в лаптопайской свите распространены покровы малдинских липаритовых порфиров (туфов?). Малдинские и манарагские вулканические породы тесно связаны не только во времени, но и в пространстве, что ясно из описаний их переслаивания и из геологических карт [83, 287]. "Образование малдинского липаритового комплекса знаменует начало орогенного режима, выразившееся общим поднятием, взламыванием свода с образованием систем наложенных впадин, выполненных несколько позже лаптопайской и орангской молассой. Формирование пород комплекса происходило в результате трещинных излияний" [83, с. 72].

Малдинским липаритам комагматичны гранитоиды маньхамбовского комплекса, которые несут признаки малой глубины застывания. М.В. Фишман признает, что они близки, видимо, к производным сухих магм [381, с. 44]. Г.Б. Ферштатер отнес рассматриваемые гранитоиды на основании состава к вулканической ассоциации [229].

В верхах той же маньинской свиты или, может быть, чуть выше, на уровне лаптопайской свиты и ее верхней границы, встречаются вулканиты трахилипаритового, трахиандезитового, базальтового и базанитового состава лорцемпейского комплекса и их интрузивные комагматы. Эти щелочные базальтоиды распространены, как мы увидим, в той же приблизительно геологической позиции и в других областях Урала (дворецкий комплекс на Среднем Урале и др.).

Очень близкими к лорцемпейскому комплексу по возрасту и геологическому положению являются изьяхойско-лемвинский андезито-базальтовый и пайпудынский липаритовый комплексы. Они расположе-

[1] Стратиграфическое положение свит дано по схемам МСК 1980 г. [375]. В работах В.Н. Пучкова [287] и других, цитируемых ниже, свиты верхнего протерозоя Приполярного Урала несколько омоложены.

ны в общем в тех же районах, что и предыдущие комплексы, но формировались несколько позже и являются завершающими магматитами континентального этапа.

Оба липаритовых комплекса (малдинский и пайпудынский) так же, как и лорцемпейский, связаны друг с другом не только во времени, они развиваются совместно и по соседству в одних и тех же районах. Петрохимически и по составу редких и рассеянных элементов оба комплекса липаритовых порфиров почти неотличимы. Среди пайпудынских липаритовых порфиров немного чаще встречаются разности с повышенным содержанием щелочей, но есть они и в малдинских вулканитах.

Б.А. Голдин и В.П. Давыдов в качестве признаков отличия пайпудынских липаритов от малдинских указывают на возрастание роли в первых пирокластического материала и субвулканических образований при уменьшении интенсивности эффузивной деятельности, а также на смену трещинных извержений извержениями центрального типа [83, с. 140]. Несомненно, что это заключение вытекает из неточной диагностики пластообразных залежей липаритового состава в малдинском комплексе как покровов лав. Липариты в наземных условиях никогда не дают излияний (эффузий) вследствие высокой вязкости их магм.

И.Л. Лучинин и другие, изучавшие в течение ряда лет липариты обоих комплексов, пишут, что они представляют один позднеорогенный субсеквентный вулкано-плутонический комплекс [230, с. 149]. К такому же выводу еще раньше пришла И.А. Петрова [268].

Петрохимические и петрологические исследования привели Б.А. Голдина и Е.П. Калинина [83] к заключению, что липариты малдинского комплекса, скорее всего, выплавились из сиалической коры при привносе тепла из мантии основными сухими базальтовыми магмами. Для генезиса пайпудынских липаритов они предполагают в общем и тот же механизм, но на несколько другом глубинном уровне. Такое заключение как нельзя лучше подтверждает наше предположение о том, что те и другие липариты являются в конечном итоге следствием глубинного подъема разуплотненной мантии, приведшего к рифтогенезу.

На диаграмме составов по методу А.Н. Заварицкого [83, рис. 5] липариты обоих комплексов занимают одно поле. Рассмотрение этой диаграммы, как и геологической карты [83, рис. 3], не оставляет сомнения, то не только липаритовые комплексы, но и базальтовые (верхнекожимский, манарагский и др.) имеют одни и те же или близкие петрохимические черты, занимают одни и те же поля. Все эти магматические комплексы имеют общее исходное структурное положение и подвергались одним и тем же динамометаморфическим воздействиям. Это единый в широком геологическом смысле магматический комплекс, или серия, или что-то еще более крупное, что объединяет образования с общей историей и с одинаковой исходной геотектонической позицией.

Всякая настоящая геосинклиналь, т.е. геосинклиналь полного развития, должна нести следы океанической земной коры и ее превращения в кору континентальную. Это значит, что в ней обязательно должны быть офиолитовые формации, формации переходной стадии и

ясные признаки гранитизации в виде водных синорогенных глубинных гранитов, окруженных гнейсами.

Офиолитов в приосевой зоне северной половины Урала нет[1]. Ни верхнекожимские, ни манарагские базальты и андезито-базальты совершенно непохожи на начальные океанические толеиты (на раннегеосинклинальные) ни по сопровождающим их осадочным породам — филлитам, мраморам, кварцитам, песчаникам, ни по петрохимической характеристике (например, отношение Na/K у верхнекожимских 3–4, у манарагских 5, а у океанических толеитов 10–20). В их сопровождении отсутствуют пачки полосчатых кремней — яшм, столь типичных для эвгеосинклинзльных обстановок.

В рассматриваемой зоне Урала нет и островодужных формаций. Нет ни нижних моласс с характерным развитием граувакк, ни флиша, ни мощных андезитовых серий. Андезиты отмечаются здесь во многих местах, но лишь как сравнительно малораспространенные члены базальтоидных формаций. Наконец, не обнаружено здесь и настоящих орогенных гранитов, знаменующих вместе с окружающими их гнейсовыми зонами "пропаривания" начало континентального периода в развитии складчатых областей геосинклинального типа. Как известно, орогенные граниты не сопровождаются вулканическими комагматами, для них не характерно развитие в контактах роговиков, вторичных кварцитов и пропилитов. Они имеют относительно невысокое (72–73%) содержание кремнекислоты и ряд других признаков [230, с. 107–122], также отсутствующих или слабо проявленных в доордовикских гранитоидах западного склона и приосевой зоны севера Урала.

Более поздний динамометаморфизм (видимо, герцинский, 300 млн лет) затушевал тектонический план байкалид. Заключения о существовании этапа интенсивной складчатости, имевшего якобы место в венде во время формирования пайпудынской свиты [83, 381 и др.], базируются на наличии угловых несогласий между толщами маньинской и пайпудынской свит, с одной стороны, и тельпосской свитой ордовика — с другой, а также на образовании осадков, указывающих на создание горного рельефа. Но то и другое могло быть следствием не интенсивной складчатости, а предрифтового диапирового поднятия земной коры, глыбовой тектоники и рифтогенеза.

Таким образом, рассмотрение магматических и отчасти сопровождающих их осадочных формаций в зоне максимального развития глубинных и вулканических изверженных пород предполагаемой байкальской геосинклинали приводит к заключению, что они имеют не геосинклинальный, а платформенный, рифтогенный, характер. Отсюда неизбежно следует вывод, что байкальской и более ранних геосинклиналей в рассмотренном возрастном интервале (приблизительно 1600–500 млн. лет) на месте Приполярного Урала не существовало.

[1] На Полярном Урале также нет доордовикских офиолитов. Указания на их присутствие в энганапейском комплексе не опираются на необходимые фактические данные [139, с. 49]. Новые детальные петрохимические исследования показали, что верхнепротерозойскиу – нижнепалеозойские вулканические комплексы Полярного Урала принадлежит не к геосинклинальным, а к платформенным образованиям [243]. Об этом же говорят сопровождающие их осадочные породы (кварциты, аркозовые песчаники и др.).

МАГМАТИЗМ ПРИОСЕВОЙ ЗОНЫ И ЗАПАДНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО, СРЕДНЕГО И СЕВЕРНОГО УРАЛА

Магматические породы в приосевой части и на западном склоне Урала вне его приполярного сектора распространены очень слабо и занимают не более 2–3% от объема осадочных образований. Точнее, они встречаются не так редко, главным образом в виде даек, но лишь в отдельных случаях занимают сколько-нибудь существенную часть в общем объеме осадочных и изверженных пород. Преимущественно это наземные и мелководные вулканиты, залегающие среди терригенных и реже карбонатных отложений, и различные малые интрузии, локализованные главным образом в разрывных структурах. По составу магматиты весьма разнообразны, начиная от щелочных гипербазитов, пикритов и стратиформных гипербазит-габбро-гранофировых интрузий до гранитов рапакиви, липаритов и щелочных сиенитов.

Наиболее мощные образования порфиров и палеобазальтов, принадлежащие машакской свите низов среднего рифея, первоначально относили к спилит-кератофировой эвгеосинклинальной формации, но затем было понято, что они по своему петрографическому облику принадлежат к платформенному типу. Несмотря на это, магматиты средней и южной частей Урала, как и магматиты его приполярной части, продолжали связывать, делая различные оговорки, с этапами развития рифейской геосинклинали.

Наиболее близко к правильному пониманию вулканизма западного склона Урала как рифтогенного подошли в 1972 г. Н.А. Румянцева и Ю.Д. Смирнов [320]. Они первые отметили его специфику как магматизма, свойственного краю платформ, как магматизма аркогенного. К сожалению, позже они внесли разочаровывающие уточнения в свои представления, из которых следует, что эти исследователи по-прежнему придерживаются взглядов о геосинклинальном развитии Урала в позднем протерозое [353, 316, 352, 68].

Ограниченный объем книги не позволяет дать позже краткое систематическое описание магматических пород Южного, Среднего и Северного Урала с целью показа их принадлежности к платформенному, а не геосинклинальному магматизму, что было сделано в работах [135, 136]. Последующие работы [258, 254, 117, 312 и др.], число которых все возрастает, подтверждают рифтовую природу указанных магматитов. Поэтому мы ограничимся лишь кратким резюме.

Доордовикский магматизм западного склона и приосевой зоны южной и средней частей Урала развит гораздо слабее по сравнению с магматизмом Приполярного Урала. Вулканические породы только в машакской свите низов среднего рифея на Южном Урале и в басегской серии кудаша и в серебрянской серии венда на Среднем Урале составляют существенную роль разреза соответствующих свит. Интрузивные породы лишь у г. Златоуста имеют заметное развитие, образуя несколько сильно удлиненных клинообразных блоков шириной 3–5 км. Несмотря на очень малый объем изверженных пород по сравнению с толщами рифейско-кембрийских платформенных осадков, они распространены широко и имеют очень разнообразный и характерный состав. Среди них

мы видим щелочно-ультраосновные, ультраосновные, в том числе пикриты, часто тоже с щелочным уклоном, габбро-диабазы, эссекситы, трахитовые базальты и щелочные базальты как с преимущественно натриевым, так и чаще с преобладающим калиевым составом щелочей. Характерно присутствие псевдостратифицированных слоистых габбро-гипербазитовых интрузий. К их числу относятся кусинские титаноносные и сарановские хромитоносные, имеющие геологические и геохимические черты сходства с известными расслоенными комплексами Южной Африки.

В машакской свите низов среднего рифея много липаритовых порфиров и базальтов с петрохимическим обликом платформенных. Гипабиссальные граниты рапакиви бердяушского комплекса этого же возраста завершаются интрузиями щелочных сиенитов. Последние отмечаются в виде небольших тел и в других районах западного Урала.

Интенсивная вспышка глубинного вулканизма в конце протерозоя произошла на стыке Среднего и Северного Урала. Здесь в басегской серии кудаша в западной зоне склона в районах рек Вильвы, Вишеры и в других местах обнажаются существенно калиевые, титанистые базальты, трахибазальты, трахиты и трахиандезиты (шегровитский комплекс). К этому же примерно времени относится образование ослянского комплекса высокотитанистых пикритовых порфиритов. Несколько позже, видимо в серебрянской серии венда, в Пашийском районе в больших объемах (локальные мощности до 800 м) были поданы на поверхность щелочные базальтоиды (дворецкий и шпалорезовский комплексы). Они характеризуются преобладанием меланократовых высокотитанистых (TiO_2 от 3 до 5%) пород натрового уклона с повышенным содержанием Zr, Nb, Ce, Ga [318, 392, 109]. Для ослянского комплекса характерны высокотитанистые пикритовые порфириты. Продукты этих излияний, жерловины и дайки, залегают среди терригенных и карбонатных пород (алевролитов, аргиллитов, конгломератов, аркозовых песчаников, доломитов, тиллитовидных конгломератов).

В последнее десятилетие в этом районе были обнаружены среди пестроцветных терригенных отложений керносской свиты венда многочисленные тела щелочно-ультраосновных пород благодатского вулканического комплекса [110]. Они представлены главным образом разнообразными магматическими и смешанного состава брекчиями и хлоритизированными пикритами (до 300 м мощности). Кроме того, широко распространены трахибазальтовые порфириты, встречаются карбонатиты и кимберлитоподобные породы. В составе вулканических брекчий отмечены гранаты пироп-альмандинового и пиропового состава, хромшпинелиды и другие минералы глубинного генезиса.

Таким образом, в развитии доордовикского магматизма на западном склоне и в осевой зоне средней и южной частей Урала, как и в его приполярной части, мы видим лишь характерные проявления платформенного магматизма, многие из которых имеют типичные рифтогенные черты. Здесь отсутствуют магматические образования, характерные для эвгеосинклиналей.

В ордовике во многих местах Урала продолжался рифтовый магматизм, часто с типичным щелочным уклоном. Однако по мере

раздвижения континентальных блоков он терял черты платформенного рифтового и приобретал характеристику рифтового океанического, так хорошо знакомого под названием начального геосинклинального. При этом происходило закономерное изменение как состава сопровождающих осадочных пород, так и самих магматитов. Формация континентальной молассы с характером аркозовым материалом сменяется отложениями континентального склона и открытого моря — граувакками, все более и более скудными алевролитами, глинисто-углистыми сланцами, фтанитами, яшмами [287, 264]. Базальты и липариты становятся менее щелочными, очень сильно увеличивается отношение Na/K, уменьшается отношение Fe/Mg. На более поздних этапах почти исчезают кремнекислые дифференциаты. В конечном итоге мы видим характерные однородные низкокалиевые толеиты, типичные для срединных океанических хребтов.

Вулканитами с отмеченными выше характерными признаками промежуточного этапа являются: на Южном Урале — ордовикские магматиты Зилаирского синклинория [175], на Среднем Урале — ордовикские палеобазальты Нижнесергинского района, на Полярном Урале — ордовикские палеобазальты Пайпудынского (Толото-Собского) синклинория. В последнем, как отчасти и в Зилаирском синклинории, хорошо проявлена обратная по сравнению с островодужной стадией эвгеосинклинали стратиграфическая зональность: существенно калиевые вулканиты — внизу разреза, а натриевые — вверху.

Отмеченные изменения состава вулканитов сопровождаются закономерной сменой платформенных осадков осадками геосинклинальными, включая турбидиты, глубоководные радиоляриты и др. [288].

Рифтовый магматизм на западе Урала на площади рамы ордовикско-карбоновых эвгеосинклинальных отложений по мере образования океанической структуры затухал и дал небольшую вспышку лишь в среднем девоне и чуть раньше. Эта вспышка рифтового магматизма недостаточно изучена. Она проявилась и в причлененных с востока к континенту ордовикских, силурийских и девонских геосинклинальных толщах, слагающих ныне азиатский склон Урала. В предэйфельское время отмечаются небольшие проявления щелочных базальтоидов и других эндогенных представителей рифтогенного и предрифтогенного (диасхизисного) этапа вплоть до появления кимберлитоподобных пород. Чанчариты Южного Урала, пиропы в такатинской свите среднего девона Полюдово-Колчимского поднятия на западном склоне Северного Урала и, возможно, некоторые редкометальные гранитоиды Приполярного Урала принадлежат к числу этих запоздалых или повторных проявлений ранней активизации и рифтогенеза.

Такое запоздалое или повторное проявление догеосинклинального магматизма в зоне раздвижения континентальных плит не является уникальной особенностью Урала. Убедительным примером может служить щелочной третичный магматизм Канарских островов, расположенных вблизи северо-западного побережья Африки в зоне юрского разрыва, отделившего от нее Северную Америку.

Доордовикские магматические породы Урала, имеют, как правило, специфическую металлогению и комплекс химических элементов,

характерных для рифтовых зон [146, 16 и др.]. Это — Ti, P, V, Cr, Fe, Co, Cu, Zn, Pb, Au, Mo, Nb, Ce, Zr, Ba, U, Sr, F и др.

Все исследователи средней и южной части западного склона и приосевой полосы Урала теперь уже признают, что магматиты этих районов и заключающие их осадочные породы не похожи на эвгеосинклинальные. Поэтому, указывая на сходство этих пород с платформенными, большинство исследователей связывают их или с особыми геосинклиналями (парагеосинклиналями и др.), развивающимися на платформенном основании, или с посторогенными этапами недоразвитых в начальных фазах байкальских геосинклинальных циклов. Число таких предполагаемых геосинклинальных циклов в рифее и венде – кембрии у разных исследователей, — колеблется от одного до пяти, и их границы во времени не совпадают.

Важно отметить два обстоятельства. Во-первых, изверженные породы и вмещающие их толщи (платформенные, карбонатные и терригенные, среди которых часты грубые континентальные молассоиды и отсутствуют пачки геосинклинальных кремней) имели рифтогенный характер, по крайней мере уже в начале среднего рифея, за 900 млн. лет до полного раздвигания континентальных блоков в ордовике. Во-вторых, кембрийские (венд-кембрийские) рифтогенные породы, как осадочные, так и изверженные, существенно не отличаются от более ранних вендских и рифейских. Они настолько близки по фациальной характеристике, что нет возможности их расчленять по этим признакам. И если отсутствуют, как обычно, руководящие органические остатки, то образования венда и кембрия, включая и магматиты, объединяют в одну серию (комплекс, толщу), отвечающую венд-кембрийскому этапу. Уже по одному этому обстоятельству нельзя предполагать, как это было сделано в работах [80, 81, 288, 264], что только с кембрия, а не раньше магматизм в западных экстернидах Урала был рифтогенным.

Есть и противоположная, но также, видимо, ошибочная гипотеза о том, что на Урале не только проявился очень ранний рифтогенез, но уже в позднем протерозое существовал океанический бассейн [331]. Из сказанного выше видно, что такое предположение не подтверждается формационным составом осадков и изверженных пород. Ни в рифее, ни в венде на Урале нет никаких достоверных следов существования океанической коры. В отложениях этого времени не видно следов береговой линии, не видно формаций континентального склона и его подножия, которые ясно прослеживаются в палеозое вдоль всего Урала [289]. Вряд ли это происходит вследствие худшей сохранности верхнепротерозойских отложений по сравнению с палеозойскими. В Башкирском и Уралтауском мегантиклинориях протерозойские толщи хорошо обнажены. Машакские рифтогенные формации ясно прослеживаются лишь на 150–200 км, обнаруживая признаки выклинивания. Можно представить, конечно, что раздвижение некоторых из доордовикских рифтов привело к образованию океанической структуры типа Красного моря. Затем она была закрыта сжатием с полной субдукцией океанической коры и не оставила после себя никаких следов. Но пока нет оправданий для такого предположения.

О СКЛАДЧАТОСТИ, НАДВИГАХ И ХАРАКТЕРЕ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Исследователи западного склона Урала единодушно признают, что главные складчатые деформации доордовикских толщ обусловлены герцинским диастрофизмом. Относительно существования более древней складчатости и тем более ее интенсивности, характера и генезиса мнения сильно расходятся. Большинство исследователей говорят о байкальской складчатости (или байкальских складчатостях) как о само собой разумеющемся явлении, поскольку, по их представлениям, существовала байкальская геосинклиналь (или геосинклинали) и проявились "тектоно-магматические циклы", под которыми подразумеваются те же геосинклинальные циклы [28]. При этом предположения и допущения нередко не отделяются от действительных наблюдений. Что касается последних, то они обычно не выходят за рамки установления стратиграфических перерывов и лишь в редких случаях угловых несогласий. В частности, такие несогласия отмечаются на Приполярном Урале между маньинской и пайпудынской свитами, с одной стороны, и ордовикской и тельпосской — с другой, а на Южном — между отложениями среднего ордовика и верхнего рифея (инзерской свитой) и менее выдержанные — между отложениями среднего и нижнего рифея.

При рассмотрении наиболее полных, наиболее вскрытых, наиболее изученных разрезов западного склона Урала, какими, несомненно, являются разрезы Башкирского антиклинория — стратотипа разрезов рифея, не отмечается частых угловых несогласий и перерывов. На вертикальном интервале более 12 км, охватывающем период осадкообразования свыше 1 млрд. лет, мы видим по существу лишь три почти повсеместных ясных несогласия. Одно в самом верху между свитами ашинской серии венда – кембрия, с одной стороны, и нижележащей укской свитой кудаша и миньярской верхнего рифея — с другой. Второе между отложениями юшинской и одновозрастной ей бакальской свитой нижнего рифея, с одной стороны, и машакской и близкой ей по возрасту зигальгинской среднего рифея — с другой. Третье, неповсеместное, между отложениями среднего и верхнего рифея. Во втором случае отмечено не только стратиграфическое, но местами и сильное угловое несогласие [168]. Однако в самой северной части Башкирского антиклинория в карьерах Бакальского рудника на контакте бакальской и зигальгинской свит наблюдается переслаивание слагающих их пород (в основном сидеритов и глинистых сланцев с кварцитовидными песчаниками). Указание на признаки здесь древней коры выветривания глинистых сланцев [341] основано на недостаточно убедительных данных и не подтверждено более полными наблюдениями. Угловое несогласие в залегании этих свит, как будто ясно вырисовывающееся по данным буровых скважин, в действительности здесь отсутствует. Кажущееся небольшое несовпадение наклона обеих полого лежащих свит обусловлено перемещением во времени к северу фациальной границы между ними. При-

брежные песчаники и более удаленные от берега глинисто-карбонатные осадки меняли свое положение в зависимости от уровня водного бассейна. Этим же объясняется и упомянутое выше переслаивание на границе между ними. Согласное залегание этих свит отмечается и в южной части Башкирского антиклинория.

Других стратиграфических несогласий во всем интервале верхнего протерозоя в указанном стратотипическом разрезе нет, если не считать предполагаемого небольшого перерыва (без углового несогласия) между укской и миньярской свитами (на границе рифея и кудаша). Уже по одному этому обстоятельству выделение "авзянской фазы" байкальской [58, 59 и др.] или дальсландской (гренвильской) складчатостей представляется необоснованным. В сумме с другими, прежде всего формационными признаками платформенных условий, это приводит к заключению об отсутствии и "бакальской фазы" байкальской (эльсонской, готской) складчатости.

Стратиграфические перерывы с угловыми несогласиями и стратиграфические перерывы без угловых несогласий обычно однозначно принимают как свидетельство складчатости. Между тем это неправильно. Перерывы и угловые несогласия, даже установленные на значительных площадях (десятки тысяч квадратных километров), могут быть вызваны разными причинами. В данном случае можно предполагать, что они являются следствием предрифтового диапирового поднятия земной коры и грабенообразования с опусканием и поворотом блоков по листрическим сбросам, столь характерным для всех современных континентальных рифтов. Стратиграфические и особенно угловые несогласия являются наиболее характерным признаком, свойственным большинству континентальных палеорифтов. Именно по этому признаку некоторыми исследователями даже предложено отличать отложения рифтовых зон от образований другого происхождения [15]. Блоковые перемещения вдоль вогнутых поверхностей, листрических сбросов, выжимание силой веса более податливых пород в полости тектонического раздвигания, гравитационные перемещения при грабенообразовании и другие причины неизбежно должны были вызвать местную складчатость. Например, в Суэцком миоценовом рифте установлено образование хорошо выраженной складчатости в блоках при их опускании по листрическим сбросам. Особенно сильная смятость и нарушенность эоценовых слоев отмечаются в контактах с упомянутыми сбросами. При этом установлены крупные оползни (1,5×2 км), в результате чего образуются надвиги. Так, верхняя меловая серия осадков надвинута на 0,5 км на эоценовые мергели и известняки [415].

Нет нужды предполагать, как это нередко делают, что этапы растяжения включают импульсы сжатия, которые могут деформировать материал заполнения полостей разрыва и приводить к складчатости податливые образования. В то же время пока нельзя категорически отрицать, что такой импульс сжатия был на Урале в предашинское время. Так или иначе, но известно, что приразломная складчатость отмечается в областях тектонической активизации платформ [248] и особенно часто в пределах авлакогенов

в нижних сериях платформенного чехла [28, 397]. Роль последнего в нашем случае играют рифейские и вендские отложения.

Для правильного истолкования стратиграфических и структурных несогласий в исследуемых толщах решающее значение должен иметь формационный анализ. Если он указывает на геосинклинальную обстановку, то в общем случае несогласия, скорее всего, указывают на складчатость. В случае же обстановки консолидированной платформы, отмечаемой соответствующими формациями (кварцитами, аркозовыми песчаниками и др.), перерывы, несогласия, в том числе и угловые, почти наверняка говорят о вертикальных перемещениях нескладчатого типа.

Формационный анализ осадочных толщ западного склона и приосевой зоны Урала производился до настоящего времени исключительно с "геосинклинальных" позиций и привел в конечном итоге к необъяснимым противоречиям: свиты аркозовых и кварцевых песчаников, закономерно располагающиеся в толщах рифея, пришлось признать совершенно чуждыми, случайными, исключить их из оценки тектонического развития западной рамы уральской эвгеосинклинали [165]. Но и при таком решении сохраняются серьезные противоречия между составом формаций и заключением о геосинклинальном характере уральского осадочного рифея: здесь нет офиолитов, в том числе характерных кремнистых сланцев (яшм), нет граувакк, нет флиша, нет настоящих аспидных формаций. А длительность предполагаемого геосинклинального цикла оказалась равной 1 млрд лет!

Формационный анализ толщ западного склона и приосевой зоны Урала с новых позиций — дело ближайшего будущего. Ниже приведено лишь несколько принципиальных соображений. Б.М. Келлер [166] относит мощные отложения аркозовых и кварцевых песчаников местами с прослоями конгломератов зильмердакской (низы верхнего рифея) и зигальгинской (низы среднего рифея) свит западного склона Урала к фалаховой формации. Эта формация, характеризующаяся олигомиктовым или чисто кварцевым составом обломочных пород, по определению Б.М. Келлера, "является совершенно чуждой в миогеосинклинальном ряду формаций; ее вторжение связано с кратковременными эпизодами поднятия платформы, бывшей в рифее основным поставщиком обломочного материала" [165, с. 104].

Новые данные [309, 312, 399, 13] показывают, что источник обломочного материала, сформировавшего большую часть разреза Башкирского антиклинория, в том числе и фалаховую формацию упомянутых свит, был почти местный — главным образом восточный край Восточно-Европейской платформы. Его расположение в течение рифея неоднократно менялось. В начале раннего рифея привнос был с близкого расстояния с запада, затем, в саткинское и бакальское время, — с востока и юго-востока, в самом начале среднего рифея — с севера, а когда формировалась фалаховая зигальгинская свита — опять с близкого расстояния с запада. Позже, в среднем рифее, в рассматриваемом районе материал

приносился с запада, а в зоне Уралтау — с востока. В начале позднего рифея формировалась зильмердакская свита (прототип фалаховой формации по Б.М. Келлеру), поступление обломочного материала шло опять с близкого расстояния с запада, с края платформы, и с северо-запада.

О недальнем пути транспортировки обломочного материала прежде всего говорят галечники и конгломераты, отмечаемые на всех уровнях в кварцитах и песчаниках айской свиты, занимающей ту же базисную позицию в нижнем рифее, что зигальгинская — в среднем, а зильмердакская — в верхнем рифее. Конгломераты, в том числе валунные, и галечники отмечаются по всему разрезу шатакской (машакской) свиты. Последняя включает кварциты и песчаники и имеет очень близкое стратиграфическое и пространственное положение с зигальгинской свитой. Некоторые исследователи не без оснований считают ее фациальной разновидностью зигальгинской свиты. Есть конгломераты и в собственно зигальгинской и в зильмердакской свитах, хотя и в значительно меньшем количестве. Мономинеральный кварцевый состав кварцито-песчаниковых толщ башкирского рифея не част: обычно это аркозовые, олиго- и полимиктовые образования.

Нельзя признать рассматриваемые фалаховые формации (преимущественно песчано-кварцевые толщи айской, зигальгинско-машакской, зильмердакской свит) случайно привнесенными, чуждыми закономерному ряду рифейских формаций Южного Урала уже по одному тому, что они занимают в этом ряду одинаковое и совершенно определенное место, что подчеркивалось многими исследователями. Фалаховые формации имеют базисное положение в нижнем, среднем и верхнем рифее и сверху сменяются алевролито-аргиллитовыми и далее строматолитовыми карбонатными толщами. Отмечены они и в терминальном рифее (кудаше), венде и в венде – кембрии. Здесь они лежат в основании осадочных циклов, хотя и менее четких и более коротких. Для их образования нет нужды предполагать кратковременный подъем платформы. Фалаховые формации являются своеобразной континентальной молассой, обусловленной рифтогенным рельефом, возникшим на приподнятой части платформы в зоне последующего утонения ее земной коры и разрыва. Типичные особенности фалаховых формаций, установленные Б.М. Келлером [165], вполне объяснимы при таком предположении.

Фалаховые и близкие к ним по составу образования в Башкирском антиклинории ассоциируют с красноцветными отложениями. Последние, как известно, являются характерным элементом разрезов древних рифтовых долин. Весьма показательно отсутствие в рассматриваемом регионе настоящих аспидных формаций, свойственных геосинклинальным комплексам [19].

Если мы обратимся к уже цитировавшимся и другим работам по западному склону Урала, то увидим, что основанием для указаний на байкальскую складчатость обычно служат также конгломераты и другие преимущественно грубые молассоиды внутри пачек

платформенных (или "миогеосинклинальных") осадков и на границах, отмечающих разрыв. При этом депрессии обычно трактуются как прогибы, а поднятия — как результат складчатости, хотя никаких доказательств в пользу этой привычной трактовки нет. Можно предполагать, что в данном случае эти явления, скорее всего, вызваны другими причинами, а именно рифтообразованием в зоне будущего разрыва платформ.

Дело не только в том, что образование складчатости в жесткой консолидированной платформе мало вероятно, так как оно требует "флюидизации" слагающих ее пород или других особых условий. Выполненные на Урале палеогеографические реконструкции не обнаруживают крупных постепенно и длительно формирующихся зон поднятий и межгорных прогибов, а указывают на весьма динамичную картину непостоянных, относительно узких, но контрастных форм рельефа. Об этом говорят прослои грубых (иногда валунных) конгломератов, многократная смена в течение всего рифея и венда направлений и источников сноса обильного кластического материала на весьма ограниченной площади Башкирского (западная зона) и Уралтауского поднятий Южного Урала [309]. На грабеновый тип рельефа убедительно указывают большие мощности (до 2–3 км) осадочных, главным образом обломочных пород, сосредоточенных в узких депрессиях (15–30 км при длине 100–200 км), при исключительно медленном накоплении осадков по всему району теперешнего Башкирского антиклинория.

Именно контрастностью рифтового рельефа следует, видимо, объяснить смену типов разрезов осадочных пород в зонах разломов. Обычно эти различия в типах разрезов не очень сильны и не выходят за рамки смены отложений, характерных для чехла краевых частей платформ, а нередко даже и более узких границ. Так, в уже неоднократно упоминаемой выше машакской (шатакской) свите низов среднего рифея в западном типе разреза преобладают песчаники и кварциты с прослоями конгломератов и основных вулканитов и глинистые сланцы вверху. В восточном типе разреза, сменяющем западный в зоне Зюраткульского разлома, мы видим в общем те же породы, но только мощность прослоев вулканитов сильно возрастает и появляются липаритовые порфиры. В других свитах в одном типе разрезов по сравнению с другим больше или меньше сланцев, доломитов, кварцитов или конгломератов. Эти различия объяснимы особенностями осадконакопления в связи со спецификой развития рифтогенного рельефа и магматизма.

В.А. Романов пишет [309, с. 127]: "Резкую смену типа разреза по линиям региональных разрывных нарушений мы рассматриваем в качестве одного из основных доказательств существования крупных надвигов, по которым отдельные блоки испытывали субгоризонтальное смещение на огромные расстояния". И хотя исследователь в какой-то мере признает ненадежность такого заключения, он все же на его основании рисует палинспастические схемы гигантских надвигов в рифейское время на западном склоне Южного Урала.

"Шарьяжные (?) кембрийские структуры, наложенные на складки регионального течения венда – раннего кембрия", изображает на своей схеме складчатых структур Урала К.П. Плюснин [271, с. 61]. Одновременно он указывает, что "ранние структуры передислоцированы в более позднее время и поэтому выделить все разнообразие древних складчатых структур практически невозможно" [271, с. 65].

К совершенно другому выводу о байкальской тектонике, и в частности о складчатости, пришел Г.А. Смирнов [348], а затем и А.А. Пронин [283]. Последний более 10 лет изучал допалеозойскую историю Урала и провел специальное исследование характерных разрезов как на западном, так и на восточном склоне с целью выяснения особенностей байкальской складчатости. Он пришел к заключению о резком различии спокойных дислокаций в рифейских толщах и интенсивных — в палеозойских. А.А. Пронин показал, что как на западном, так и на восточном склоне пликативная тектоника рифейского этажа характеризуется пологими брахиформными, иногда близкими к куполовидным структурами, свойственными платформенным отложениям. Местами появляющиеся гребневидные линейные складки имеют более молодой возраст. С ними связаны крутые разрывные нарушения типа взбросов, часто вмещающие дайки габбро-диабазов. В работе А.А. Пронина [283, с. 8–35] дано подробное изложение результатов его исследования. Приведены убедительные аргументы в подтверждение того, что на западном и восточном склонах Урала в рифее и венде существовал платформенный, а не геосинклинальный режим. В числе этих аргументов А.А. Пронин указывает на отсутствие геосинклинальной складчатости и очень малую (меньшую даже, чем на платформах) скорость накопления осадков в Башкирском и Уралтауском поднятиях Южного Урала.

Вместе с тем, ошибочно принимая, как и все другие исследователи в то время, докембрийские образования Приполярного Урала за эвгеосинклинальные, А.А. Пронин предполагал их распространение в южном направлении восточнее обнаженного Урала, в пределах его восточной зоны, покрытой послепалеозойскими осадками. Таким образом, А.А. Пронин не отрицал наличия геосинклинальных байкалид в зоне Урала, как это ему приписывают теперь некоторые геологи, пытаясь умалить значение новых взглядов.

О ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЯХ НА ВОСТОЧНОМ СКЛОНЕ УРАЛА

На азиатском склоне Урала среди палеозойских геосинклинальных отложений допалеозойские и кембрийские образования достоверно известны в немногих приподнятых блоках гранитизированных метаморфических пород, а именно: в Сысертско-Ильменогорском сильно деформированном блоке и Салдинском на Среднем Урале, Талдыкском и других на крайнем юге, в Мугоджарах и немногих выходах метаморфизованных пород с редкими органическими остат-

ками кембрия, венда и рифея (?) в самых восточных береговых обнажениях рек, текущих с Урала на Западно-Сибирскую низменность. Для многих обнажений метаморфизованных пород на восточном склоне Урала доордовикский возраст спорен. Необходимо заметить, что даже при признании допалеозойского возраста различных, достаточно распространенных здесь образований среди них не находится явно гео-, эвгеосинклинальных [235, с. 98, 99].

А.А. Пронин, ссылаясь на свои наблюдения в разных районах восточного склона Урала, и в частности по р. Уй ниже г. Троицка, где осадочные породы позднего докембрия выходят на протяжении около 23 км, пишет об отсутствии принципиальных различий в составе отложений рифея на западном и восточном склонах Урала и об одинаковом типе вулканизма в обеих зонах [283].

В разное время были высказаны соображения о рифтогенной позднепротерозойской природе гипербазитов восточного и юго-западного склонов Урала [247, 43, 213]. Эти гипербазиты встречаются в виде сильно деформированных тел среди древних толщ ильменогорско-сысертского, восточномугоджарского, максютовского и отчасти других комплексов. Однако сколько-нибудь убедительных данных об их позднепротерозойском возрасте нет. В древних блоках они метаморфизованы и обычно приурочены, как и в толщах палеозоя, к узким зонам, видимо, тектоническим швам. Об этом говорят сопровождающие их бластомилониты, рассланцевание и смятие. Иногда, как, например, в сысертско-ильменогорском комплексе, гипербазиты полностью преобразованы, скорее всего, позднепалеозойским региональным метаморфизмом. По-видимому, в некоторых древних комплексах, таких, как максютовский и, быть может, восточномугоджарский, метаморфизованные гипербазиты, как и вмещающие их толщи, принадлежат к образованиям раннего протерозоя.

С.В. Москалева [247] высказала соображения о докембрийском возрасте гипербазитов Сакмарской зоны юго-западного склона Южного Урала на основании главным образом субширотной ориентировки полосчатости внутри массивов. Эти соображения не потеряли своего значения и были лишь существенно уточнены [91, 327]. Установлено, что не только в Сакмарской зоне, но и на Полярном Урале элементы полосчатости в гипербазитах не подчинены современной субмеридиональной ориентировке линейных структур вмещающих толщ, а имеют собственный рисунок, видимо зависимый от контуров массивов. Однако эти данные не имеют однозначного возрастного толкования. Судя по парагенезису минералов, полосчатость сформировалась при температурном уровне гранулитовой фации. Поэтому она могла быть образована при формировании самых массивов до или во время их внедрения в земную кору, например, в ордовике, при раздвиге океанической земной коры. Радиометрические данные о возрасте габбро Восточно-Войкарского гипербазитового массива (1400 млн. лет) очень интересны, но также однозначно не решают проблему возраста их внедрения в земную кору [73].

ДАННЫЕ ГЕОФИЗИКИ. СВЯЗЬ УРАЛА И ТИМАНА

Имеющиеся геологические материалы не только не дают никаких оснований для представлений о существовании байкальской и более ранних рифейских геосинклиналей, но и свидетельствуют против таких представлений. Данные геофизики о глубинном строении Урала и прилегающих к нему областей говорят об отсутствии признаков геосинклинальных образований вне интернид уральской палеозойской геосинклинали. Последние хорошо очерчиваются по гравиметровым и отчасти магнитным данным в виде зоны супермаксимума — меридиональной полосы, четко прослеживающейся через весь Урал [253, 26]

В пределах этой полосы верхний "гранитный" геофизический слой утонен и местами почти полностью замещается подстилающим его "базальтовым" слоем, достигающим 35 км мощности. Этой зоне отвечает ясно выраженная узкая ложбина на поверхности Мохоровичича, выявляемая сейсмикой. Ничего похожего не наблюдается вне интернид палеозойской геосинклинали. Под областями наибольшего распространения доордовикских базальтоидов в осевой зоне Урала и на его западном склоне отсутствуют гравиметровые аномалии, которые могли бы хоть в какой-то мере быть сопоставимы с аномалиями эвгеосинклинальной зоны восточного склона Урала. В указанных районах с глубин от 4,5 до 6–7 км, по геофизическим данным, включая и сейсмические, отмечается кристаллический фундамент карелид Русской плиты. Нет здесь и понижения поверхности М. Это лишний раз подтверждает отсутствие геосинклинальных байкальских образований в зоне Урала и указывает на платформенный режим образования доордовикских магматитов.

О негеосинклинальной природе верхнепротерозойских отложений Башкирского антиклинория и осевой зоны Урала говорит и их сопоставление с одновременными и похожими по составу образованиями ближайших к Уралу авлакогенов на Русской плите. Характерные платформенные формации, такие, как фалаховая, слоистых известняков и другие, позволяют производить такое сопоставление. Такие отложений айской свиты сопоставляются с красноцветными отложениями тюрюшевской и алевролито-глинистыми породами нижней части арлаюской свит Осинско-Калтасинского авлакогена Русской плиты [356, 258]. Более верхние части разрезов тоже хорошо сопоставляются с учетом гораздо меньших мощностей в авлакогенах платформы по сравнению с Уралом [280].

Рифтогенные молассы, такие, как в машакской или в зильмердакской свитах (бирьянские гравелиты и песчаники), на Русской плите встречаются лишь в авлакогенах (палеорифтах) и отсутствуют вне их [356]. Так, в наиболее близких к Южному Уралу глубоких скважинах (Кабаково-82 и Кулгунино-1) отсутствует бирьянский комплекс [12]. Красноцветные отложения и грубые моласcоиды, весьма характерные, как известно, для палеорифтов, яв-

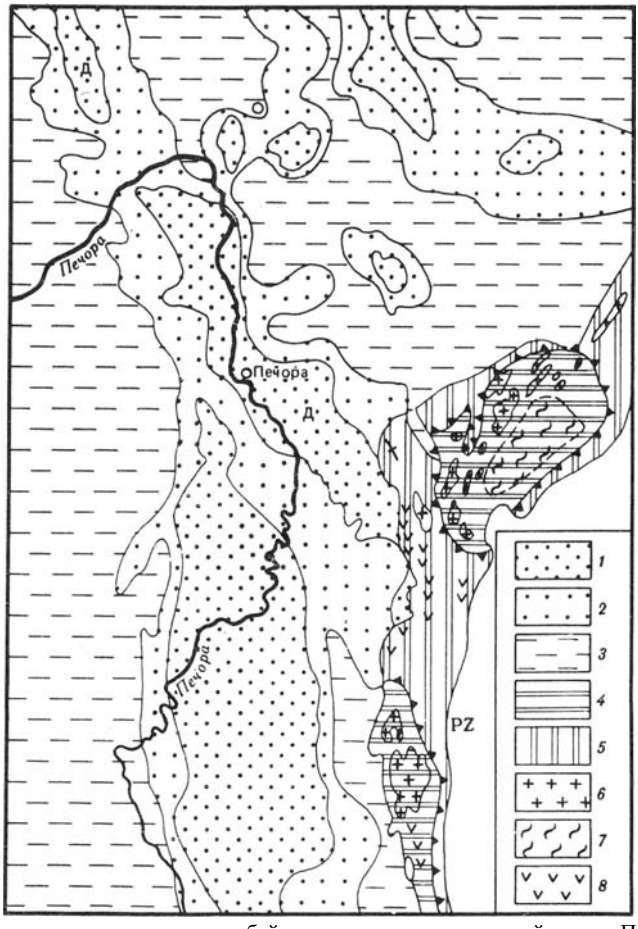


Рис. 2. Сопоставление реликтов байкальских структур осевой зоны Приполярного Урала и магнитных аномалий на смежной части Русской плиты, по В.Н. Пучкову [287], с изменениями

1–3 — магнитное поле (Δ Т): *1* — положительное (Д — Денисовская аномалия), *2* — слабоположительное, *3* — отрицательное; *4–8* — реликты байкальских образований в доордовикских отложениях: *4* — антиклинориев, *5* — синклинориев, *6* — интрузии, *7* — область развития гнейсов, *8* — область развития вулканитов

ляются как на Урале, так и в авлакогенах Русской плиты существенным элементом. Никто из исследователей не приписывал геосинклинальную природу авлакогенам Русской плиты.

Доордовикские магматические комплексы в северной части Урала имеют уральские простирания: меридиональные южнее 64°30′ и северо-восточные севернее этой широты. В.Н. Пучков [287] и А.А. Пронин [283] считали, что магматические комплексы приобрели такие направления вследствие более поздней, видимо герцинской, складчатости и динамометаморфизма, а исходно они имели северо-западное направление, параллельное направлению Денисовской поло-

жительной магнитной аномалии[1]. Последняя отходит на северо-запад в закрытые пространства Приуралья приблизительно от зоны наибольшего развития основных вулканических пород маньинской свиты (рис. 2). Предполагают, что аномалия обусловлена продолжением последних на северо-запад. Реликт структуры такого направления в виде простираний линзы межгорной молассы нижнего ордовика В.Н. Пучков установил лишь в северо-западной части рассматриваемого региона по левобережью ручья Вангыра.

Для тектонической переориентировки простирания толщ, исходно имевших, как предполагают упомянутые исследователи, северо-западное направление, на современное уральское нужно, чтобы эти толщи, протягивающиеся на десятки и сотни километров, были повернуты по азимуту на 36° в южной части рассматриваемого региона и почти на 90° — в северной. Для такой кардинальной переориентировки, обусловившей полную деформацию, требуется исключительно сильное сжатие с неизбежным превращением исходных толщ в линейно вытянутые зоны сланцев, чего в действительности нет. Более поздний динамометаморфизм не везде затушевал первоначальные структурные взаимоотношения различных пород. В.Н. Пучков [288], базируясь главным образом на ориентировке Денисовской аномалии, полагает, что докембрийские структуры Приполярного Урала имели исходно северо-западное и северо-северо-западное простирание. С.Н. Иванов, однако, считает, что эти материалы показывают, что две крупнейшие структуры — Маньхамбовский и Хобеизский антиклинории с вмещенными ими интрузиями — имели исходно уральское субмеридиональное направление (первый 345–347°, второй от северо-северо-восточного до субмеридионального). Следовательно, Денисовскую аномалию северо-западного простирания или нужно объяснять влиянием карельского фундамента, что в работе Р.А. Гафарова [63] признается менее вероятным, или допустить, что основные изверженные породы рифтогенного характера распространены из района южнее горы Сабли по трем направлениям: на северо-восток, юг и северо-запад. Такая трактовка кажется весьма правдоподобной. Она хорошо вписывается в представления о тройных точках рифтогенеза и может быть увязана с предполагающимся левым сдвигом Сибирской платформы [112]. Не случайно в районе пересечения трех указанных направлений наблюдается наибольшее распространение щелочных базитов и меймечитов.

Предположение о расхождении из одной точки рифтов и связанного с ними магматизма в трех направлениях по азимутам 42° (Урал), 180° (Урал) и 328° (Денисовская аномалия), что составляет взаимные углы друг к другу 74°, 138° и 148°, является единственным, удовлетворительно объясняющим расположение на Приполярном Урале зон вулканизма и структурных элементов. Но Денисовская аномалия параллельна еще более крупной и лучше

[1] На Урале есть две Денисовские зоны. Вторая, более известная, Денисовская зона расположена в крайней юго-восточной части Урала (в Зауралье).

проявленной структуре — Тиманскому кряжу, отходящему от Урала из области Полюдова Камня на северо-запад и идущего в этом направлении примерно в 300 км к югу от Денисовской аномалии, вплоть до Чешской губы Баренцева моря. Структуры Тимана прослеживаются и далее на северо-запад через п-ов Канин до северо-восточного побережья Норвегии. Если вывод из анализа магматизма и структур Приполярного Урала правилен, то несомненно, что и Тиман имеет в принципе не складчато-геосинклинальную, а рифтогенную природу.

Как известно, на строение и происхождение Тимана существуют разные взгляды [102, 256, 63, 65, 151, 304, 305, 45, 74 и др.]. Почти все исследователи вслед за Н.С. Шатским представляют себе Тиман как миогеосинклинальный край байкальской эвгеосинклинали, проходящей северо-восточнее под впадиной Большеземельской тундры. Здесь эвгеосинклиналь отмечается Денисовской магнитной аномалией и лежащими на ее южном продолжении якобы эвгеосинклинальными магматическими толщами приосевой зоны Полярного Урала. Все авторы без особых мотивировок говорят о складчатом рифейском основании и более молодом палеозойском этаже в строении Тимана.

По-видимому, лишь один П.Е. Оффман [256], давший прекрасное описание природы и геологического строения Тимана, был поражен отсутствием складчатости и ступенчатым строением большей части Тимана и входящего в его зону Четласского Камня. Он привел хорошее описание и отличные фотографии горизонтально и слабонаклонно лежащих толщ верхнего рифея (известняки, доломиты, серицито-филлитовые сланцы, кварциты и песчаники). Тектонические формы Тимана, пишет П.Е. Оффман, "очень однообразны и весьма просто устроены. Степень их сложности определяют валы, сочленяющие синеклизы и ступени, сочлененные флексурами и флексурообразными складками. Такого рода однообразные и простые сооружения указывают на то, что движения, их сформировавшие, могли быть только однообразными и простыми. Этот вывод согласуется с ранее сделанным выводом о том, что тектонические формы Тимано-Печорской провинции образовались в процессе неравномерных и неодновременных опусканий" [256, с. 132].

П.Е. Оффман установил отсутствие признаков сжатия, горизонтальных сколов. Ступени и их сочленения представляют собой основные тектонические формы Тимана. Все другие тектонические образования, пишет П.Е. Оффман, являются подчиненными, производными от основных его тектонических форм.

В результате своих исследований П.Е. Оффман пришел к заключению, что Тиман образовался на месте верхнерифейской синеклизы, протягивающейся в область современного западного склона Южного Урала и располагающейся по краю архейско-протерозойской Русской платформы. Заполнившие синеклизу осадки были осложнены ступенчатыми сбросами с новыми опусканиями, и Тиман превратился в горст на краю платформы.

Несколько позже было установлено (главным образом по наблю-

дениям на п-ове Канин и по скважинам), что в восточной зоне Тимана появляются смятые сланцевые толщи и четко проявлен метаморфизм зеленосланцевой фации (иногда с биотитом и эпидотом, на севере отмечается даже эпидот-амфиболитовая ступень). Местами, особенно в северной части Тимана, наблюдаются бластомилониты с сопутствующим диафторезом [102, 151, 305].

Изверженных пород на Тимане мало, но они похожи на магматические образования западного склона и приосевой зоны Урала. Среди них мы видим типичные породы рифтогенных зон — ультраосновные щелочные (биотитовые пикриты и др.), фенитизированные базиты, различные габброиды, сиениты и нефелиновые сиениты, граниты с характерным для предрифтогенных зон комплексом редких элементов. Весьма показательно присутствие карбонатитов, слюдистых перидотитов и пород, очень напоминающих кимберлиты.

Радиометрический возраст пород рифея в юго-западной сбросовой зоне Тимана около 1200–1300 млн. лет [151, 233]. Смятые породы более восточной зоны и прорывающие их магматические образования моложе — 625–500 млн лет.

Осадочные платформенные формации рифея на Тимане, ясно выраженная ступенчатая тектоника этого кряжа, унаследованная, видимо, от ранних этапов его образования, характерный для рифтов состав изверженных пород, включая щелочные породы и карбонатиты, а также признаки редкометальной минерализации и находки кимберлитоподобных пород свидетельствуют, что Тиман представляет собой рифтогенную окраину Восточно-Европейской платформы. К северо-востоку от него, видимо, располагается в какой-то мере преобразованный утоненный край Восточно-Европейской литосферной плиты. Анализ всех имеющихся геофизических данных приводит к заключению, что нет никаких оснований предполагать в рифее в пределах Печорской синеклизы существование эвгеосинклинальной области байкалид [27]. Смятые рифейские породы и интрудировавшие их щелочные магматиты в северо-восточном шлейфе рифтогенной окраины платформы, скорее всего, являются шейковыми образованиями, аналогичными таковым на западном склоне Южного Урала. Описание и трактовка пород, вскрытых глубокими скважинами в районе Печорской впадины, сделаны с позиций эвгеосинклинального развития этой территории и мало что дают для решения этого вопроса [45 и др.].

По-видимому, поздневендский и раннепалеозойский рифтогенез прошел сначала в области современного западного склона Южного Урала, затем расколол более северные районы западного склона Урала и Тимана. Видимо, несколько позже он разветвился на Приполярном Урале. Раздвиг на Урале был полный и завершился в девоне закрытием океанической структуры. Раздвиг по Тиману и особенно по Денисовской аномалии, возможно, был небольшим и поэтому завершился замыканием без образования мощных гранитных серий.

Ошибочное представление о существовании байкальской и более ранних рифейских геосинклиналей в зоне Урала давало основание

для изображения океанического пространства в начале кембрия вдоль теперешней восточной окраины Восточно-Европейской платформы [115, 114, 85].

Рассмотрение палеомагнитных данных показывает, что они пока не очень надежны, но не противоречат изложенным выше выводам по истории формирования Урала.

МЕТАМОРФИЗМ

Толщи осевой зоны Уральского хребта, непосредственно примыкающие с запада к эвгеосинклинальным образованиям его восточного склона, сложены кристаллическими сланцами и в различной степени рассланцованными осадочными породами (кварцитами, песчаниками, филлитами, мраморизованными доломитами и известняками) среднего – верхнего рифея и венда – кембрия. Это формации чехла платформенной окраины. Степень их рассланцевания существенно выше, чем у трансгрессивно лежащих на них ордовикских осадочных пород и других более молодых геосинклинальных толщ, надвинутых с востока. Однако эта разница в степени рассланцевания заметна не везде и нередко затушевана более поздним интенсивным метаморфизмом.

Хорошие обнажения несогласного налегания среднеордовикских доломитов и песчаников с базальными конгломератами в основании на рассланцованные и сильно смятые верхнерифейские (инзерские) кварц-хлоритовые полосчатые сланцы имеются в верхнем течении р. Белой на Южном Урале. Ордовикские породы этого района описаны литологами [196]. Соотношение явлений метаморфизма и деформации в ордовикских и перекрываемых ими породах не освещены. В одном из наиболее эффективных обнажений по р. Белой близ турбазы в 1,5 км выше с. Каги можно наблюдать не только сам несогласный контакт, но и почти одинаковую по направлению, но резко различную по интенсивности деформацию верхнерифейских (инзерских) кварц-хлоритовых интенсивно смятых сланцев и сильно рассланцованных, но слабо смятых апоглинистых тонколистоватых сланцев венлока, сменяющих по разрезу доломиты ордовика. Не менее выразительный резко несогласный контакт между сильно смятыми доордовикскими (предположительно зигазино-комаровскими — средний рифей) кварцито-слюдистыми сланцами и перекрывающими кварцитами и конгломератами ордовика изучался нами в борту новой автотрассы от г. Белорецка на Уфу [117].

Считается, что доордовикские толщи подверглись метаморфизму сначала в завершающий этап развития байкальской геосинклинали, а затем повторно в орогенный этап каледонского (?) и герцинского цикла [70 и др.].

Однако из предыдущего изложения мы видели, что формационный состав горных пород в зоне Урала и другие геологические данные противоречат представлениям о байкальской геосинклинали и вообще исключают возможность существования здесь в позднем протерозое настоящих геосинклиналей. Таким образом,

метаморфизм доордовикских толщ Урала не имеет геосинклинальной предыстории.

При мотивировке выделения первого этапа метаморфизма обычно делаются ссылки не на фоновый метаморфизм доордовикских толщ, а на отдельные массивы или "комплексы" гранито-гнейсовых и амфиболито-сланцевых пород, известные в нескольких местах как в осевой зоне Урала, так и западнее. Остановимся сначала на широко распространенном и в общем гораздо более слабом фоновом метаморфизме, охватившем толщи западного склона и осевой зоны хребта.

По степени метаморфизма доордовикские толщи европейской части Урала, составляющие западную часть рамы палеозойской геосинклинали, разделяются на две зоны — западную, слабо метаморфизованную и восточную, которую обычно называют Центральноуральской или приосевой (осевой), а на юге Урала — также Уралтауской.

Как показали исследования В.И. Ленных [216], Ш.Н. Каца и Л.А. Гениной [160], в западной зоне на Южном Урале осадочные толщи полного разреза рифея Башкирского поднятия изменены в фациях эпи- и метагенеза и лишь в самых низах разреза и в вулканогенных породах отмечается мусковит-хлоритовая субфация зеленокаменных изменений. В восточной, Уралтауской, зоне преобладает метаморфизм фации зеленых сланцев (типичны хлорит и серицит). В северной части восточной зоны Южного Урала уже севернее хр. Уралтау наряду с зеленосланцевой фацией распространен метаморфизм и эпидот-амфиболитовой фации. Степень указанных изменений доордовикских пород в восточной зоне не зависит от их возраста. Границы фаций фонового метаморфизма здесь косо секут стратиграфические границы и имеют характерные уральские простирания. Возраст этого метаморфизма 380–420 млн. лет и еще чаще более молодой, герцинский.

На Среднем Урале в приосевой зоне преобладает зональный метаморфизм зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой ступеней. Как показали исследования, степень метаморфизма здесь на протяжении около 5–20 км неравномерно возрастает с запада на восток от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой ступени у плоскости Главного уральского разлома (надвига) [237]. Изучение амфиболов показало существенную роль в их составе глаукофан-чермакитового или гастингсит-чермакитового миналов, характерных для амфиболов зон высоких давлений.

Считается, что по Главному уральскому разлому (надвигу) палеозойские эвгеосинклинальные образования в какой-то мере надвинуты на лежащие западнее толщи [264]. Радиометрический возраст глаукофановых сланцев зоны этого надвига большей частью оказывается равным около 400 млн лет, что отвечает этапу сжатия при образовании земной коры переходного (островодужного) типа в эвгеосинклинальном пространстве азиатского склона Урала.

На Северном Урале в районе среднего течения р. Вишеры, хр. Кваркуш и водораздельных гор отмечается трансгрессивное

налегание ордовикских полимиктовых конгломератов и туфосланцев на полосчатые слюдисто-полевошпатовые песчаники, кварциты и филлиты терминального рифея (ослянская свита по К.П. Есипову, хобеинская по К.А. Львову). В этом районе на фоне преобладающего зеленосланцевого метаморфизма Н.П. Старков отстроил изограды распространения граната, биотита, хлоритоида и хлорита. Выделены прогрессивная стадия, связанная с динамометаморфизмом, стадия термального метаморфизма и заключительного диафтореза. Интенсивное проявление регионального метаморфизма следует считать здесь послеордовикским, поскольку ордовикские кварцевые конгломераты на плато Кваркуш метаморфизованы в равной степени с породами хобеинской свиты [359].

На Приполярном и Полярном Урале в восточной части приосевой зоны вблизи Главного уральского разлома (надвига) отмечается региональный метаморфизм амфиболитовой фации, который завершился плагиогранитизацией. Позже проявился динамический метаморфизм с образованием амфиболитовых и, в частности, глаукофановых бластомилонитов и гнейсов. Последним процессом был низкотемпературный диафторез. Отмеченные метаморфические преобразования протекали здесь в интервале от силура до карбона – перми [217].

Региональный "фоновый" метаморфизм в доордовикских образованиях Северного Урала не связан с массивами гранитоидов и со стратиграфической последовательностью. На основании того, что позднесилурийские и более молодые отложения в отличие от более древних метаморфизованы слабее, Ю.Е. Молдаванцев [246 и др.] пришел к выводу, что доордовикские толщи претерпели региональный метаморфизм в каледонское время. Этот метаморфизм, как считал Ю.Е. Молдаванцев, наложился на ордовикский структурный план и был подчинен осевой тектонической сланцевой зоне Урала. Метаморфизм в ней, как и на Среднем Урале, падает от амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой ступени в центре к зеленосланцевой — на западном крае (восточный перекрыт надвигом). Прогрессивная стадия сопровождалась рассланцеванием, регрессивная — нет.

Новые исследования на Приполярном Урале в общем подтвердили и уточнили эти данные [374]. Реликты эпидот-амфиболитовой фации с гранатом на фоне зеленосланцевых изменений отмечаются только в самом низу рифейского разреза в северной периклинали Хобеизского антиклинорного массива кристаллических пород, в районе интрузий гранитоидов. На территории распространения зеленосланцевой фации выделяются две основные субмеридиональные зоны: восточная биотит-хлоритовая и западная эпидот-мусковит-хлоритовая. Обе зоны включают интрузии гранитоидов, как рифейских, так и, видимо, более молодых. При этом не обнаружено влияния ни тех, ни других на изограду распространения биотита, разделяющую обе зоны.

При немногочисленных пересечениях контакта доордовикских метабазитов и несогласно на них лежащих ордовикских кварцито-

песчаников в обеих толщах отмечена зеленосланцевая ступень метаморфизма. На основании замещения хлоритоида и (гораздо реже) биотита хлоритом в доордовикских толщах Р.Г. Тимонина считает, что последние подверглись повторному зеленокаменному метаморфизму (диафторезу), в то время как в ордовикских этот повторный, более поздний метаморфизм был первичным. В ордовикских кварцито-песчаниках отмечается по сравнению с соответствующими породами хобеинской свиты верхнего рифея меньшая перекристаллизация цементирующего материала.

Таким образом, проведенные до настоящего времени исследования показывают, что фоновый метаморфизм западной части рамы уральской геосинклинали обусловлен в основном относительно поздними, каледонскими, и главным образом герцинскими процессами. В то же время местами просматриваются реликты более раннего доордовикского динамического метаморфизма.

На фоне низкотемпературного зеленокаменного метаморфизма, эпи- и метагенеза в Башкирском поднятии западной зоны и в Центральноуральской зоне в единичных случаях встречаются поля (полосы) более интенсивного метаморфизма, измеряемые обычно сотнями метров и километрами в ширину и единицами десятков километров в длину. Как правило, они отделяются от окружающих толщ не только ступенями метаморфизма и более сильной деформированностью, но и исходным составом пород. Среди них давно установлены древние дорифейские приподнятые узкие блоки (клинья) кристаллических толщ беломорид и карелид. На юге Урала — это Тараташский и Александровский блоки [302], а также, видимо, эклогит-глаукофановый максютовский комплекс, на севере — харбейский и хобеизский [164]. Кроме них, имеются массивы предположительно рифейского возраста.

Особый интерес представляет максютовский эклогит-глаукофановый комплекс хр. Уралтау, расположенный вдоль восточного борта осевой матаморфической зоны Южного Урала. Он отличается от других метаморфических блоков (клиньев) своим составом, большими размерами и рядом других особенностей. Это сильно уплощенный блок или клин длиной около 260 км при ширине 10–15 км (до 20) глубоко метаморфизованных пород. Среди последних характерно присутствие разнообразных, обычно глаукофанизированных эклогитов. Наиболее распространены слюдяно-кварцевые и графит-слюдяно-кварцевые сланцы, слюдистые кварциты, зеленые амфиболит-хлоритовые сланцы основного состава. Чисто глаукофановых сланцев здесь нет, но кристаллы глаукофана встречаются почти во всех породах комплекса. В тех или иных количествах нередко отмечаются гранат, натровые пироксены (главным образом жадеид-диопсид и хлормеланит), лавсонит, альбит, хлорит. Светлые слюды обычно представлены фенгитом, мусковитом и парагонитом [212]. В эклогитах южной части комплекса обнаружены муассанит в ассоциации с лонсдейлитом, что говорит о высоком давлении и чрезвычайно низком кислородном потенциале при образовании максютовских эклогитов.

Недавно В.И. Ленных дал новую трактовку строения максютовского комплекса. Он выделил нижний преимущественно кварцитовый комплекс с метааркозами, метаграувакками (?), эклогитами, слюдяными сланцами с гранатом и включениями глаукофана, хлормеланита и верхний меланократовый комплекс с зелеными хлоритовыми и хлорит-лавсонитовыми сланцами, амфиболитами и многочисленными мелкими телами антигоритовых серпентинитов, различных брекчий, в том числе с измененными родингитами. По представлению В.И. Ленных контакт между обоими комплексами тектонический, но оба комплекса как одно целое смяты в складки северо-восточного и субширотного направления.

Почти все породы, кроме изредка встречаемых массивных будин энстатитовых и энстатит-форстеритовых гипербазитов и эклогитов, рассланцованы и смяты в складки. Направление осей складок, как и простирание слоистости, преобладает северо-восточное с падением к северо-западу. Смятие светлых кварцитов, содержащих лишь ничтожное количество слюды, в сложные складки свидетельствует о пластичном течении почти чистого кварцевого материала, что возможно лишь при условиях, обеспечивающих массовый перенос ионов SiO_2 (повышенная температура и наличие раствора, способного переотлагать SiO_2).

С востока максютовский комплекс на всем протяжении ограничен Главным уральским разломом (надвигом), который отмечается вытянутыми телами серпентинитов и зонами меланжа. С запада толщи максютовского комплекса сменяются чаще всего кварцито-песчаниковыми и менее светлыми апоглинистыми и, возможно, апограувакковыми отложениями верхнего рифея [168]. Они изменены в фации зеленых сланцев и столь же интенсивно, как и максютовские толщи, смяты и рассланцованы. Однако простирание пород и сланцеватости в них в отличие от максютовских не северо-восточное, а меридиональное. В южной части комплекса по р. Баракал наблюдается интенсивная меридиональная сланцеватость в зоне контакта кварцито-слюдистых толщ северо-восточного простирания с толщами меридионального простирания. Многие исследователи [309, 90 и др.] отмечают тектонический характер контакта максютовского комплекса с вмещающими толщами. Далее на запад толщи верхнего рифея быстро сменяются отложениями палеозоя. При этом можно видеть, что хорошо обнаженные филлиты и песчаники фамена имеют тот же план деформации, что и толщи верхнего рифея с простиранием сланцеватости и слоистости на север.

Судя по реликтам структуры и состава, максютовский комплекс исходно включал кварциты, глинистые сланцы, изредка углистые сланцы, грауваккковые песчаники (?), базитовые вулканиты и, видимо, габбро, гипербазиты (мало), кварцевые порфиры и др. [212].

На ранних этапах метаморфизма базиты и отчасти другие породы были превращены в гранат-пироксеновые породы (эклогиты, эклогитоподобные, плагиоклаз-пироксеновые и др.), отвечающие условиям нижних зон континентальной земной коры. К этому этапу, возможно, относится образование некоторой полосчатости или ле-

жачих складок малоградиентного динамометаморфизма, связанного, по данным некоторых исследователей структур складок, с нагрузкой и погружением.

Главный этап динамического метаморфизма, вызвавший кристаллизационную сланцеватость и складчатость, сопровождался образованием глаукофана и других натриево-кальциевых амфиболов. Отчасти эти минералы подверглись действию метаморфизма. С последним связано также появление светлой слюды, лавсонита, хлормеланита и некоторых других минералов. Сланцеватость, как и слоистость деформированных толщ, имеет главным образом северо-восточное, неуральское, направление. Осевые плоскости складок наклонены на северо-запад. Зональность в распределении метаморфических минералов не установлена [212, 90, наблюдения автора].

Эклогиты, глаукофановые и глаукофансодержащие сланцы, гипербазиты и другие породы подверглись интенсивному неравномерному диафторезу, вследствие чего на всей площади комплекса превратились в зеленые кварц-хлорит-альбитовые сланцы и, реже, в массивные породы той же фации. Диафторез не сопровождался массовым динамическим метаморфизмом и даже частично уничтожал сланцеватость и следы других более ранних деформаций. Согласно Ю.В. Миллеру [154], отсутствует связь метаморфизма фаций глаукофановых сланцев с развитием уральской геосинклинали.

О происхождении максютовского комплекса существуют несколько предположений. Н.Л. Добрецов [90] считает, что эклогиты и глаукофансодержащие сланцы образовались в рифее при погружении базитов и граувакк в глубоководном океаническом желобе, породившем флюидное сверхдавление в результате дегидратации в зоне Беньофа–Заварицкого. Эту идею он дополнил в 1982 г. (устное сообщение) предположением о поднятии края материка (вследствие субдукции океанической коры), которое привело к эрозии и выводу на поверхность этой глубинной зоны.

Гипотеза о том, что максютовский комплекс — это рифейская зона уноса Беньофа–Заварицкого, встречает ряд серьезных трудностей. Во-первых, среди рифейских пород нет аналогов максютовских толщ по составу, в частности нет офиолитов. Весь комплекс пород рифея в регионе Урала не содержит формаций эвгеосинклинального типа. Во-вторых, простирание пород рифея почти везде на Урале меридиональное, а не восток-северо-восточное. В-третьих, максютовский комплекс, видимо, слишком широк. Ширина его вкрест восток-северо-восточного простирания при крутых падениях пород более 100 км. Гипотеза не дает объяснения также западному наклону осевых плоскостей складок. K–Ar-возраст слюд из альпийских жил в глаукофансодержащих сланцах 380–430 млн лет; имеется определение возраста глаукофана Rb–Sr-методом — 1100 млн лет. А.Ф. Ротару обнаружил в песчаниках машакской свиты низов среднего рифея обломки зерен глаукофана. Эти данные говорят лишь о том, что образование глаукофансодержащих сланцев древнее 450 млн лет и, возможно, относится к границе раннего и среднего рифея.

Соответствующее значение для марункеуского эклогитового комплекса Полярного Урала 1560 млн лет.

Нельзя предполагать, что максютовский комплекс является следом палеозойской зоны уноса Беньофа–Заварицкого. Помимо указанных выше соображений, противоречащих его толкованию как рифейской зоны уноса, возникают при палеозойском варианте дополнительные возражения. Западная граница палеозойской океанической структуры с материком была безусловно пассивной границей атлантического типа. Об этом говорят многие данные (см. раздел "История формирования земной коры Урала"). Следовательно, в палеозое вдоль западного борта эвгеосинклинали не могло быть зоны уноса. Противоречат такому предположению и обилие кварцитов в максютовском комплексе, и допалеозойские значения возраста глаукофана.

Следует предполагать, что эклогиты максютовского комплекса — образования дорифейские. Они представляют собой фрагмент глубоких частей края континентальной эпикарельской платформы. Гранатсодержащие породы, в какой-то мере подобные максютовским, были встречены при глубоком бурении в Волго-Уральской области [29]. В 150 км к юго-западу на простирании толщ максютовского комплекса в дорифейском фундаменте Русской плиты, по геофизическим и буровым данным, выделяются комплексы гранулит-базитового состава с северо-восточным простиранием [208].

В конце раннего рифея перед разрывом и раздвижением континентальной плиты вследствие диапирового подъема разуплотненной мантии в нижних и средних этажах земной коры можно предполагать образование на какое-то время локальных очагов высокого давления, приведших затем к вспучиванию земной коры и далее к рифтогенезу и частичному разрыву плиты, что подтверждается появлением грабенных формаций и соответствующих магматитов. Возможно, что это повышение давления, которое кратковременно до соответствующей деформации земной коры может, по ориентировочным расчетам, добавить к литостатическому 0,3–0,5 ГПа (3–5 кбар), обусловливает образование эклогитов. Многие данные как по Уралу, так и по современным рифтовым областям указывают на щелочной состав глубинных флюидов, обусловивших в данном случае привнос Na, сильное повышение флюидного давления и глаукофанизацию, накладывающуюся на эклогиты.

Указанный процесс глубинного диапиризма, приведший к разрыву верхней части земной коры и ее раздвижению или, что менее вероятно, сам явившийся следствием раздвига плит, сопровождался на глубине пликативной деформацией — образованием шейки и затем гравитационным выжиманием ее кверху [133]. Следы этого процесса — пологая кристаллизационная сланцеватость и образование лежачих складок с наклоном осевых плоскостей на северо-запад в сторону от оси рифта (рис. 3). Закрытие в палеозое образовавшейся океанической структуры, первый импульс которого проявился уже в раннем девоне, привело к замыканию континентальных плит и орогенезу с характерными меридиональными структурами.

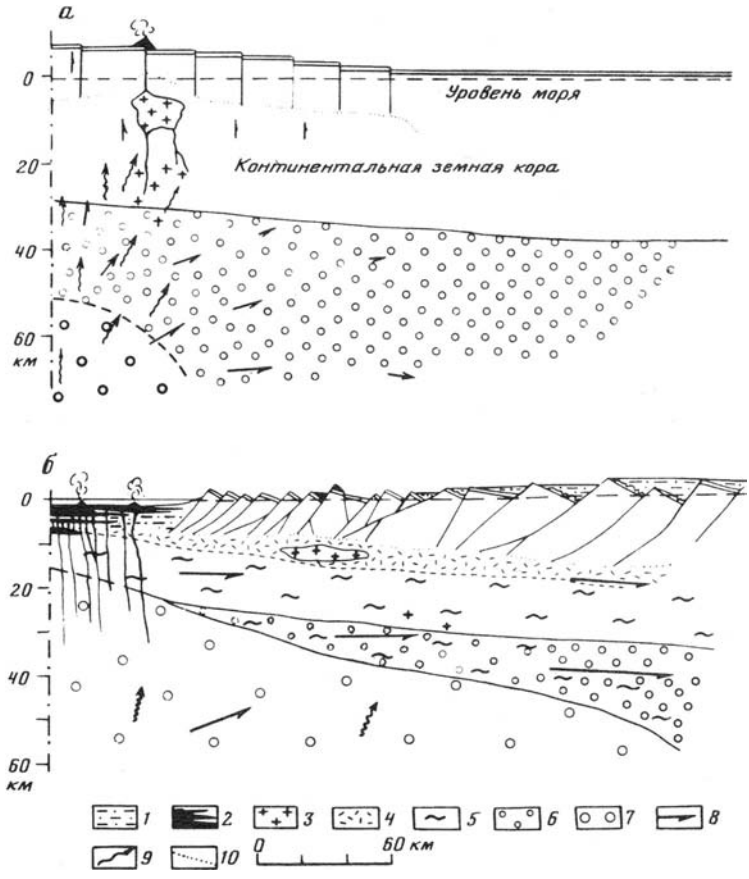


Рис. 3. Модель начального развития геосинклинальной области

Стадии развития земной коры: *а* — предрифтовая (диасхизиса), *б* — позднерифтовая. *1* — платформенные, главным образом грабеновые отложения; *2* — вулканиты, преимущественно базальты; *3* — интрузии и области их формирования; *4* — милониты и бластомилониты; *5* — пластически деформированные горные породы (гнейсы, сланцы и др.); *6*, *7* — верхняя мантия: *6* — нормальная, *7* — разуплотненная; *8* — направление и величина смещения вещества за несколько миллионов лет; *9* — направление поступления преимущественно щелочных флюидов с глубины более 100 км; *10* — верхняя граница области пластических деформаций с возможными явлениями милонитизации в ее верхней части

Тараташский мигматитовый комплекс выходит на площади около 400 км^2 среди нижнерифейских осадочных и вулканогенно-осадочных толщ. Контакты комплекса с вмещающими породами преимущественно тектонические, лишь местами на западе и юге он с размывом и несогласием перекрывается вулканогенно-терригенными отложениями раннерифейского возраста. Он сложен двупироксеновыми кристаллическими породами, гиперстеновыми метадиоритами и габбродиоритами, эндербитоподобными и чарнокитоподобными породами, гнейсами и кварцито-гнейсами с гранатом, силлиманитом, кордиеритом, графитом, магнетит-гиперстеновыми кварцитами, высокожелезистыми ультрабазитами и разнообразными диафторитами.

Состав пород тараташского комплекса, обычно сопоставляемый с архейскими гранулитовыми формациями фундамента Русской платформы, их северо-восточное и широтное простирание и радиометрические определения возраста указывают на принадлежность комплекса к архейскому фундаменту Русской платформы. Комплекс изучался многими исследователями. Последние данные по петрологии и строению, полученные при детальном картировании, опубликованы В.И. Ленных и В.И. Петровым [229, 211].

Картирование комплекса по составу пород разного исходного состава выявило три главные толщи: 1) нижнюю двупироксеновых "кристаллических сланцев", частично мигматизированных плагиогранитным материалом; 2) среднюю, несколько более кремнекислую, имеющую вид диоритовых гнейсов, и 3) верхнюю, аналогичную нижней, но более сильно гранитизированную. В северо-восточной части комплекса выявляется ядро антиклинали, погружающееся на юго-запад. Преобладают северо-восточные и северо-северо-восточные простирания пород. Отмечаются верхнепротерозойские дайки базальтов и пикритов широкого возрастного диапазона.

В развитии метаморфизма выделяются четыре этапа. Первый этап в условиях гранулитовой фации имеет возраст около 2700 млн лет (по данным α–Pb-метода). Гранаты в парагенезисе с биотитом, силлиманитом, кордиеритом и кварцем содержат 25–35% пиропового компонента и отвечают глубокой, алданской, фации глубинности по классификации А.А. Маракушева. Второй этап метаморфизма с возрастом 2100–1700 млн лет представляет собой высокотемпературный диафторез и гранитизацию гранулитовых ассоциаций в условиях амфиболитовой фации. На ранних этапах этого процесса образовались мигматиты плагиогранитного состава, чаще встречаемые в ядре антиклинали; на поздних, в результате привноса щелочей, — калиевые очковые мигматиты. Деформация, сопровождающая этот процесс, формировала субширотные структуры (СВ 55–70°). Третий (1200–1100 млн лет) и четвертый (600–400 млн лет) этапы определяются образованием бластомилонитов в условиях эпидот-амфиболитовой (третий) и зеленосланцевой фаций.

Составленная В.И. Ленных карта метаморфических фаций показала, что наибольшее распространение в незатронутых более поздней милонитизацией толщах имеет амфиболитовая и гранулитовая ступени метаморфизма, контуры которых нередко секут границы распространения пород исходно разного состава. Обе метаморфические фации (ступени) внутри себя и между собой не обнаруживают зональности и вполне однородны.

После формирования гнейсо-гранитов с калиевым полевым шпатом (второго этапа метаморфизма) уже в рифее произошла сильнейшая деформация на фоне падающей температуры, в результате которой гнейсо-граниты, мигматиты с калишпатом и другие породы были превращены во многих местах в различные бластомилониты с преимущественно северо-восточным, а не субширотным простиранием. В восточной части тараташского комплекса полоса бластомилонитов имеет ширину более 3 км и ошибочно принималась ранее за

стратиграфически самостоятельную бульдашскую серию. Бластомилониты обычно имеют очковую текстуру, содержат новообразования сине-зеленого амфибола, биотита, полевого шпата, эпидота, иногда ортита. Крупные кластозерна калиевого полевого шпата носят следы вращения и огибаются мелкозернистой тканью, содержащей обломки и реликты кластозерен и новообразования олигоклаза, амфибола, эпидота, кварца и мусковита. Степень перекристаллизации различна, вплоть до образования кристаллических полосчатых плойчатых сланцев.

Бóльшая часть бластомилонитов образована в условиях эпидот-амфиболитовой ступени, но часто встречаются и породы, превращенные в зеленые сланцы с хлоритом, серицитом и карбонатом. Такие низкотемпературные бластомилониты не только распространены вдоль восточного борта комплекса, но и образуют узкую зону, рассекающую с севера на юг весь тараташский комплекс, В.И. Ленных наблюдал постепенный переход бластомилонитов амфиболитовой ступени с почти широтной ориентировкой в хлорит-серицит-карбонатные сланцы меридионального направления. При этом можно было видеть потерю исходной ориентировки при развитии по жилкам и в массе хлорита, эпидота, слюды и образование сланцеватости.

Таким образом, ход формирования тараташского комплекса включает: образование в раннем докембрии гранулитовых двупироксеновых массивных пород ("кристаллических сланцев"), гранитизацию и смятие, завершающиеся образованием гранитных мигматитов с калиевым полевым шпатом. Следы этих древних процессов видны в незональных полях пород гранулитовой и амфиболитовой фации. После большого перерыва, уже в среднем рифее, началось пластическое течение в северо-восточном направлении с образованием бластомилонитов сначала относительно высоких давлений и температур, а затем все более низких, давших на конечном этапе меридиональные зоны хлорит-слюдистых сланцев.

Первые два процесса — образование гранулитов и их гранитизация — являются этапами формирования земной коры Восточно-Европейской платформы, как это считают сейчас все исследователи тараташского комплекса.

Следует, однако, оговориться, что образование гранулитовой фации могло быть обусловлено локальным повышением температуры при диасхизисе в связи с внедрением высокотемпературного диапира с больших глубин. Такое явление отмечено, например, в Гренвильском поясе в Канаде и в массиве Йилгарн в Австралии. Образование бластомилонитов, произошедшее после огромного перерыва уже в среднем рифее, совпадает по времени с рифтогенезом, образованием грабенных формаций, платформенных вулканитов машакской свиты и интрузий щелочных пород (бердяушский комплекс и др.). Следует предполагать, что это пластическое течение, обусловившее появление бластомилонитов, происходило в нижних горизонтах рифтовых зон на глубинах, не допускающих уже зияющих хрупких разрывов. Диабазы с повышенным содержа-

нием K_2O (возраст 1250–1150 млн. лет), щелочные базальты (возраст 670–570 млн. лет) и пикриты, рассекающие тараташский комплекс [229, с. 39], подтверждают такую трактовку.

Вдоль юго-восточного борта тараташского комплекса, в 2–4 км к востоку от него, выходит среди осадочных пород нижнего рифея узкая полоса (длиной 25 км, шириной 1–2,5 км) сильно рассланцованных гнейсо-амфиболитовых пород александровского комплекса. Он протягивается в северо-восточном направлении в тектонической зоне, известной как Зюраткульский глубинный разлом, отделяющий южнее метаморфическую зону Уралтау от Башкирского поднятия. Вмещающие толщи (как и локальные зоны внутри комплекса) метаморфизованы в фации зеленых сланцев. Александровский комплекс имеет с ними тектонические контакты. В последнее время было установлено, что породы комплекса имеют реликтовые субширотные и запад-северо-западные простирания и включают кое-где остатки полосчатости этого направления, на которую накладывается субмеридиональная сланцеватость [301]. Радиометрические определения возраста циркона показывают 2050±200±960±170 млн лет, что определяет возраст догранитного метаморфизма. Указанные и другие данные доказывают дорифейский возраст комплекса.

В составе метаморфического комплекса преобладают плагиоклазовые амфиболиты, нередко с кварцем, гранатом, эпидотом, сфеном, кумингтонитом и жедритом. В единичных случаях встречаются реликты габброидов и плагиоклаз-оливин-пироксеновых пород. Менее распространены биотитовые плагиогнейсы с небольшим содержанием граната, кианита, ставролита, мусковита, силлиманита и графита. Реже отмечаются гранито-гнейсы и жильные граниты [301].

Дорифейские кристаллические породы александровского комплекса (амфиболовые и биотитовые плагиогнейсы и др.) подверглись, как и в Тараташе, и чуть раньше, в среднем рифее (радиометрический возраст, определенный разными методами, 1300–1200 млн лет), бластомилонитизации. Но она была более высокотемпературной, чем в Тараташе, и сопровождалась плагиогранитизацией. В результате образовались кристаллизационная сланцеватость и мощные зоны плагиогнейсов с гранатом, ставролитом, кианитом, лабрадором. Кристаллизационная сланцеватость и зоны бластомилонитов имеют субмеридиональную (северо-северо-восточную) ориентировку. Процесс плагиогранитизации и образования высокотемпературных бластомилонитов проявился в отличие от дорифейского метаморфизма неравномерно и вызвал температурную зональность барроусского типа с изменением парагенезов от эпидот-амфиболитовой до амфиболитовой (смена с юго-запада на северо-восток олигоклаза на андезин и лабрадор, кианита и ставролита на силлиманит). Изучение парагенезов и составов минералов привело А.М. Пыстина [301] к заключению, что образование плагиогнейсов проходило при падении давления от 0,8 до 0,5 ГПа (от 8 до 5 кбар) при неизменной температуре.

Следующим этапом метаморфизма с радиометрическим возрастом

830–540 млн лет была гранитизация, сопровождаемая образованием биотитовых сланцев, будинажных структур, перекристаллизацией и мусковитизацией плагиогнейсов. Эта деформация, проходившая в условиях эпидот-амфиболитовой фации, не создала существенно нового плана дислокаций. Последним этапом был низкотемпературный зеленокаменный метаморфизм в зонах позднего рассланцевания.

В целом александровский комплекс представляет собой приподнятый фрагмент (клин) очень сильно и неоднократно деформированных исходно неоднородных толщ фундамента Восточно-Европейской платформы. Эти толщи занимали на периферии платформы по сравнению с тараташскими более краевое положение и в соответствии с этим подверглись более сильному шейковому метаморфизму [133]. Образование тектонитов началось здесь поэтому чуть раньше и в более глубинных условиях, чем в Тараташе, проходило на фоне падающего, но довольно высокого еще давления и сопровождалось внедрением гранитизирующих флюидов. Исходные широтные структуры были при этом заметно искажены и затем почти окончательно стерты орогенным метаморфизмом в палеозое.

Урал дает и примеры еще большего внедрения гранитизирующих флюидов в деформированные приподнятые краевые глубинные фрагменты края Восточно-Европейской платформы. В результате возникали комплексы, заключающие гранитные массивы, уже вписывающиеся в довольно пестрый ряд магматических периплатформенных проявлений, в том числе очень характерных щелочных или со щелочным уклоном.

К более изученным из них относятся Уфалейский гранито-гнейсовый массив с южным шлейфом зонального метаморфизма и златоустовский магматический комплекс (рис. 4); к таким же комплексам, видимо, принадлежит и малоизученный белорецкий. Положение этих комплексов очень характерно — вблизи тараташского и александровского, но еще восточнее, еще дальше от внутренних зон Русской плиты, в области ее наиболее деформированного переднего края.

Уфалейский массив в своей большей, восточной, половине имеет куполовидное строение, развивающееся главным образом на фоне исходно широтных простираний древних толщ, видимо, дорифейского возраста [161, 162, 210, 216, 22]. Эти гнейсифицированные толщи включают граниты разного возраста вплоть до герцинских. Радиологические данные показывают, что метаморфические преобразования начались около 1300 млн лет назад, т.е. в то же время, что и в александровском комплексе [164 и др.]. Сланцы с кианитом, эклогиты, встречающиеся в обрамлении куполов Г.А. Кейльман объясняет повышением давления при внедрении гранито-гнейсовых диапиров в рифейские карбонатно-терригенные и в ордовикские вулканогенно-осадочные толщи.

Отмеченная восточная половина Уфалейского массива ограничена с запада субмеридиональной тектонической зоной, за которой

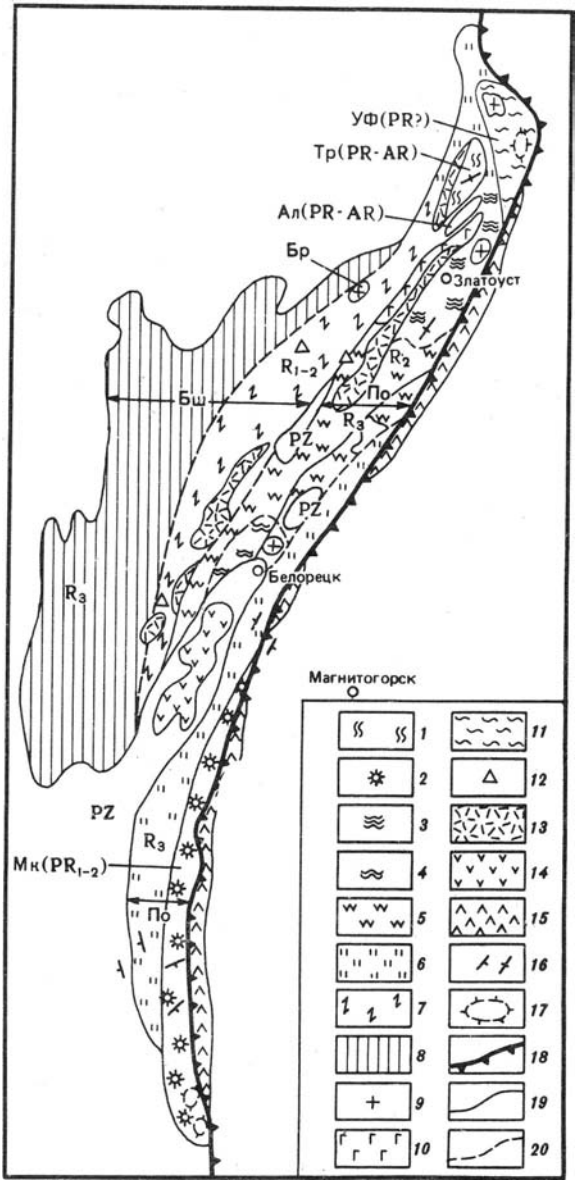


Рис. 4. Размещение типов метаморфизма доордовикских толщ западного обрамления эвгеосинклинальных образований Южного Урала, по В.И. Ленных [212], с изменениями

Бш — Башкирское поднятие полого смятых пород рифея; По — приосевая зона Урала, сложенная метаморфизованными породами верхнего и среднего рифея с блоками (комплексами) дорифейских метаморфитов; комплексы: Тр — тараташский мигматитовый, Ал — александровский, Уф — уфалейский, Мк — максютовский; Бр — Бердяушский массив рапакиви и сиенитов. *1–8* — метаморфизм: *1–6* — фации: *1* — гранулитовая с наложенной гранитизацией амфиболитовой фации с последующим диафторезом, *2* — глаукофан-сланцевая по эклогитам с диафторитовыми изменениями зеленосланцевой фации, *3* — альмандин-амфиболитовая, *4* — эпидот-амфиболитовая с переходом к альмандин-амфиболитовой, *5* — эпидот-амфиболитовая и зеленосланцевая, *6* — зеленосланцевая; *7* — эпигенез и

низкотемпературная субфация зеленосланцевой фации; *8* — эпигенез; *9–15* — магматические породы: *9* — гранитоиды, *10* — габброиды, *11* — гранитизация на уровне амфиболитовой фации, *12* — условный знак на месте небольших тел щелочных габброидов, *13* — вулканогенные породы рифтогенного типа (главным образом машакская свита низов среднего рифея), *14* — серпентинизированные гипербазиты, *15* — серпентиниты зон палеозойского меланжа; *16* — простирание пород; *17* — куполовидное залегание; *18* — тектоническая западная граница эвгеосинклинали Урала; *19* — геологические, в том числе и тектонические границы (возрастные границы показаны не везде); *20* — границы метаморфических фаций

распространены более поздние зеленосланцевые бластомилониты с меридиональной ориентировкой. Указанная тектоническая зона содержит кианит и косо срезает и несколько сдвигает южный шлейф зонального силлиманит-амфиболит-зеленосланцевого метаморфизма, развивающегося в толщах, принадлежащих, видимо, уренгинской свите среднего рифея. В тектонической зоне отобрана слюда, K–Ar-возраст которой оказался около 400 млн лет. На основании этого и некоторых косвенных данных можно говорить о рифейском возрасте зонального метаморфизма.

Узкая полоса (приблизительно 20×3 км) губенских гранито-гнейсов златоустовского комплекса также развивается за счет вулканогенно-осадочных пород среднего рифея, но, видимо, несколько более древних, принадлежащих машакской свите [47]. Метаморфизм амфиболитовой фации и гнейсификация, связанные с губенскими мелкозернистыми гранито-гнейсами, имеют возраст по соотношению K и Ar в слюдах 1300–1400 млн лет[1]. Губенские гранито-гнейсы местами переходят в слюдистые сланцы. В самих гранито-гнейсах также везде заметна прямолинейная тонкая полосчатость. Они формировались, вероятно, в условиях деформации. Ориентированная структура, свойственная им, распространяется и на вмещающие толщи, и на рябиновские граниты, завершающие формирование кусинского магматического комплекса. В южном направлении степень раскристаллизации губенских гранито-гнейсов уменьшается. Уже на окраине г. Златоуста, в новом большом карьере, где хорошо обнажены толщи этих пород, в них местами хорошо заметны слабые следы порфировой, видимо вулканической, структуры.

По данным, упомянутым выше и других исследователей, эпохи отмеченного метаморфизма совпадают со временем магматической активности, что подтверждается непосредственной связью метаморфизма с интрузивными породами. Радиометрические датировки последних лет указывают как будто на четыре этапа, наиболее часто отмечаемые радиометрическими определениями: около 1650, около 1400, 1250–1100 и 650–530 млн лет назад [163, 211, 59 и др.].

Таким образом, можно сказать, что исследования дорифейских клиновидных блоков западного склона и приосевой части Урала показали, что они представляют собой фрагменты переработанного восточного края Восточно-Европейской платформы. Такое заклю-

[1] Видимо, правильнее говорить о формировании губенских гранитов вследствие дальнейшего развития процесса амфиболизации.

чение подтверждается и геофизическими исследованиями, отмечающими быстрое затухание к востоку субширотных аномалий Русской плиты, доходящих до приосевой зоны Урала [253, 338].

Продукты низкоградиентного регионального (?) метаморфизма высокой ступени амфиболитовой фации и отчасти гранулитовой сменяются в рассматриваемых блоках более поздними образованиями регрессивных этапов, оторванных во времени и проходящих в иных структурных обстановках. Последние характеризуются интенсивной дислокацией, начинающейся вместе с раздвижением плиты при образовании шейки вслед за повышением всестороннего давления, и увеличением щелочности среды (образование максютовского глаукофан-сланцевого комплекса).

На глубинах более 12–16 км в образующейся шейке, у ее основания (у зоны перехода в недеформированный край платформы), при раздвигании плиты пластическая деформация отмечена бластомилонитами эпидот-амфиболитовой фации, имеющими северо-восточные простирания (тараташский комплекс). Восточнее, в средней части шейки, динамический метаморфизм был более интенсивным, сопровождался гранитизацией и проходил уже на уровне амфиболитовой фации (александровский комплекс). Еще восточнее локальное проявление гранитизации создало зональные метаморфические комплексы в рифейских толщах (златоустовский комплекс). Наконец, еще восточнее, в пережатой части шейки, явления гранитизации имели уже сильное развитие и отмечаются явные следы всплывания гнейсо-гранитных метаморфитов в виде куполообразных диапиров (уфалейский комплекс, возможно, и ильменогорско-сысертский).

Во всех перечисленных случаях следы шейкового метаморфизма сильно замаскированы гораздо более поздним герцинским метаморфизмом, связанным с закрытием океанической структуры, с орогенным геосинклинальным этапом.

Таким образом, в древних метаморфизованных блоках–клиньях, выжатых позже на более высокий уровень, мы видим фрагменты деформированного и местами сильно переработанного края Восточно-Европейской платформы. Этот край испытал при растяжении раздвигающихся частей плиты разрыв в своих верхних горизонтах и пластическую деформацию на более глубоких уровнях. Различные фрагменты толщ этих глубоких уровней мы и видим в форме максютовского, тараташского, александровского комплексов, ядра уфалейского и отчасти других, включая, видимо, и ильменогорско-сысертский.

При разрыве континентальной плиты обычные трещины растяжения, гидродинамически не связанные с эндогенными флюидами высокого (литостатического) давления, могут образовываться лишь до таких глубин, где стенки трещин способны выдержать нагрузку вышележащих толщ. Предельная глубина распространения таких трещин 5–12 км в зависимости от состава пород [131]. Ниже этой глубины раздвигание континентальных блоков будет приводить к наклонным сдвигам, скольжениям, сопровождаемым образованием мило-

нитов, бластомилонитов и кристаллических сланцев. Соотношение этих процессов будет определяться скоростью раздвижения, глубиной, температурой и способностью породообразующих минералов к перекристаллизации по принципу Рике, что в свою очередь зависит в значительной мере от присутствия поровых флюидов, способных осуществлять ионный перенос минерального вещества.

Продукты такого своеобразного динамического метаморфизма, возникшего при пластической деформации, обусловленной образованием шейки разрыва, при раздвижении поднимаются кверху. Подъем происходит в результате гравитационной компенсации, стремящейся обеспечить изостазию. Благодаря подъему область континентального склона испытывает лишь сравнительно небольшое погружение, измеряемое единицами километров. Именно поэтому мы не наблюдаем в местах раздвижения континентов, например в Красном море и Афаре, депрессий глубиной до половины вертикальной мощности раздвигаемых плит.

В более поздние, геосинклинальные, этапы развития земной коры расхождение континентальных плит сменяется их сближением и смыканием с образованием структур геосинклинального скучивания. При сжатии и складчатости продукты указанного метаморфизма растяжения в виде сланцев и рассланцованных толщ измененных платформенных образований занимают закономерное положение в обрамлении и (или) внутри геосинклинальной области. В последнем случае они образуют небольшие срединные массивы (микроконтиненты). При этом они подвергаются новому, обычно интенсивному метаморфизму, но уже вызванному не раздвижением, а смыканием плит и заключительной орогенной гранитизацией. Этот новый метаморфизм бывает неоднократным и подчас почти полностью затушевывает следы более ранней деформации глубинного растяжения.

Следы такой деформации раздвижения в виде бластомилонитов, кристаллических сланцев и гнейсов и продукты локального метаморфизма близ магматических интрузий, связанных с раздвижением, мы видим в приосевой и западной зонах Урала. Указанный метаморфизм может быть назван метаморфизмом утоняющейся шейки между континентальными блоками, испытывающими ту или иную фазу разрыва, раздвижения. Этот шейковый метаморфизм до сих пор еще не был выделен геологами, а генезис его продуктов петрологи до настоящего времени ошибочно объясняют процессами поздних этапов геосинклинального развития, предполагая для этого существование более ранних геосинклинальных циклов. Естественно поэтому, что мы еще плохо знаем особенности этого метаморфизма.

Судя по примеру Урала и лишь отчасти некоторых других регионов, характерной чертой шейкового метаморфизма является наложение в динамических условиях на продукты малоградиентного площадного высокотемпературного метаморфизма (гранулитовой и амфиболитовой ступени), свойственного средним и нижним этажам платформы, полидиафтореза амфиболитовой, эпидот-амфи-

болитовой и зеленосланцевой ступеней. По-видимому, в некоторых случаях повышение общего и флюидного давления, предшествующее разрыву земной коры, обусловливает развитие парагенезисов с глаукофаном. Возможно, что и более ранние эклогитовые парагенезы связаны с этим предрифтовым возрастанием давления.

Характерно также проявление узколокального градиентного регионального метаморфизма, связанного с проникновением в верхние этажи перегретых магматических флюидов (нередко щелочных) и регенерованных ими выплавок из сиалической деформируемой коры. Выплавки эти в отличие от орогенных геосинклинальных характеризуются относительной маловодностью и другими отмеченными выше чертами магматитов рифтогенного и предрифтогенного этапов.

Рассмотрев все приводимые в последние 10 лет аргументы в защиту существования в прошлом байкальской и еще более ранних позднепротерозойских геосинклиналей в зоне Урала, можно прийти к выводу об отсутствии вещественных или структурных следов этой геосинклинали (геосинклиналей). Более того, все говорит об обратном: и характер магматизма, и состав осадков, и следы тектонических движений, и металлогения — все против хорошо известных характеристик истинно геосинклинальных образований. Сумма всех геологических данных показывает платформенный рифтовый процесс с предваряющим его воздыманием и сопровождающим опусканием и с соответствующими проявлениями характерного магматизма обычно с щелочным уклоном.

Возможность раздвига земной коры по рифтовым расколам до степени образования океанической структуры в позднем протерозое теоретически не исключена. Но при этом придется допустить, что такой раздвиг замкнулся, не оставив после себя никаких следов, что представляется маловероятным. Да и нет нужды делать такие предположения, так как все известные поныне геологические данные находят свое естественное место в последовательном развитии диасхизиса, рифтогенеза и хорошо знакомого геосинклинального процесса.

Особое значение имеет новое толкование предрифтового и рифтового магматизма и сопровождающего метаморфизма как явлений, не связанных с каким-то гипотетическим более ранним геосинклинальным процессом. Магматизм, метаморфизм и металлогения рам и окраинных зон древних геосинклинальных областей должны получить сейчас в ряде случаев новое объяснение не как результат еще более древнего геосинклинального этапа, а как следствие континентального рифтового процесса. В итоге металлогенические оценки, а затем и направление поисковых работ в них должны быть изменены. В частности, необходимо отказаться от безуспешных поисков в рассматриваемых зонах колчеданных и других типично эвгеосинклинальных месторождений и сосредоточить внимание на проявлении рифтогенной и предрифтогенной металлогении: карбонатитах, титаномагнетитах, хромитах, стратиформных месторождениях цветных и редких металлов и др.

Ссылками на многочисленные отечественные и зарубежные исследования последних лет обосновывается исходный постулат о сходстве в главных чертах этапов (циклов) развития земной коры в позднем протерозое и фанерозое. Это дало возможность при помощи формационного анализа произвести новую оценку тектонической обстановки рифейских образований зоны Урала. Показано, что магматические формации и вмещающие их осадочные толщи венда и верхнего рифея Приполярного Урала и Тимана имеют не геосинклинальный, как это считалось, а ясно выраженный рифтогенный характер. В этих районах нет ни одного формационного признака геосинклинального развития. На Южном и Среднем Урале весь разрез рифея и венда также не включает типичных геосинклинальных образований. Так называемые миогеосинклинальные толщи Башкирского антиклинория западного склона хребта являются платформенными, рифтогенными, предшествующими геосинклинальному развитию уралид. Показан постепенный переход от формаций континентального рифта к типичным образованиям океанического дна. Известные оруденения западного склона и приосевой зоны Урала носят характерные признаки металлогении зон диасхизиса (автономной тектоно-магматической активизации). Последние типичны для предрифтового этапа развития земной коры.

Изучение рифейской складчатости и метаморфизма привело к выводу об их связи с рифтогенным этапом. Показано, что представления о рифейской складчатости базируются главным образом на немногочисленных стратиграфических несогласиях. Последние являются в действительности обычно следствием предрифтогенного горного рельефа и сдвижения блоков по листрическим разломам при рифтинге. Проявления динамометаморфизма обусловлены развитием пластических деформаций на средних и глубоких этажах земной коры при разрыве платформы и раздвижении ее частей.

Сделан вывод, что байкальские и более ранние осадки, магматиты и соответствующего возраста метаморфиты, считавшиеся геосинклинальными, в действительности представляют собой платформенные рифтогенные образования, закономерно предшествующие образованию геосинклинали. Байкальской геосинклинали в зоне Урала не существовало.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОЛОГИИ ПАЛЕОЗОЯ ЕВРОПЕЙСКОГО СКЛОНА УРАЛА

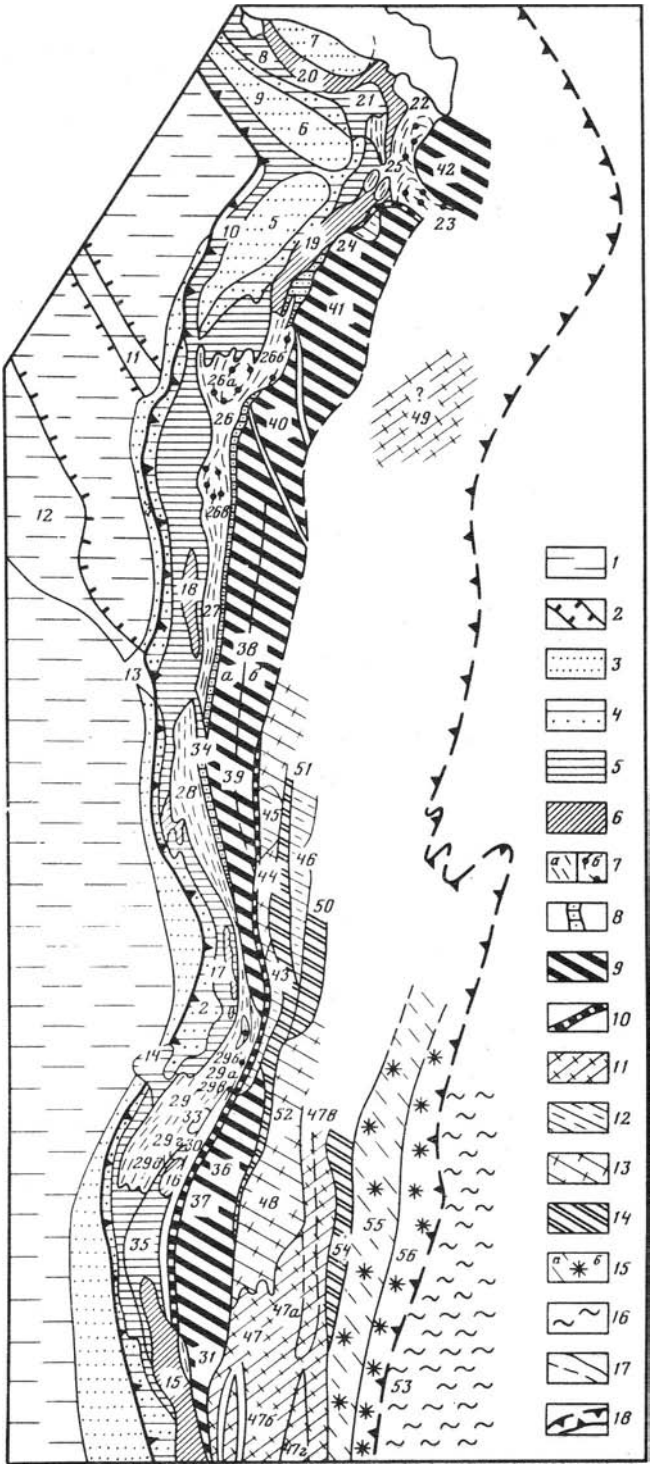
Наиболее важные результаты в изучении геологии палеозоя европейского, западного, склона Урала в последние 5–7 лет авторами были получены в Сакмарской зоне Южного Урала и Уфимском амфитеатре Среднего Урала (рис. 5).

ГЕОЛОГИЯ УФИМСКОГО АМФИТЕАТРА

Уфимским амфитеатром называется часть западного склона Среднего Урала, образованная рядом дугообразно изогнутых к востоку горных хребтов (см. рис. 5). Центральная часть Уфимского ам-

Рис. 5. Тектоническое районирование Урала

1 — Восточно-Европейская платформа; *2* — внутриплатформенные поднятия и впадины; *3–8* — западный палеоконтинентальный сектор: *3*, *4* — Предуральская мегазона (краевой прогиб): *3* — внешняя нескладчатая зона, *4* — внутренняя линейно-складчатая зона, *5–8* — Западно-Уральская мегазона (мегантиклинорий): *5*, *6* — зона западного крыла мегантиклинория и перекрывающих его аллохтонов: *5* — автохтонные структуры (тем же знаком показаны и поднятия внутри Предуральского краевого прогиба), *6* — наиболее крупные аллохтоны, *7*, *8* — осевая (Уралтауская, включая Башкирский антиклинорий) зона: *7* — рифейские (*а*) и дорифейские (*б*) комплексы, *8* — комплексы реликтовой зоны восточного крыла; *9–14* — палеоокеанический сектор: *9* — Тагило-Магнитогорская мегазона (кора сформирована преимущественно по автохтонному способу), *10* — наиболее крупные серпентинитовые меланжи, *11–13* — мегазона Восточно-Уральского поднятия или Урало-Тобольская (кора сформирована преимущественно по автохтонному способу), зоны развития докембрийской коры: *11* — практически непогребенной под шарьяжами и осадками, *12* — частичного тектонического и седиментационного погребения, *13* — предполагаемого погребения; *14* — зоны слабого проявления (частично — отсутствия?) погребенных сиалических блоков докембрия; *15*, *16* — восточный палеоконтинентальный сектор (Зауральская мегазона) и ее обрамление: *15* — зоны вулкано-плутонических структур: *а* — Валерьяновская, *б* — Боровская, *16* — казахстаниды; *17* — границы зон; *18* — границы Уральской складчатой области. Цифры на схеме: впадины Предуральского краевого прогиба: 1 — Бельская, 2 — Юрюзано-Сылвенская, 3 — Верхнепечорская, 4 — Большесыньинская, 5 — Косью-Роговская, 6 — Коротаихинская, 7 — Карская; поднятия и антиклинории, разделяющие Предуральский краевой прогиб на впадины: 8 — Пай-Хойский антиклинорий, 9 — гряда Чернова, 10 — гряда Чернышова, 11 — Печоро-Кожвинский вал, 12 — Тиманский мегавал, 13 — Полюдов Кряж, 14 — поднятие Каратау; аллохтоны: 15 — Сакмарский, 16 — Крака, 17 — Нязепетровский, 18 — Малопечорский, 19 — Лемвинский, 20 — Карский (показан предположительно); антиклинории, поднятия и другие антиклинальные структуры в пределах Западно-Уральского мегантиклинория: 21 — Оченырдский, 22 — Марукеуский, 23 — Харбейский, 24 — Хараматолоуский блок, 25 — поднятия Енгане-пе и Манита-Ныpд, 26 — Ляпинский (структуры доуралид: 26а — Хобеизский купол, 26б — Неркаюское поднятие, 26в — Маньхамбовское поднятие), 27 — Вогульский, 28 — Кваркушский, 29 — Башкирский (29а — Тараташское, 29б — Уфалейское, 29в — Александровское поднятия, 29г — Белорецкий купол, 29д — Машакский палеорифт), 30 — Уралтауский, 31 — Эбетинская зона; синклинории и впадины в пределах Западно-Уральского мегантиклинория: 32 — Пайпудынская впадина, 33 — Тирлянская мульда, 34 — Улс-Велсовская синклиналь, 35 — Зилаирский синклинорий; структурные зоны в пределах Тагило-Магнитогорской мегазоны: 36 — Магнитогорская, 37 — Сакмаро-Вознесенская (зона меланжа), 38 — Тагильская (подзоны: 38а — Западная, 38б — Восточная), 39 — Серовско-Маукская (зона меланжа), 40 — Хулгинская, 41 — Войкарская, 42 — Щучьинская; структурные зоны в пределах Урало-Тобольской мегазоны: 43 — Сысертско-Ильменогорская, 44 — Верхисетская, 45 — Салдинская, 46 — Мурзинско-Адуйская, 47 — Восточно-Мугоджарская (47а — Мариинская подзона с Буруктальской синформой, 47б — Троицкая подзона, 47в — грабенообразные впадины, 47г — Иргизская подзона), 48 — Суундукско-Челябинская, 49 — Березовская, 50 — Алапаевско-Каменская, 51 — Пышминско-Ключевская, 52 — Куликовско-Кондуровская, 54 — Денисовская; структурные зоны Зауральской мегазоны: 55 — Валерьяновская, 56 — Боровская; 53 — Убаганская (зона казахстанид)


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18

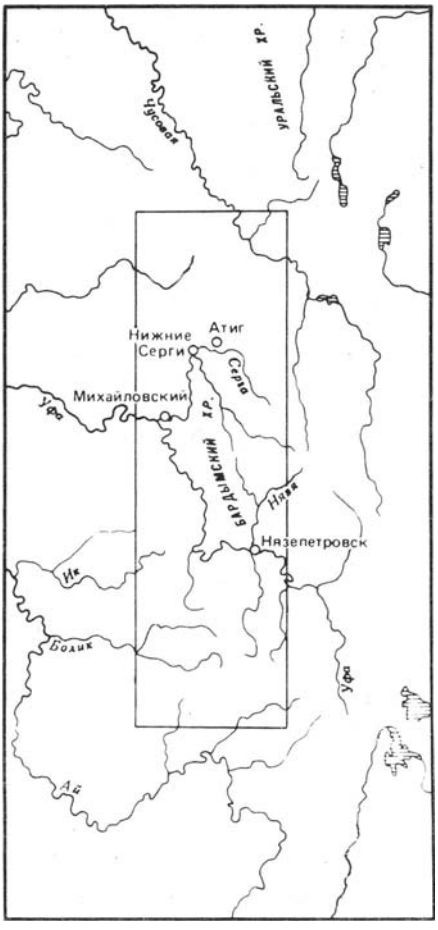


Рис. 6. Обзорная схема Уфимского амфитеатра. Прямоугольником показано местоположение региона рис. 7

фитеатра представляет собой интереснейший и уникальный в геологическом отношении район. Здесь на сравнительно небольшой, легко обозримой площади (примерно 50×200 км) совмещены почти все наиболее важные типичные формационные комплексы Урала, в том числе и те их них, которые согласно современным актуалистическим трактовкам относятся к шельфовым, континентально-склоновым и океаническим и образуют закономерно построенный пакет тектонических пластин (рис. 6, 7). Сейчас это единственное место на Урале, где аллохтонное залегание геосинклинальных отложений на шельфовых надежно подтверждено структурными скважинами. Район расположен в промышленно освоенной части Урала, здесь отмечались находки высококачественных бокситов [40 и др.]. Все это вызывало постоянный интерес геологов к этой территории; геологические исследования проводились здесь с XVIII в., что сделало район ключевым для понимания стратиграфии и тектоники западного склона Урала.

История изучения Бардымской зоны связана с именами И.И. Мархилевича, О.Ф. Нейман-Пермяковой, Г.А. Смирнова, В.Г. Варганова, Н.А. Румянцевой, В.А. Наседкиной, Н.Я. Анцыгина, Л.И. Десятниченко и многих других.

Палеозойские формации геосинклинального облика, представленные терригенно-кремнистыми осадками, вулканитами и ассоциирующими с ними интрузивными породами, протягиваются в центральной части Уфимского амфитеатра субмеридиональной полосой длиной 140 км при ширине 20 км, образуя ряд возышенностей (Киргишанский увал, Бардымский хребет и др.). Именно эти образования и были объектом проведенных исследований. Они залегают здесь (рис. 7, 8) на шельфовых терригенно-карбонатных среднепалеозойских отложениях в виде нескольких крупных эрозионно-текто-

нических останцов шарьяжей (Киргишанский, Бардымско-Нязепетровский, Маяктауский и ряд более мелких). До недавнего времени они относились к единой бардымской свите ордовикского возраста, однако наши новые данные показывают, что правильнее говорить о бардымской серии отложений, имеющей возраст от ордовика до верхнего девона включительно и относящейся к Зилаиро-Лемвинской структурно-формационной зоне Урала.

Шельфовые терригенно-карбонатные отложения силуро-девонского возраста, подстилающие серию и окружающие площадь ее развития с запада и северо-востока (см. рис. 7), относятся к Бельско-Елецкой структурно-формационной зоне Урала.

На востоке терригенно-кремнистые и вулканогенные толщи Бардымско-Нязепетровского аллохтона граничат (см. рис. 7) преимущественно с метаморфизованными в зеленосланцевой фации ордовикскими терригенными отложениями Центральноуральского поднятия. Авторами все эти отложения не изучались. Развитые в центральной части Уфимского амфитеатра породы геосинклинального облика можно отнести к двум фациально-тектоническим типам, имеющим общеуральское значение: зилаиро-лемвинскому и тагильскому [55, 332, 292, 118]. В формационных комплексах зилаиро-лемвинского типа преобладают терригенные и кремнистые относительно глубоководные отложения, хотя в низах разреза широко развиты туфы и мелководные терригенно-карбонатные осадки. Вулканогенные образования имеют весьма подчиненное значение. Комплексы этого типа развиты в Киргишанском, Маяктауском останцах и в северо-западной части Бардымско-Нязепетровского останца. Последний состоит из двух тектонических пластин — Бардымской и Нязепетровской, граница между которыми проходит по меридиональному отрезку р. Бардым. К юго-востоку от этой линии характер разреза иной. Здесь нет кремнисто-сланцевых толщ, однако широко развиты спилиты, их туфы и разнообразные другие магматические и вулканогенно-осадочные комплексы тагильского типа [264, 332, 294].

Название "бардымская серия" до недавнего времени использовалось для обозначения отложений как зилаиро-лемвинского, так и тагильского типов. Целесообразно, однако, рекомендовать выделение бардымской серии, подразделяющейся на ряд свит (см. ниже), только в применении к отложениям зилаиро-лемвинского типа. В пределах же Нязепетровской тектонической пластины развиты преимущественно магматические и вулканогенно-осадочные формационные комплексы, относящиеся к тагильскому типу. Среди них можно выделить офиолитовую ассоциацию, андезито-базальтовую, базальт-трахитовую и другие формации (см. ниже).

Наиболее детально нами изучалась геология отложений зилаиро-лемвинского типа, выделяемых [40, 292] в Бардымскую структурно-фациальную зону. Лучшие разрезы этих отложений наблюдаются в районе г. Нижние Серги (см. рис. 8), по рекам Бардым, Серга и их притокам, где и были сосредоточены в основном наши исследования.

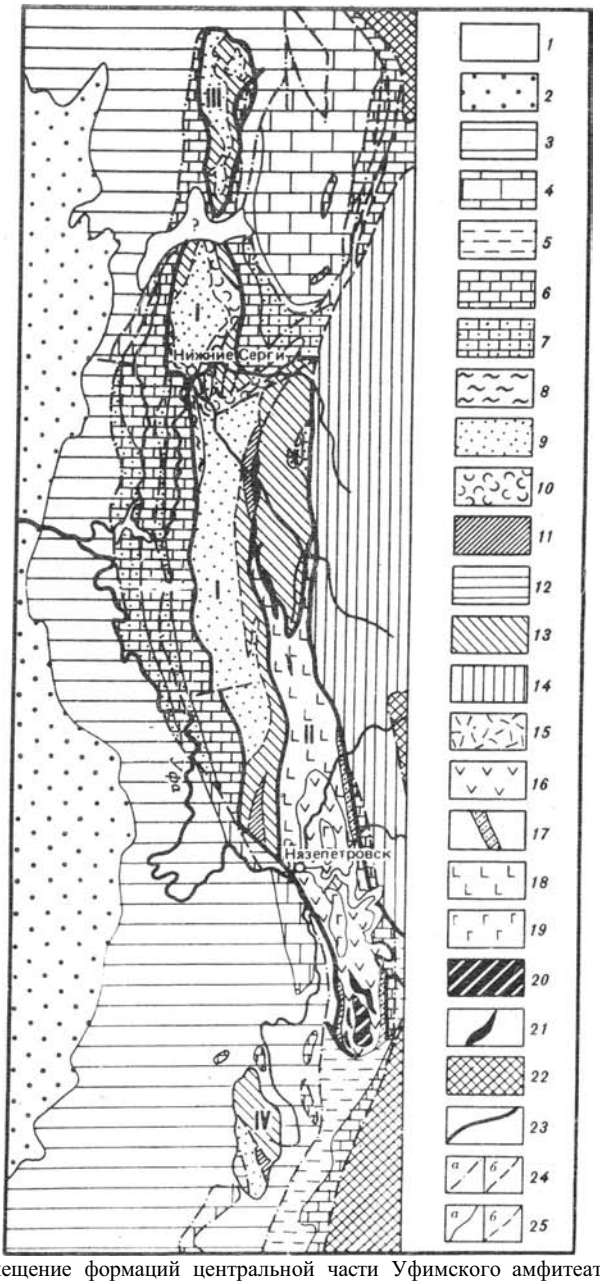


Рис. 7. Размещение формаций центральной части Уфимского амфитеатра (с использованием материалов Г.А. Смирнова, М.А. Камалетдинова, В.Г. Варганова, Г.Ф. Селиверстова и др.)

1 — палеоген-четвертичные отложения; *2–7* — формации Предуральского краевого прогиба и его основания: *2* — верхняя моласса, полимиктовые конгломераты, гравелиты, песчаники, глинистые сланцы, белокатайская, а также капысовская, бисертская свиты, часть сакмарского и артинского ярусов, *3* — флиш, конденсированная предфлишевая формация, карбонатная надформация, нерасчлененные полимиктовые песчаники с прослоями конгломератов, известняки, глинистые сланцы, башкирский – ассельский ярусы, *4* — шельфовая карбонатная надформация (нижний карбон), *5* — граувак-

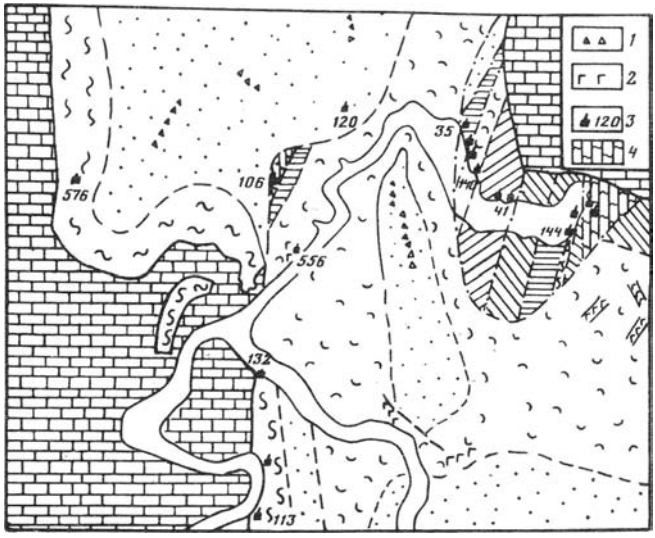


Рис. 8. Размещение формаций Нижнесергинского района

1 — кремнистые конгломерато-брекчии кварцито-кремнисто-сланцевой формации; *2* — тела габбро-диабазов в составе формации высокотитанистых натровых базальтов; *3* — точки находок конодонтов; *4* — "конденсированная" кремнисто-сланцево-известняковая формация глубоководных поднятий, глинистые сланцы, кремни, неровнослоистые, глинистые цефалоподовые и тентакулитовые известняки (среднинская свита лудловско-эйфельского возраста). Остальные условные обозначения см. на рис. 7

ковый флиш (фамен – турне, зилаирская серия), *6*, *7* — шельфовая карбонатная надформация и фалаховая формация девонского (*6*) и силурийского (*7*) возраста, рифогенные известняки с пачками доломитов, кварцевые песчаники; *8–11* — формации континентального склона: *8* — кремнистая, плитчатые кремни (корсаковская свита, франский ярус), *9* — кварцито-кремнисто-сланцевая, кварцевые песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, кремни, кремнистые брекчии (заставкинская свита, средний девон), *10* — субщелочных высокотитанистых, натровых базальтов и кварцито-сланцевая, базальты, кварцевые песчаники, глинистые сланцы, туффиты (аптечногорская свита, нижний девон), *11* — чернослацевая и кремнисто-сланцевая, углисто-глинистые сланцы, кремни с прослоями песчаников, известняков (ургалинская и плоскокаменская свиты, силур); *12* — рифтогенная туфосланцевая формация, вулканические туфы и туфогравелиты смешанного состава, известковистые песчаники, глинистые сланцы (нижнесергинская свита, средний и верхний ордовик); *13* — кремнисто-сланцевые формации континентального склона и рифтогенная туфосланцевая формация нерасчлененные (бардымская серия, средний ордовик – франский ярус); *14* — рифтогенные (?) метаморфизованные формации — кварцито-сланцевая, калиевых липаритов и другие вулканические формации с повышенной щелочностью, конгломераты, филлитовые сланцы, слюдистые кварциты, содержащие подчиненные тела щелочных вулканитов (козинская и другие свиты, ордовик); *15–21* — эвгеосинклинальные формации: *15* — трахибазальт-трахитовая поздней переходной (островодужной) стадии, трахибазальты, трахиты и их туфы (нязинский комплекс, средний – верхний девон), *16* — андезито-базальтовая ранней переходной стадии (верхний силур? – нижний девон), туфы, обычно грубообломочные, андезито-базальтового состава с редкими прослоями пироксен-плагиоклазовых порфиритов, ксенотуфы — малоуказарский комплекс [317] или верхняя "порфирито-туфовая" толща нязепетровского комплекса [332], *17* — кремнисто-сланцевая, кремнистые, углисто-кремнистые и углисто-глинистые сланцы с прослоями алевролитов (верхний силур?), *18* — спилит-диабазовая океанической стадии, диабазы, подушечные лавы спилитов, гиалобазальты (палеотипные), туфы основного состава, углисто-кремнистые сланцы, нижняя толща нязепетровского комплекса (нижний силур?), *19* — габбро, реже габбронориты и габбро-диориты, *20* — дунит-клинопироксенитовая и щелочно-ультраосновная ассоциации, пироксениты, габбро-пироксениты, сиениты, нефелиновые сиениты и др., *21* — альпинотипные гипербазиты, серпентинизированные дуниты и гарцбургиты, серпентиниты; *22* — складчатое основание, протерозойские и архейские, в различной степени метаморфизованные образования, нерасчлененные; *23* — границы тектонических пластин, сложенных геосинклинальными формациями; *24* — разрывные нарушения (главным образом надвиги): *а* — установленные, *б* — предполагаемые; *25* — геологические границы: *а* — установленные, *б* — предполагаемые. I, II — пластины: I — Бардымская, II — Нязепетровская; III, IV — останцы: III — Киргишанский, IV — Маяктауский. Прямоугольником показано местоположение региона рис. 8

СТРАТИГРАФИЯ БАРДЫМСКОЙ СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНОЙ ЗОНЫ

Терригенно-кремнистые отложения Бардымской зоны весьма бедны фауной. На уровне силура стратиграфия таких осадков опирается обычно на граптолиты, а после исчезновения этой группы в нижнем девоне девонские терригенно-кремнистые толщи становятся практически "немыми" и при картировании часто попадают в состав древних свит. Сборы макрофауны Г.А. Смирнова, М.А. Камалетдинова, В.Г. Варганова, В.А. Наседкиной и других, сделанные примерно в 12 точках, приурочены в районе практически к двум горизонтам. Разнообразная карадокская фауна была ими обнаружена в пачке известковистых песчаников, сланцев и туфов, а в углистых сланцах собраны граптолиты силура. Нами в районе найдено около 50 комплексов конодонтов с возрастом от O_2 до D_3^1, что позволило расчленить отложения бардымской серии на 7 свит, из которых 5 последних выделены авторами [291, 292].

Нижнесергинская свита (O_{2-3} ns)

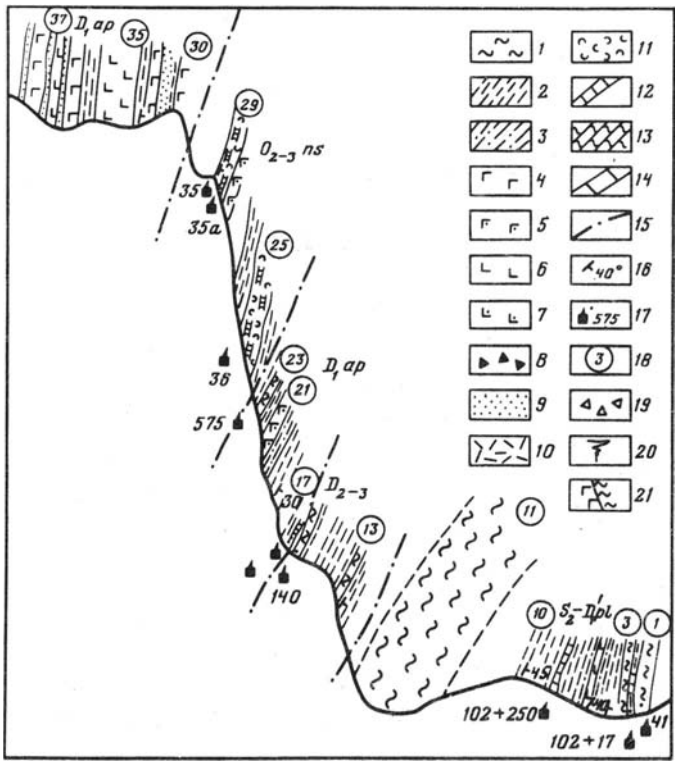
Разрез бардымской серии начинается с ордовикских отложений, основание которых неизвестно.

В.Г. Варганов и др. [41, с. 39–40] относят к ордовику две толщи. Нижняя, описанная ими в районе Нижнесергинского пруда, представлена переслаиванием туффитовых конгломератов и песчаников, алевролитов, сланцев, известковистых песчаников и известняков с прослоями фтанитов, глинисто-кремнистых сланцев, диабазов и порфиритов. Разрез содержит разнообразную фауну карадокского яруса, указывающую в целом на мелководный, неритовый характер отложений (брахиоподы, мшанки, трилобиты, криноидеи, цистоидеи, остракоды, конодонты).

Верхняя толща в окрестностях г. Нижние Серги представлена, по мнению тех же авторов, кварцевыми песчаниками, алевролитами, сланцами, туфопесчаниками, диабазами и порфиритами. Мощность ее до 400 м. Считалось, что эта толща перекрывается кварцевыми песчаниками, которые у вершины горы Аптечной содержат обломки стеблей криноидей силурийского облика, и поэтому В.Г. Варганов и др. [41] условно отнесли ее к верхнему ордовику.

Данные, полученные нами [291, 292, 118] по стратиграфии отложений зилаиро-лемвинского типа в Нижнесергинском районе, указывают, однако, на ошибочность отнесения этой "верхней толщи" к верхнему ордовику. На основании находок конодонтов эта толща вместе с перекрывающими ее песчаниками отнесена к нижнему и среднему девону (см. ниже).

Таким образом, в составе нижнесергинской свиты средне-верхнеордовикского возраста остается толща переслаивающихся разнообразных туфов смешанного состава, глинистых сланцев, известняков и известковистых песчаников. Стратотип нижнесергинской свиты обнажается по северному берегу Нижнесергинского пруда на про-



Р и с . 9. Геологический план северного берега Нижнесергинского пруда

1 — кремни; *2* — глинистые сланцы; *3* — глинистые сланцы с частыми прослойками кварцевых алевролитов; *4* — диабазы, габбро-диабазы; *5* — бескварцевые альбитофиры; *6* — эффузивы основного состава — подушечные лавы спилитов, потоки базальтовых порфиритов, их вулканические туфы, гиалокластиты и др.; *7* — щелочные базальты; *8* — эруптивные брекчии; *9* — массивные кварцевые песчаники; *10* — туфы кремнекислого состава, туффиты; *11* — туфы и туфогравелиты смешанного состава; *12* — равнослоистые известняки; *13* — неравнослоистые глинистые "комковатые" известняки; *14* — известковистые песчаники, песчаники с известковым цементом; *15* — разломы; *16* — элементы залегания слоистости; *17* — точки находок конодонтов; *18* — номера интервалов разрезов (см. текст); *19* — кремнистые конгломерато-брекчии; *20* — осыпи; *21* — зоны приконтактовых изменений. Индексация свит — см. текст

тяжении примерно 0,6 км к юго-востоку от городской черты (рис. 9) [292, с. 33–34], где нами в трех точках, расположенных в 41, 60 и 510 м к юго-востоку от начала выходов, были найдены конодонты Falodus prodentatus (Graves et Ellison), F. robustus Bergström, Paracordylodus lindsromi Bergström, Prioniodina sp., Prioniodus alatus Hadding, P. variabilis Bergström, Roundya cf. gracilis (Rhodes), характерные, по заключению В.А. Наседкиной, для среднего ордовика карадокского яруса (чердынского горизонта).

Фаунистически датированные верхнеордовикские осадки, представленные глинистыми известняками с прослойками алевролитов и аргиллитов, были вскрыты структурной скв. 2701 в интервалах 106–187 и 360–462 м, а также скв. 2702 в интервале 80–245 м. Следует отметить, что ниже, с 261,6 и до 1049 м, вслед за гидротер-

мально измененными породами в интервале 245–261,5 м (по-видимому, тектонитами), скв. 2702 вскрыла переслаивающиеся серые кремни, алевролиты с прослоями кварцевых песчаников, полимиктовые конгломераты, кремнистые брекчии. По набору пород этот интервал сопоставим с выделенной нами плоскокаменской свитой (S_2–D_1^1, см. ниже), надежно фаунистически датированный стратотипический разрез, который находится вблизи скв. 2702 на противоположном берегу пруда. Судя по залеганию пород, этот разрез и должен быть вскрыт скв. 2702 примерно с глубины 250 м.

Алевролиты, кремни и глинистые сланцы из разреза скв. 2701 в интервале 187–330 м также соответствуют литологии плоскокаменской свиты. Это хорошо подтверждается находкой лудловских граптолитов в скважине на глубине 300 м (устное сообщение Л.И. Десятниченко).

Таким образом, скв. 2701, 2702 вскрыли не только ордовикские, но и силурийские и девонские отложения бардымской серии.

Весьма вероятно, что площади распространения ордовикских отложений достаточно обширны, однако выделить их на залесенных территориях без применения горно-буровых работ весьма трудно.

Общая мощность средне-верхнеордовикских отложений нижнесергинской свиты не превышает, по-видимому, 200–250 м.

Ургалинская свита (S_1 ur)

Ургалинская свита Уфимского амфитеатра впервые выделена в пределах Маяктауского тектонического останца [351] по р. Малая Ургала, в районе гор Вязовой и Маяктау и затем прослежена в других частях амфитеатра. В стратотипе она сложена переслаивающимися кремнями и глинисто-кремнистыми сланцами, содержит граптолиты верхнего лландовери и согласно залегает в районе северо-западного склона горы Маяктау на кварцевых известковистых песчаниках с брахиоподами карадока [351]. Объем этой свиты подлежит уточнению, так как в нее включались светлоокрашенные кремни и кремнистые сланцы, в которых на самой вершине г. Маяктау (точка 124) нами [294] собран комплекс конодонтов, содержащий Polygnathus trigonicus Bisch. et Zieg. живетского возраста (заключение В.Н. Пучкова). Эта находка не опровергает данных М.А. Камалетдинова, Г.А Смирнова и других, поскольку фауна найдена в разных пачках, однако показывает, что объем ургалинской свиты был определен неточно.

Как уже отмечалось, на правом берегу р. Бардым, в 3 км выше участка Гумбайка Н.Ф. Петров [269] описал разрез, представленный переслаиванием фтанитов, черных углисто-глинисто-кремнистых сланцев, темно-серых кремней, светло-серых глинисто-кремнистых сланцев мощностью 32 м, содержащих граптолиты верхов венлокского и, возможно, низов лудловского яруса.

Нами недалеко от этого места, на правом берегу р. Бардым, примерно в 400 м ниже устья ручья Яшин Лог, среди выходов

плитчатых зеленоватых кремней и фтанитов (точка 555-3) из прослоя серо-зеленых кремнисто-глинистых сланцев собраны конодонты Acodus unicostatus Br. et Br., Panderodus unicostatus Br. et Mehl, Paltodus aff. migratus Rexroad, Oistodus sp., Neoprioniodus (?) cf. brevirameus Wall., Sagittodontus sp., имеющие, по заключению В.А. Наседкиной, лландоверийский возраст.

Еще одна находка нижнесилурийских конодонтов сделана нами в 1,5 км восточнее пересечения р. Табуски (южной) с железной дорогой. Здесь по левому безымянному притоку р. Табуски, в 100 м выше его устья, в придорожной канаве обнажается пачка переслаивающихся желтовато-серых кремней, фтанитов, глинисто-кремнистых сланцев. Среди последних в верхней части пачки нами найдены (точка 565) конодонты Paltodus cf. migratus Rex., Panderodus unicostatus (Branson et Mehl), возраст которых, по заключению В.А. Наседкиной, нижний силур, лландоверийский (?) ярус.

Ургалинская свита представляет собой хороший пример черносланцевой формации и может быть сопоставлена с харотской формацией Лемвинской зоны Полярного Урала и нижней подсвитой бетринской свиты Зилаирского синклинория Южного Урала.

Мощность ургалинской свиты, по-видимому, около 150 м.

Плоскокаменская свита (S_2–D_1^1 pl)

По мере накопления геолого-палеонтологических данных появилась возможность разделить силурийские сланцевые, углисто-сланцевые и кремнистые отложения на две свиты: нижнесилурийскую ургалинскую и верхнесилурийскую плоскокаменскую. Плоскокаменская свита впервые выделена нами [291, 292]. Как показывает уже отмеченная находка Н.Ф. Петрова граптолитов в 3 км выше лесоучастка Гумбайка, граница между свитами согласная. Ввиду недостаточной обнаженности расчленить силурийские отложения не всегда возможно. Плоскокаменская свита в отличие от ургалинской практически не содержит углистых сланцев и сложена переслаивающимися серыми кремнями, серо-зелеными и вишневыми сланцами с прослоями кварцевых алевролитов, плитчатых глинистых известняков и, редко, основных эффузивов и полимиктовых гравелитов.

Ее стратотип описан [292, с. 26–29] на северном берегу Нижнесергинского пруда, начиная от Камня Плоского (крайнее восточное обнажение пруда, скала, сложенная кремнями) и на протяжении 400 м к западу. Здесь нами найдены три точки с фауной конодонтов, по которым установлен согласный постепенный переход от верхнего силура к нижнему девону. Здесь собраны (цифра — расстояние к западу от начала выходов): 24 м — Spathognathodus aff. remscheidensis Zieg. и др. (D_1); 74 м — Spathognathodus cf. steinhornensis eosteinhornensis Wall. и др. (S_2^2); 260 м — Spathognathodus inclinatus Wall., S. in posthamatus Wall. и др. (S_2^1) — заключения В.А. Наседкиной.

Как указывалось выше, фаунистически датированные верхне-

силурийские отложения близкого литологического состава вскрыты скв. 2701 в интервале 187–330 м. Здесь Л.И. Десятниченко и другими в 1975 г. в скважине на глубине 300 м найдены граптолиты, определенные Т.Н. Корень как Saetograptus ex gr. chimaera (Barr.), Pristiograptus sp. лудловского возраста.

Кроме того, конодонты раннедевонского возраста обнаружены нами в серых кремнях на р. Ближняя Белая (восточная часть Бардымской зоны), которые литологически близки к кремням стратотипа плоскокаменской свиты. Мощность плоскокаменской свиты не менее 200 м.

Среди развитых в Нижнесергинском районе отложений лемвинского фациального типа наши предшественники отнесли к девону, причем в достаточной мере условно, лишь толщу так называемых "водораздельных кварцевых песчаников", слагающих вершины гор Аптечная, Шаньгина, Студеная, Шолм, Кабацкая, Парфенов Камень и некоторых других. Основанием для этого послужили находки члеников криноидей и других плохо сохранившихся органических остатков раннедевонско-раннеэйфельского облика [40]. Раньше эти же находки трактовались как силурийские [41, 42].

Довольно многочисленные находки конодонтов позволили нам значительно более уверенно выделить девонские отложения, определить их принадлежность к более дробным стратиграфическим подразделениям, одновременно уточнив и объем ордовикских и силурийских отложений, в которые ошибочно включались отдельные пачки девона.

Аптечногорская свита (D_1ap)

Аптечногорская свита сложена переслаивающимися подушечными лавами спилитов, базальтовых микропорфиритов, зеленоватыми и вишневыми глинистыми сланцами с тонкими прослоями кварцевых алевролитов, массивными кварцевыми песчаниками, туфами кислого состава, туффитами и туфопесчаниками. Эти отложения вмещают субвулканические тела диабазов, габбро-диабазов и, реже, бескварцевых альбитофиров. Аптечногорская свита впервые выделена нами [291, 292]. Лучшие разрезы свиты располагаются по р. Серге вдоль склонов горы Аптечной, по железной дороге сразу восточнее курорта Нижних Серег, на северном берегу Нижнесергинского пруда, на правом берегу р. Бардым, в 3 км выше его устья (их послойные описания приведены в работе [292].

Глинистые сланцы, туфы кислого состава и туффиты характерны для нижней части свиты; кварцевые песчаники преобладают в верхней части, прослои базальтов есть по всему ее разрезу.

Раннедевонский возраст аптечногорской свиты устанавливается нами на основании следующих фактов:

1. На северном берегу Нижнесергинского пруда нами описан [292, с. 42–46] фаунистически охарактеризованный разрез аптечногорской свиты (имеются две точки с конодонтами нижнего девона — Spathognathodus miae Bult., Polygnathus pireneae Boers. и др.) (рис. 2.5).

2. В 800 м восточнее Нижнесергинского курорта подушечные лавы

нижней пачки аптечногорской свиты содержат прослойки известняков, в которых нами найден ювенильный конодонт, определенный В.В. Черных как Icriodus ex gr. woschmidti Ziegler раннедевонского возраста.

3. Косвенно о раннедевонском возрасте аптечногорской свиты свидетельствует установленный по конодонтам (см. ниже) среднедевонский возраст "водораздельных" кварцевых песчаников вышележащей заставкинской свиты. Переслаивающиеся с базальтами кварцевые песчаники, слагающие верхнюю пачку аптечногорской свиты, ни литологически, ни по каким-либо другим признакам не отличаются от этих "водораздельных песчаников" и постепенно переходят в них по мере исчезновения из разреза прослоев базальтов.

4. В правом берегу р. Бардым, в ближайших к устью скальных выходах, в прослоях туффитов аптечногорской свиты (в 30 м восточнее крупного тела габбро-диабазов) нами собраны радиолярии плохой сохранности, возраст которых, по заключению Б.Б. Назарова, позднесилурийско-среднедевонский.

Мощность аптечногорской свиты примерно 350–400 м, она согласно перекрывается заставкинской свитой. Соотношения аптечногорской свиты с нижележащей плоскокаменской окончательно не установлены, однако судя по имеющимся палеонтологическим данным они частично перекрываются по возрасту, фациально замещая друг друга.

Заставкинская свита (D_2Z)

К этой свите отнесена толща кварцевых песчаников с подчиненными прослоями кремней, кремнистых брекчий и алевролитов. Свита впервые выделена нами [291, 292]. Основную часть ее составляют так называемые "водораздельные песчаники", слагающие вершины и гребни гор Нижнесергинского района. Однако, по-видимому, условия обнаженности создают ложное впечатление, что толща, бронирующая вершины, состоит только из кварцевых песчаников, кремней и кремнистых брекчий, тогда как в разрезах структурных скважин видно, что глинистые сланцы и алевролиты также слагают значительную часть ее объема. На крупномасштабной геологической карте В.Г. Варганова отложения заставкинской свиты попали в состав четырех различных толщ. Это кварцевые песчаники с пачками фтанитов — S_1; кварцевые песчаники, алевролиты, фтаниты — S_{1-2}; кварцевые песчаники с редкими пачками фтанитов, а также кремнистые конгломерато-брекчии — D_1–D_2e_1. В действительности же, как показывают наши находки конодонтов, все это — отложения среднего девона, поскольку, помимо указаний на находку плохо сохранившейся фауны раннедевонско-раннеэйфельского облика [40], на горе Аптечной мы располагаем тремя находками конодонтов, позволяющими датировать кварцито-сланцевую толщу как среднедевонскую. Одна из них сделана в придорожном карьере (точка 573) на восточной стороне лесовозной дороги Нижние Серги – Михайловск, в 7,1 км (по дороге) к юго-западу от поворота на Ревдель. Здесь в серовато-коричневых толстоплитчатых кремнях нами обнаружены конодонты Polygnathus cf. quadratus Klap., Zieg. et Mashk., Po. cf. costatus Klap. и др. Их возраст — эйфельский ярус,

вероятно, зоны serotinus – patulus (верхи эйфеля по уральской шкале). Вторая находка сделана на вершине горы Маяктау, где нами обнаружены конодонты живетского возраста (см. выше). Еще одно местонахождение конодонтов установлено нами на левом берегу р. Заставки, в 1400 м выше устья, в прослое кремнисто-глинистых сланцев среди кварцито-песчаников. Здесь собраны Polygnathus costatus Kla., P. cf. dobrogensis Mirău, P. ex gr. Linguiformis Hinde и др., характерные для верхнего эйфеля – раннего живета уральской шкалы (заключения В.Н. Пучкова).

В целом главной отличительной чертой свиты является присутствие значительных по мощности прослоев кварцито-песчаников, по исчезновению которых, видимо, и следует проводить верхнюю границу свиты. Нижнюю границу свиты мы проводим по исчезновению пачек базальтов. Вероятно, происхождение этих хорошо сортированных песчаников следует связывать с существованием в среднем девоне Русской платформы области длительного поднятия и размыва в районе г. Красноуфимска.

Следует отметить, что заставкинская свита является возрастным и генетическим аналогом такатинской свиты, что должно учитываться при оценке ее продуктивности. Заставкинская свита хорошо сопоставима с пагинской свитой Лемвинской зоны. Мощность заставкинской свиты около 250–300 м.

Среднинская свита (S_2^1–D_2^1 sr)

Параллельно отложениям плоскокаменской, аптечногорской и заставкинской свит, образующим практически непрерывный разрез общей мощностью около 800 м, в Нижнесергинском районе накапливались отложения конденсированного разреза, мощность которого при почти таком же времени осадконакопления (от лудлова до эйфеля включительно) не превышает, по-видимому, 40–60 м. Эти отложения, представленные переслаивающимися зелеными и малиновыми аргиллитами, кремнями и глинистыми комковатыми известняками, выделяются нами в среднинскую свиту. Выходы свиты есть на южном берегу Нижнесергинского пруда, а также в черте г. Нижние Серги по р. Средней, где нами проведены послойные сборы фауны (богатые комплексы конодонтов, тентакулитов и др.), показавшие ее очень широкий возрастной диапазон [292].

Исключительно малые мощности осадков среднинской свиты и наличие известняков, практически отсутствующих в других свитах Бардымской зоны, наводят на мысль о формировании отложений среднинской свиты на поднятиях глубокого дна, где груботерригенные осадки суспензионных потоков не отлагались.

Следует отметить, что чрезвычайно похожие по облику и положению в разрезе прерывистые горизонты тентакулитовых и цефалоподовых "петельчатых" пелагических известняков прослеживаются в батиальных толщах Зилаиро-Лемвинской зоны Урала на протяжении более чем 2000 км от Пай-Хоя на севере до Сакмарской зоны на юге [289, 124, 299].

Корсаковская свита (D_3^1 kr)

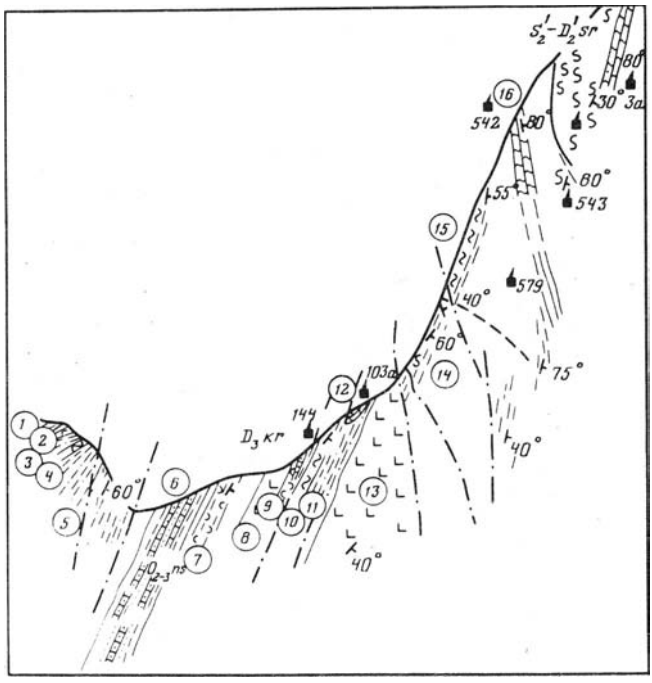
Корсаковская свита впервые выделена нами [291, 292], она представлена плитчатыми светлыми кремнями и фтанитами, переслаивающимися с темными углисто-глинистыми, реже — светло-серыми и зеленоватыми глинистыми сланцами, кремнистыми брекчиями. В типичном развитии свита наблюдается в протяженной субмеридиональной полосе шириной 1–2 км, проходящей через гору Орлова, вдоль западного края аллохтона, где протекает речка Корсакова (левый приток р. Бардым). Лучшие разрезы свиты наблюдаются по левым берегам рек Серга и Бардым, под горой Орлова. На крупномасштабной геологической карте В.Г. Варганова и др., составленной в 1975 г., возраст этих кремней считался позднеордовикским – раннесилурийским.

В них установлено шесть точек с фауной конодонтов раннего и среднего франа. Так, на левом берегу р. Серги в 850 м к юго-западу от вершины горы Орлова нами найдены (точка 113 на рис. 7) Polygnathus asymmetrica ovalis Zieg. et Klap., P. aff. varcus Stauff., Ancyrodella cf. rotundiloba (Bryant), A. cf. rugosa Br. et M. и др. (ранний фран). В 1050 м севернее на р. Серге найдены Polygnathus aff. varcus Stauff (поздний живет – ранний фран). В 1750 м севернее на р. Бардым (точка 132 на рис. 7) собраны Palmatolepis martenbergensis Mull., P. cf. gigas Mill. et Joung, P. cf. proversa Zieg и др. (средний фран — заключения В.Н. Пучкова). Фрагмент корсаковской свиты наблюдается также на южном берегу Нижнесергинского пруда (рис. 10), где нами [292] найдены конодонты среднего франа. Мощность свиты около 150 м.

Плитчатые кремни корсаковской свиты согласно перекрывают отложения заставкинской свиты. Верхняя граница корсаковской свиты неясна: перекрывающие ее или более молодые по возрасту отложения той же фациальной зоны в Нижнесергинском районе неизвестны. По аналогии с разрезами других районов развития отложений лемвинского типа следует предполагать, что кремни корсаковской свиты перекрывались фаменскими или раннекаменноугольными граувакками.

В этой связи привлекает внимание флишоидная толща, вскрытая скважинами в верховьях рек Шумихи и Карасевки (бассейн р. Демида к северо-западу от г. Нижние Серги). Мощность толщи не менее 175 м, состоит она из часто переслаивающихся аргиллитов, алевролитов, песчаников, гравелитов и мелкогалечниковых конгломератов. В низах разреза имеются прослои известняков, содержащих фораминиферы низов фаменского яруса [40]. Возможно, эта пачка как раз и является аналогом граувакк зилаирской серии и надстраивает разрез Бардымской структурно-фациальной зоны.

Корсаковская свита хорошо сопоставима с нижними подсвитами колокольненской свиты Лемвинской зоны и евтропинской свиты Малопечорского аллохтона, а также с ибрагимовским горизонтом Зилаирского синклинория [289, 292, 123 и др.]. Особенно хорошее сходство наблюдается между корсаковской и егиндинской свитами Сакмарской зоны. Объем последней был нами уточнен [293, 124]. Достаточно многочисленные и представительные сборы конодонтов, сделанные нами в стратотипе егиндинской свиты, показали, что к ней относятся плитчатые кремни и фтаниты, отвечающие франскому ярусу в его полном



Р и с . 10. Геологический план южного берега Нижнесергинского пруда
Условные обозначения см. на рис. 9.

объеме. Егиндинская свита, ибрагимовский горизонт (восточный борт Зилаирского синклинория) и корсаковская свита составляют единый горизонт франских плитчатых фтанитов (с подчиненными по объему пачками разноцветных кремней и кремнистых брекчий), протягивающийся по западному склону Среднего и Южного Урала.

ТЕКТОНИКА И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ БАРДЫМСКОЙ ЗОНЫ

Вывод о залегании развитых в центральной части Уфимского амфитеатра геосинклинальных комплексов в виде тектонических пластин на палеозойских силурийско-карбоновых карбонатно-терригенных отложениях напрашивался уже давно: еще О.Ф. Нейман-Пермякова [251] отмечала аллохтонное залегание бардымской свиты. На составленной ею карте этого района были показаны чешуи, надвинутые с востока на запад. Однако впоследствии эти представления были оставлены в основном из-за отсутствия однозначных геологических данных. Вновь представления о чешуйчато-надвиговом строении Уфимского амфитеатра возродились в 60-х и начале 70-х годов благодаря детальному геологическому картированию и привлечению нового фациального структурного и геофизического материала [156, 272, 350, 292 и др.].

Согласно последней схеме М.А. Камалетдинова и др. [157], в Уфимском амфитеатре выделяется с запада на восток не менее семи последо-

вательно перекрывающих друг друга шарьяжей. Авторы не касаются проблем, связанных с правомерностью выделения большинства из них, сложенных среднепалеозойскими карбонатными или древними метаморфизованными толщами. Аллохтонное же залегание терригенно-кремнистых отложений Бардымской структурно-фациальной зоны доказано в настоящее время совершенно строго: помимо геологического картирования и комплексных геофизических исследований (гравика, электро- и сейсморазведка) о существовании шарьяжа говорят и данные бурения 6 глубоких скважин, вскрывших поверхность аллохтона и вошедших в девонские рифогенные известняки под шарьяжем на глубинах 500–1050 м.

Следует указать, однако, что применяемое к этим отложениям [156, 157] название "Нязепетровский шарьяж" неудачно. Как уже было показано, наиболее крупный Бардымско-Нязепетровский эрозионно-тектонический останец ("Нязепетровский шарьяж" М.А. Камалетдинова) сложен породами двух разных фациальных типов, между котоми не наблюдается фациальных переходов, что заставляет предполагать их существенное тектоническое сближение.

Отложения зилаиро-лемвинского (Бардымская зона) и тагильского (Нязепетровская зона) типов слагают здесь по крайней мере две самостоятельные пластины (соответственно Бардымскую и Нязепетровскую, см. рис. 7). Контакт между этими тектоническими пластинами, по-видимому, трассируется мелкими телами брекчированных "конгломератовидных" серпентинитов, прослеживающихся в субмеридиональном направлении на десятки километров. Эти тектонизированные серпентиниты можно наблюдать в обнажениях правого берега р. Полуденный Бардым, по правому берегу р. Бардым, около устья ручья Яшин Лог и в других местах. Для них характерны обломочные "конгломератовидные" текстуры — в серпентинитовой массе видны многочисленные несортированные обломки серпентинитов размером 0,3–4, иногда до 30 см, округлой и, реже, угловатой формы. Обломков другого состава в серпентинитах нет.

Отложения Бардымской пластины протягиваются непрерывной субмеридиональной полосой длиной 85 км (см. рис. 7). Непосредственно севернее, после выклинивания в районе железной дороги Свердловск – Казань, они вновь продолжаются еще на 20 км (Киргишанский останец). Примерно в 30 км к югу от южного замыкания Бардымской пластины расположен Маяктауский останец, в плане представляющий собой блок, вытянутый в меридиональном направлении на 14 км при ширине 4,5 км.

Непосредственных контактов отложений Бардымской пластины с подстилающими известняками нигде не наблюдается ввиду недостаточной обнаженности. Границы пластины сравнительно прямые, исключение при этом составляет район г. Нижние Серги. Здесь восточная граница аллохтона делает коленообразный изгиб, образуя расширяющееся на северо-восток крупное тектоническое полуокно (см. рис. 8). Южнее ширина выходов отложений Бардымской пластины удваивается, достигая 20 км. Можно предполагать, что здесь (т.е. южнее г. Верхние Серги) отложения зилаиро-лемвинского типа тектонически залегают

на вулканогенно-осадочных толщах тагильского типа, выходы которых начинаются в 25–30 км южнее этого коленообразного изгиба.

По данным геологического картирования, к западу от г. Нижние Серги западная граница аллохтона имеет в плане сложную извилистую форму (см. рис. 8) с многочисленными тектоническими полуокнами. Эта граница практически повторяет изгибы горизонталей топографической карты, причем отложения аллохтона (кремни корсаковской свиты) залегают гипсометрически выше известняков аллохтона, что, по всей видимости, говорит о пологом залегании здесь подошвы шарьяжа. Залегание кремней на известняках устанавливается нами вслед за [350] в районе Нижнесергинского курорта. Примерно в 750 м к юго-западу от курорта Г.А. Смирнов закартировал изолированный останец кремнистых сланцев размером примерно 1200 × 300 м. Примерно в 1 км севернее курорта В.Г. Варгановым (материалы которого, видимо, использовали М.А. Камалетдинов и др. [57]) установлено тектоническое окно размером 750 × 250 м, в котором показаны франские известняки. Нам это окно обнаружить на местности не удалось.

Однако значительно чаще, как показывают данные бурения, поверхность шарьяжа залегает у дневной поверхности довольно круто, под углом 40–60°, резко выполаживаясь с глубиной. Так, скв. 2701, 2706, расположенные в краевых частях аллохтона, вскрыли поверхность надвига на глубине около 800 м, т.е. практически на такой же, как и скважины, перебурившие аллохтон в его центральных частях (максимальная глубина до поверхности шарьяжа 1049 м). Вероятно, эта картина — результат сочетания пологой древней поверхности шарьяжа и более молодых крутых сбросов и надвигов, смещающих эту поверхность. В основании шарьяжа структурными скважинами вскрыта мощная зона тектонических брекчий (данные Л.И. Десятниченко и др., 1975 г. по [157]).

Как справедливо отмечает М.А. Камалетдинов [156], внутренняя структура аллохтона (Бардымской пластины, в частности) отличается большой сложностью. Лишь только сейчас, после создания надежной стратиграфической основы, появилась возможность для ее расшифрования, что, однако, сильно затруднено плохой обнаженностью площади. По нашим данным, внутреннее строение аллохтона в целом характеризуется сочетанием сложнопостроенных пестрых по возрастному и литологическому составу зон тонкочешуйчатого строения и сравнительно крупных (по несколько километров) слабонарушенных блоков.

Разрезы тонкочешуйчатой зоны, протягивающейся вдоль восточного края аллохтона, видны, например, по берегам Нижнесергинского пруда. Особенно нагляден разрез южного берега (рис. 10) [292, с. 36–42] с частым чередованием пачек совершенно разного возраста (от среднего ордовика до франа включительно); здесь в обнажениях нередко наблюдаются мелкие разломы (главным образом надвиги с восточным падением сместителей); породы повсеместно рассланцованы, причем сланцеватость обычно сечет слоистость под острыми углами. Достаточно часто отмечаются будинаж и иногда приразломная складчатость. Будины представлены, как правило, полимиктовыми песча-

никами, кремнями и диабазами, имеют обычно округло-изометрическую форму размером 5–20 см. Заключены они в тектонизированные глинистые сланцы.

Иногда степень тектонической переработки (дробление, рассланцевание и др.) возрастает до образования меланжа, сложенного осадочными породами. Наиболее характерные азимуты падения слоистости пород в пределах этой чешуйчатой зоны 100–130° ∠25–50°. Пачки косо подходят к границе аллохтона и срезаются ею под острым углом (см рис. 8). При этом они, видимо, смяты в несколько крупных сжатых складок, осевые плоскости которых падают на восток-юго-восток под углом 30–40°. Неясно выраженные замковые части антиклиналей, сложенные кремнями, можно наблюдать на северном берегу Нижнесергинского пруда, в юго-восточной части разреза.

Вдоль западной границы аллохтона проходит зона интенсивной складчатости, в которой подвергаются смятию плитчатые кремни корсаковской свиты. Так, в карьере сразу западнее г. Нижние Серги и по р. Серге, под горой Орлова, наблюдаются изоклинальные складки с полого падающими в разных направлениях осевыми плоскостями.

Иногда видны и складки более сложной формы, свидетельствующие об интенсивных деформациях и высокой пластичности пачек кремней и глинистых сланцев. Так, в обнажениях левого берега р. Бардым, в 1,5 км ниже устья речки Блинова видно, что серые непросвечивающие плитчатые кремни образуют крупную лежащую складку, осложненную более мелкими очень сложными складками типа сундучных. Генеральное простирание кремней в обнажении 130°–140°. Азимут падения верхнего крыла лежачей складки в целом 100° ∠30°, нижнего 220° ∠15°, шарнира 155° ∠10°.

Кроме тектонических складок, в отложениях заставкинской и корсаковской свит иногда можно наблюдать мелкие (менее 0,5 м) внутрислоевые складки, в которых отсутствует кливаж осевой плоскости, что свидетельствует, скорее всего, об их подводно-оползневом характере.

Упоминавшиеся крупные блоки аллохтона, слабо подверженные дизъюнктивным и пликативным деформациям, сложены отложениями заставкинской свиты и верхней пачки аптечногорской свиты, в которых широко развиты мощные компетентные пачки массивных кварцито-песчаников и эффузивов. Можно предполагать, что такой состав обусловил повышенную жесткость отложений, и это привело к их слабой деформации, в то время как тектонические напряжения в смежных, более пластичных кремнисто-сланцевых пачках вызвали сложную дисгармоничную складчатость.

В Нижнесергинском районе простое брахисинклинальное строение имеет, по-видимому, гора Аптечная. Это подтверждается находками фауны (точки 556, 120, см. рис. 8). Пологое, слабо нарушенное залегание песчаников можно видеть здесь в разрезе по левому берегу р. Серги. Наблюдения над косой слоистостью здесь, так же как и находки фауны (точки 556, 120), указывают на нормальное залегание песчаников. Структурная скв. 2702, пробуренная в 2 км восточнее,

не вскрыла песчаников, что также свидетельствует, скорее, о синклинальном залегании "водораздельных" песчаников заставкинской свиты.

К.П. Плюснин [272 и др.], изучая кливаж в отложениях Бардымской пластины, пришел к заключению, что время шарьирования — послепермское. М.А. Камалетдинов и др. [157] полагают, что шарьяжеобразование происходило многократно и закончилось в послепермское время. Время шарьирования, по Г.А. Смирнову [350 и др.], в основном позднедевонское (фаменское). Такой вывод был основан на том, что терригенная азямская свита, расположенная вблизи тектонических останцов, сложенных ургалинской толщей, в своих обломках содержит все разновидности пород ургалинской свиты и, таким образом, сформировалась за счет размыва последней. Однако возраст азямской свиты, видимо, не фаменский, как полагал Г.А. Смирнов, а среднекаменноугольный, что подтверждено находками фауны [105]. Нельзя также не отметить, что кремни бардымской серии полого залегают на среднекаменноугольных отложениях в районе гор Маяктау, Вязовой, Захаровой Шишки и в других местах [156 и др.].

Вместе с тем в Уфимском амфитеатре, как и в большинстве районов западного склона Южного и Среднего Урала, снос обломочного материала с востока начинается в позднем девоне в зилаирское время. При этом хорошо отсортированные кварцевые пески с Русской платформы сменяются полимиктовым и граувакковым флишем, появление которого связывают с началом надвигания на запад пластин эвгеосинклинальных отложений [264].

Таким образом, начавшись, вероятно, в позднем девоне в более восточных районах, шарьирование, безусловно, завершилось не ранее позднего карбона (в перми), когда останцы шарьяжей заняли свое теперешнее место. Исходя из предположения о том, что корни Нязепетровской тектонической пластины находятся в Тагильской зоне восточного склона Урала, минимальная амплитуда перемещения этого аллохтона может быть оценена в 30 км, а наиболее вероятная, скорее всего, превышает эту величину; амлитуда перемещения Бардымской пластины должна быть несколько меньше. Сходную оценку амплитуды шарьяжа дал К.П. Плюснин [272]. По мнению М.А. Камалетдинова [156], амплитуда горизонтального перемещения превышает здесь 100 км.

Полученные нами новые геолого-палеонтологические данные позволяют восстановить в главных чертах историю развития Бардымской структурно-фациальной зоны (табл. 1).

Для ордовикских отложений зоны (нижнесергинская свита) характерны пестрота состава, присутствие известняков и известковистых песчаников, разнообразный, преимущественно щелочной состав вулканитов, среди которых преобладают переотложенные продукты. Все это говорит о мелководной обстановке, контрастных тектонических движениях и интенсивном вулканизме в условиях раскалывания континентальной коры. По совокупности этих признаков ордовикские отложения Бардымской зоны сопоставимы с образованиями рифтогенной стадии развития геосинклиналей по классификации А.В. Пейве и др. [264]. Сравнение ордовикских отложений разных зон Уфимского амфитеатра свидетельствует, что в этот период Бардымская зона еще

Таблица 1

Стадии тектонического развития Бардымской зоны

Эпоха		Стадия	Подстадия	Этапы тектонических движений
Каменноугольная	C_2	Орогенная		Образование шарьяжей, окончательная ликвидация Бардымской зоны
	C_1	Предорогенная (грауваккового флиша)		Деформации в условиях горизонтального сжатия
Девонская	D_3	Пассивной континентальной окраины	Завершающая	Сужение геосинклинальной впадины
	D_2		Зрелой континентальной окраины	Воздымание и размыв восточного края Русской платформы
	D_1			Повторный рифтогенез (?) восточного края Русской платформы
Силурийская	S_2			Продолжающееся расширение геосинклинальной впадины
	S_1		Начальная	Заложение Бардымской зоны. Начало постепенного погружения континентального склона Русской платформы
Ордовикская	O_3	Рифтогенная		Рифтогенез, раскалывание Русской платформы
	O_2			
	O_1			

не сформировалась, и все ордовикские отложения относятся в принципе к одному формационно-тектоническому типу [118]. Обособление различных структурно-формационных зон началось на западном склоне Среднего Урала, вероятно, в позднеордовикское время после завершения рифтогенеза и деструкции восточного края Русской платформы.

Прогибание, смена мелководных условий на относительно глубоководные (батиальные) и формирование Бардымской зоны как пассивного континентального склона Русской платформы произошло в позднем ордовике – раннем силуре. Это, по-видимому, было связано с общим раздвижением Уральской эвгеосинклинали. Однако характер раннесилурийских отложений ургалинской свиты (углистые, углисто-глинисто-кремнистые сланцы) свидетельствует о застойной, восстановительной, обстановке. Это, вероятно, обусловлено тем, что новообразованный морской бассейн был еще сравнительно узким. Глубина формирования углистых сланцев составила, по-видимому, 0,5–1,5 км.

Смена в позднем силуре черных углистых сланцев и фтанитов цветными кремнями соответствует смене восстановительной обстановки на окислительную, что маркирует дальнейшее расширение и формирование палеоокеана Уральской эвгеосинклинали. Позднее, начиная с позднего силура и до живета включительно, Бардымская зона в целом развивалась как пассивный континентальный склон и континентальное подножие Русской платформы. В это время в Бардымской

зоне происходило накопление, по крайней мере, двух разных фациальных типов осадков — глубоководных поднятий и впадин. Для отложений глубоководных поднятий (среднинская свита) характерны очень низкие мощности и скорости осадконакопления. Отложения глубоководных впадин (плоскокаменская, аптечногорская, заставкинская свиты) отлагались, вероятно, в нижней части континентального склона и на континентальном подножии Русской платформы. Базальты аптечногорского комплекса либо формировались в наиболее близкой к эвгеосинклинали части Бардымской зоны, либо, что вероятнее, явились следствием повторного девонского рифтогенеза этой части Русской платформы. В среднедевонское время последняя испытывает общее воздымание и размыв, зафиксированный в Бардымской зоне мощными пачками хорошо сортированных кварцевых песчаников заставкинской свиты [118].

В раннефранский век отложения корсаковской свиты (фтаниты, углисто-кремнистые сланцы и др.) формировались снова уже в восстановительной обстановке, что, видимо, было связано с обмелением и замыканием морского бассейна. Начавшийся в это время процесс горизонтального сжатия привел к закрытию и исчезновению Бардымской зоны с последующим шарьированием на запад сформировавшихся в ней отложений.

НЯЗЕПЕТРОВСКАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПЛАСТИНА (ФОРМАЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ ТАГИЛЬСКОГО ТИПА)

Выше было рассмотрено строение палеозойских геосинклинальных толщ Уфимского амфитеатра, среди которых, несмотря на присутствие вулканогенных образований, основную роль играют осадочные отложения, причем их характер весьма ощутимо указывает на присутствие реликтов гранито-гнейсового континентального основания. Такой разрез наблюдается в Киргишанском и Маяктауском останцах (см. рис. 7), а также в северо-западной части (Бардымская пластина) полосы развития геосинклинальных отложений. В юго-юго-восточной части (в Нязепетровской тектонической пластине) характер разреза иной.

О резком фациальном изменении палеозойских толщ в юго-восточном направлении было известно уже давно: "На широте дер. Николаевки глинистые сланцы, широко развитые в Нижнесергинском районе, замещаются спилитами, их туфами и глинисто-кремнистыми туфогенными сланцами. На широте Нязепетровска и южнее толща (которую часто относят к бардымской свите) сложена главным образом эффузивными породами, среди которых довольно отчетливо выделяются спилиты и кератофиры, пироксен-плагиоклазовые порфириты базальтового состава и андезито-базальтового состава" [347, с. 74]. Вместе с тем здесь исчезают характерные кварцитовые толщи. Ясно, что облик разреза настолько меняется, что слагающие его образования уже нельзя относить к той же бардымской серии, которая выделяется в Бардымском хребте или районе горы Нижние Серги. Развитые в Нязепетровском районе вулканогенные и вулканогенно-оса-

дочные толщи принадлежат уже к отложениям тагильского формационного типа [264, 332 и др.], а не к континентально-склоновым отложениям зилаиро-лемвинского типа.

Геологию вулканогенно-осадочных толщ Нязепетровской пластины изучали А.И. Белковский, Л.П. Ефимова, И.В. Жилин, М.А. Камалетдинов, В.И. Петров, Н.А. Румянцева, С.Г. Самыгин, Г.Ф. Селиверстов, Г.А. Смирнов и др. Результаты этих работ, а также наши исследования позволяют провести сравнительной тектонический анализ формаций Нязепетровской пластины. В настоящее время достаточно хорошо изучены петрография и петрохимия пород Нязепетровской пластины, внутренняя структура которой известна лишь в общих чертах. Наименее изучены вопросы геохимии и особенно возраста слагающих ее формаций. Восполнению последнего пробела в некоторой степени способствовали наши работы.

Вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи эвгеосинклинального облика, слагающие Нязепетровскую тектоническую пластину, протягиваются в Нязепетровском районе субмеридиональной полосой длиной до 65 км при ширине около 10 км. По данным геологической съемки И.В. Жилина, Г.Ф. Селиверстова и др. [100 и др.], современная структура пластины имеет в целом синклинальное строение (см. рис. 7), в ее осевой части располагаются габбровые массивы. Вулканогенно-осадочные толщи Нязепетровского района дислоцированы весьма интенсивно, существенно сильнее, нежели отложения Бардымской структурно-фациальной зоны. Различия увеличиваются еще и тем, что первые подвержены низкотемпературному метаморфизму низов зеленосланцевой фации. Отложения Нязепетровской пластины обычно сильно тектонизированы, в них наблюдаются значительное количество разноориентированных мелких разрывных нарушений, рассланцевание и будинаж, интенсивность которых иногда возрастает вплоть до образования зон мономиктового меланжа. Сланцы и эффузивы смяты в сложную систему мелких, крутых, часто изоклинальных, опрокинутых на запад складок размерами от нескольких до 30–50 м в поперечнике. Все это чрезвычайно усложняет возможность изучения внутренней структуры аллохтона.

Внешние границы комплекса всюду тектонические. Западный контакт имеет восточное падение и сопровождается зоной катаклаза, рассланцевания и милонитизации мощностью несколько сотен метров [156, 332]. Во многих местах он фиксируется выходами серпентинитов. На западе вулканогенные толщи Нязепетровской пластины граничат с породами Бардымской пластины (в северной части), а южнее р. Уфы — с песчаниками венлока, известняками лудлова, среднего – верхнего девона, нижнего карбона и карбонатно-терригенными флишоидными осадками среднего карбона. По сейсмическим и электромагнитным данным, эти осадочные пачки слагают постель шарьяжа, прослеживаясь под зеленокаменным вулканогенно-осадочным комплексом, который образует, таким образом, бескорневую тектоническую пластину (Нязепетровскую). Ее мощность в осевой части по разным геофизическим методам 3,8 [195] или 1,3 км [350].

На востоке Нязепетровская пластина граничит с мраморизован-

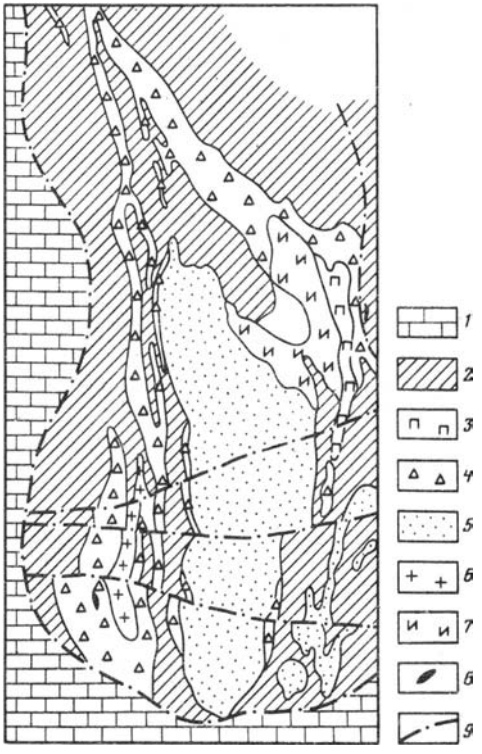
ными терригенно-карбонатными отложениями средне-верхнедевонского возраста, слагающими узкую субмеридиональную полосу. К контакту, обычно крутопадающему на восток, приурочены редкие линзы рассланцованных серпентинитов. По гравиметрическим данным [350], с глубиной контакт быстро меняет падение на западное, с углом около 30°. Северная часть Нязепетровской пластины на востоке граничит с терригенными метаморфизованными толщами ордовикского возраста (см. рис. 7).

Комплекс меланократового основания геосинклинального разреза

Плохая обнаженность и сильная дислоцированность образований тагильского типа в Нязепетровском районе не позволяет достаточно детально и вполне обоснованно установить последовательность формаций в разрезе, однако большинство из выделяемых формаций по своему вещественному составу имеет аналоги в Тагильском зеленокаменном синклинории, что дает возможность при восстановлении разреза использовать и аналоги с более хорошо изученными формационными разрезами Западно-Тагильской зоны [264].

В качестве комплекса меланократового основания, сопоставимого с низами офиолитовой ассоциации Тагильского синклинория, мы предположительно выделяем в Нязепетровском районе в различной степени тектонически переработанные и метаморфизованные тела и небольшие массивы гипербазитов и габбро (Церковский, Нязепетровский и другие массивы).

В строении массивов участвуют пироксениты, габбро-пироксениты, дуниты, перидотиты, оливиновые и оливинсодержащие пироксениты, серпентиниты, различные габбро (в том числе и габбро-нориты, оливинсодержащие роговообманково-пироксеновые габбро, пироксеновые, роговообманково-пироксеновые, биотит-пироксеновые и роговообманково-биотит-пироксеновые габбро), диориты, кварцевые диориты, плагиограниты [100]. Перечисленный набор пород в целом характерен для меланократового основания уральской эвгеосинклинали. Гипербазиты этой ассоциации очень часто превращены в серпентиниты и тектонизированы, что не позволяет судить об их первичных взаимоотношениях с другими породами. Наименее нарушены эти взаимоотношения лишь в расположенных в центральной части пластины относительно крупных Нязепетровском и Церковском массивах, сложенных габбро, пироксенитами, диоритами, кварцевыми диоритами и плагиогранитами. Количественно преобладают пироксениты и габбро, в то время как диориты и более кислые разности представлены главным образом жильными фациями. Наиболее распространены роговообманково-пироксеновые и пироксеновые габбро, слагающие внутреннюю часть Церковского и Нязепетровского массивов [100 и др.]. Эти исследователи по взаимным пересечениям и ксенолитам установили здесь следующий порядок образования пород: пироксениты — габбро — диориты — плагиограниты. Габброиды этих массивов отличаются от типичных габбро офиолитовых комплексов присутствием биотита и соответственно повышенным содержанием K_2O (0,5–2,5%). Петро-



Р и с . 11. Геологическая схема Суроямского щелочно-ультраосновного массива, по А.И. Белковскому, Г.Ф. Селиверстову [23]

1 — известняки девона – карбона; *2* — нязепетровский вулканогенно-осадочный комплекс; *3* — клинопироксениты диопсидовые; *4* — дуниты, верлиты, клинопироксениты серпентинизированные, серпентиниты нерасчлененные; *5* — якупирангиты (рудные пироксениты) катаклазированные; *6* — сиениты нефелиновые; *7* — ийолиты брекчиевидные; *8* — порфириты пикритовые; *9* — разрывные нарушения

логия пород Церковского и других массивов изучена пока недостаточно.

Серпентиниты образуют среди вулканогенно-осадочных пород небольшие тела, вытянутые в субмеридиональном направлении: как правило, они меланжированы. При этом вывод Г.Ф. Селиверстова и др. [335] о том, что нижняя возрастная граница внедрения ультрабазитов ограничена лландоверийским возрастом терригенно-кремнистых пород, датированных радиоляриями на р. Полуденный Бардым, не может быть принят, поскольку здесь мы явно имеем дело с холодными протрузиями серпентинитов.

В крайней южной части Нязепетровской тектонической пластины расположен своеобразный Суроямский массив ультраосновных и щелочных пород. Площадь этого массива около 40 км^2, в плане он имеет отчетливо выраженное концентрически зональное строение (рис. 11). Центральная часть Суроямского массива сложена перовскитсодержащими [365] рудными пироксенитами типа якупирангитов, а периферическая — серпентинизированными дунитами и верлитами, в которых отмечаются дайкообразные тела оливин-пироксеновых и флогопитовых пикритовых порфиритов. Кроме того, в составе массива есть нефелиновые сиениты, ийолиты, оливиновые пикритовые порфириты и др. [23]. Данные по петрографии и петрохимии пород Суроямского массива приводятся также в работах [99–101 и др.]. Гипербазиты массива повсеместно имеют с вмещающими вулканогенно-осадочными толщами Нязепетровского комплекса "холодные" тектонические контакты, сопровождающиеся милонитизацией и катаклазом пород. Особенно сильно эти явления наблюдаются в серпентинитах юго-западной части массива, нередко имеющих брекчиевидный облик. Во внутренней части массива также есть низкотемпературные тектонические зоны, где наблюдаются брекчии и милониты с много-

численными зеркалами скольжения [99]. Отмечается появление у оливина волнистого погасания и спайности [23]. По последним данным бурения, массив представляет собой сравнительно тонкую тектоническую пластину, перекрывающую породы Нязепетровского комплекса.

Пироксениты центральной части Суроямского массива содержат апатит-титаномагнетитовую минерализацию, которая еще в начале этого века привлекла внимание геологов необычным для Урала сочетанием полезных компонентов. Г.Ф. Селиверстов, И.В. Жилин и другие установили, что эти пироксениты представляют некоторый промышленный интерес [99, 101 и др.].

Определения абсолютного возраста пироксенитов, проведенные K–Ar-методом в лаборатории УТГУ, дали следующие результаты, млн. лет (в скобках — содержание кальция, %): по породе — 518 ±7 (1,35); 512 ± 10 (1,43); по биотиту — 525 ± 25 (7,32); 469 ± 15 (3,88); 594 ± 7 (6,34) [99, 100].

О генезисе Суроямского массива в настоящее время существуют две точки зрения. Согласно более распространенной из них массив относится к дунит-верлит-клинопироксенитовой ассоциации и сопоставляется с Платиноносным поясом Тагильского синклинория [332 и др.]. При этом Суроямский массив рассматривают как блок Платиноносного пояса, надвинутый с восточного склона Урала [156 и др.], и отождествляют Суроямское апатит-титаномагнетитовое месторождение с месторождениями качканарского типа [101 и др.]. Проявления щелочно-ультраосновных пород в этом случае считают результатом наложенного щелочного метасоматоза, связанного со щелочным базальтовым магматизмом [99, 101].

Другая точка зрения по этому вопросу изложена в работе [23]. Авторы отмечают концентрическую зональность массива, наличие якупирангитов, ийолитов и пикритовых порфиритов и др. Это приводит их к выводу, что Суроямский массив относится к платформенным щелочно-ультраосновным интрузиям центрального типа и сопоставим с Кондерской интрузией Алдана и некоторыми массивами Кольского полуострова.

В пользу этой точки зрения можно добавить следующие соображения: 1) Суроямский массив является для Урала уникальным, его прямое сопоставление с массивами Платиноносного пояса вряд ли возможно, поскольку среди последних, как известно, отсутствуют породы щелочно-ультраосновного ряда типа якупирангитов, ийолитов и др.; 2) Суроямское месторождение в отличие от титаномагнетитовых месторождений качканарского типа обогащено апатитом (P_2O_5 до 3,5%), что также сближает его с месторождениями платформенных интрузий центрального типа.

В целом можно отметить, что обе точки зрения в известной мере справедливы — Суроямский массив обладает чертами сходства как с платформенными концентрическими интрузиями, так и с массивами Платиноносного пояса. Второе, возможно, наблюдается лишь постольку, поскольку и сами массивы Платиноносного пояса в какой-то степени сопоставимы с платформенными ультраосновными интрузиями [98]. В современной структуре Суроямский массив представляет

собой тектонический блок, вероятнее всего, более древний, чем вмещающие вулканогенно-обломочные толщи, вместе с которыми он надвинут на миогеосинклинальные осадки силур-карбонового возраста. Это подтверждается также отмеченными выше древними значениями абсолютного возраста и широким развитием в массиве низкотемпературных тектонических зон.

Формирование Суроямского массива происходило, по-видимому, в рифтогенную стадию развития Урала в краевой части утончающегося клина континентальной коры [135]. Следует отметить, что Г.Б. Ферштатер и др. [380] описали мелкие кольцевые пироксенит-сиенитоидные интрузии в пределах Хабарнинского габбро-гипербазитового массива Южного Урала, который С.Н. Иванов [140] также относит к офиолитам, сформированным в пределах клина континентальной коры.

Комплексы океанической стадии развития земной коры

С вышеописанными интрузивными породами ассоциируют осадочно-вулканогенные образования раннесилурийского (?) возраста, которые, как можно предполагать, в первичном залегании перекрывали габбро-гипербазитовые комплексы. Здесь развиты диабазы, спилиты, вариолиты, базальтовые афириты, относящиеся к единой спилит-диабазовой формации. Среди них есть присутствующие в меньшем количестве прослои и пачки измененных гиалокластитов и литокластических туфов этих пород, а также углисто-кремнистых и глинисто-кремнистых туфогенных сланцев. Последние частью содержат плохо сохранившиеся остатки радиолярий силурийско-ордовикского облика. Сделанные по ним Б.М. Садрисламовым определения возраста имеют противоречивый характер (см. ниже). Всю эту толщу общей мощностью свыше 880 м С.Г. Самыгин и Г.Ф. Селиверстов [332] выделили в качестве нижней толщи нязепетровского комплекса. Н.А. Румянцева [68] рассматривает эти вулканиты в составе бардымского комплекса. От этого названия следует отказаться, поскольку в него были также включены субщелочные вулканиты Нижнесергинского района, принадлежащие к другой (бардымской) структурно-фациальной зоне.

Среди вулканогенных пород спилит-диабазовой формации Нязепетровского комплекса широко распространены [100] даибазовые породы с низкой степенью раскристаллизации, имеющие витрофировую и толеитовую структуры основной массы. Состоят они из основного и среднего плагиоклаза, авгита, титан-авгита, титаномагнетита, лейкоксена. Плагиоклаз часто альбитизирован. Для пород этой недифференцированной спилит-диабазовой формации характерно устойчивое содержание SiO_2 = 46–48,5%. Содержания TiO_2 обычно 0,9–1,4% (что гораздо ниже, чем в базитах нижнесергинского комплекса). В целом содержания петрогенных элементов (табл. 2) в породах спилит-диабазовой формации нязепетровского комплекса достаточно близки к базальтам океанического дна, по Д.Р. Канну [158], и к раннеэвгеосинклинальным базальтам Магнитогорского синклинория. И от тех и от других породы спилит-диабазовой формации Нязепетровского района отличаются в первую очередь несколько повышенным содержанием

Таблица 2

Средний химический состав магматических пород Нязепетровской пластины, % мас.

Компонент	1	2	3	4	5
SiO_2	36,37	55,3	43,73	43,94	45,61
TiO_2	1,33	0,41	0,66	0,30	0,79
Al_2O_3	6,28	21,06	8,07	2,41	16,09
Fe_2O_3	12,7	1,27	6,57	5,88	5,28
FeO	8,34	2,85	7,44	4,47	6,28
MnO	0,15	0,13	0,16	0,16	0,17
MgO	11,84	1,28	12,41	24,37	6,52
CaO	19,22	2,48	14,3	12,26	12,92
Na_2O	0,47	5,65	1,79	0,24	2,08
K_2O	0,51	5,95	2,37	0,18	1,57
P_2O_5	1,73	0,14	0,52	0,15	0,41
п.п.п.	0,90	3,49	1,09	5,64	2,27
Число анализов	14	16	3	3	9

Примечание. 1–4 — суроямская щелочно-ультраосновная ассоциация: 1 — рудные пироксениты, 2 — нефелиновые сиениты, 3 — ийолиты, 4 — серпентизированные верлиты; 5 — габбро Церковского и других массивов; 6 — диабазы и спилиты нижней части нязепетровского комплекса; 7–10 — породы верхней части нязепетровского комплекса; 7 — порфириты базальтового состава, 8 — порфириты андезито-базальтового состава, 9 — базальты малоуказарского комплекса, 10 — суб-

K_2O. К ним приурочены [100] мелкие медноколчеданные месторождения (Васильевское, Ключегорское и др.).

Объективных фаунистических данных о возрасте этих отложений практически нет. Известны лишь скудные и довольно противоречивые сведения о находках здесь радиолярий ордовикского и силурийского облика.

А.И. Белковский и Г.Ф. Селиверстов [23] упоминают о находке в этой толще брахиопод ордовикского возраста. При этом они ссылаются на статью, которая никаких сведений по этому вопросу не содержит. Однако приводимый список брахиопод опубликован Г.А. Смирновым [347, с. 73], который собрал эту фауну на южном берегу Нижнесергинского пруда, т.е. в другой, Бардымской, структурно-фациальной зоне. Таким образом, датировать возраст отложений Нязепетровской зоны эта находка не может. Такой вывод следует также и из опубликованной практически одновременно статьи Г.Ф. Селиверстова [332], где в качестве одного из главных положений было показано, что толщи Нижнесергинского и Нязепетровского районов относятся к разным структурно-фациальным зонам.

С.Г. Самыгин и Г.Ф. Селиверстов [332], говоря о возрасте отложений нижней части нязепетровского комплекса, указывают, что "в цементе и обломках глинисто-кремнистых брекчий из скв. 53 Б.М. Садрисламовым были определены радиолярии Spongosphaera aff. tritestaces Rothplets, Staurosphaera sp., Staurolonche sp. и другие, указывающие, по его мнению, на лландоверийский возраст вмещающих отложений".

6	7	8	9	10	11	12
47,34	48,67	55,59	49,47	69,92	48,83	57,09
1,24	0,75	0,89	0,84	0,85	0,79	0,59
15,4	16,31	16,07	15,98	13,06	13,59	18,05
2,88	3,31	3,0	2,68	1,28	4,29	2,32
8,56	7,12	8,51	6,97	4,2	5,70	3,46
0,19	0.13	0,17	0,16	0,09	0,20	0,24
7,30	7,26	4,09	6,16	1,61	6,60	2,08
8,45	10,08	5,42	9,15	2,11	10,23	2,59
3,24	2,69	4,57	3,19	4,66	2,85	4,08
0,85	0,87	0,72	1,01	1,03	3,12	6,45
0,09	0,23	0,31	0,17	0,18	0,43	0,32
4,46	2,58	2,75		1,02		
22	8	7	27	6	20	11

вулканические липаритовые порфиры; 11, 12 — нязинский комплекс: 11 — трахибазальты, 12 — трахиты. Использованы данные авторов, а также Н.А. Румянцевой [68], И.В. Жилина и др. [100], Г.А. Смирнова [347] и др. При подсчете средних содержаний не учитывались анализы с п.п.п. 5% или CO_2 1% и с суммой больше 101% или меньше 99%.

Эти авторы по какой-то причине опускают опубликованные ранее одним из них [100 и др.] сведения о находке раннеордовикских радиолярий в той же толще, вероятно считая их малодостоверными. Крайне низкая достоверность подобных определений (по радиоляриям в шлифах) возраста вулканогенных толщ Урала показана в работе [119].

Нами в этих отложениях в правом берегу р. Уфы в 0,4 км ниже плотины в черте г. Нязепетровска найден простой конодонт с широким возрастным ($O–D_1$) диапазоном распространения.

Резюмируя вышесказанное, можно отметить, что возраст нижней части нязепетровского комплекса определяется пока сугубо предположительно, главным образом на основании сопоставлений с более изученными районами Урала (Сакмарской зоной, Тагильским синклинорием и др.); по нашему мнению, наиболее вероятен интервал верхний ордовик – нижний силур.

К океанической стадии, по-видимому, относятся и углисто-глинистые, кремнистые, кремнисто-глинистые и другие сланцы с прослоями алевролитов, слагающие узкую полосу, прослеживающуюся вдоль восточного края Нязепетровской пластины (см. рис. 7). Эти породы, вероятно, отчасти представляют собой верхи офиолитовой ассоциации, включающие и осадочные образования океанического чехла. С.Г. Самыгин и Г.Ф. Селиверстов [332] эту толщу отнесли к ургалинской свите; они отмечают, что "из углисто-кремнистых сланцев с правого берега р. Уфы, возле дер. Ильинки, Б.Б. Назаровым были определены радиолярии Entactinia sp. (E. ex gr. somphypora Foreman), с наибольшей

вероятностью указывающие на позднесилурийский возраст вмещающих отложений". По поводу этих сланцев необходимо сделать следующие замечания. Во-первых, в указанном месте на правом берегу р. Уфы нет обнажений (углисто-кремнистые сланцы выходят лишь на левом берегу, более чем в 0,5 км выше по течению от этой точки). Во-вторых, объем ургалинской свиты и область ее распространения требуют уточнения. В стратотипическом районе (верховья р. Ургалы) в состав этой свиты, помимо углистых сланцев с граптолитами силура, включалась пачка светлоокрашенных кремней, в которых нами на вершине горы Маяктау найдены конодонты, в том числе живетский вид Polygnathus trigonicus Bisch. et Zieg.

Нам представляется, что эти кремни и связанные с ними кварцевые алевролиты следует относить к заставкинской свите среднедевонского возраста, оставив название "ургалинская свита" лишь за черными кремнями и граптолитовыми сланцами, обнажающимися на самой р. Ургале. Кроме того, необходимо отметить, что отложения ургалинской свиты в ее стратотипе принадлежат к Бардымской фациальной зоне, т.е. к осадкам континентального склона и подножия. Таким образом, кремни, слагающие узкую полосу в Нязепетровской пластине, либо являются "фациальными хвостами" ургалинской свиты в палеоокеаническом секторе, либо представляют собой самостоятельную кремнистую формацию, не связанную с ургалинской свитой. Из этого следует, что стратиграфическое положение, возрастной объем и формационная принадлежность указанных кремней подлежат дальнейшему уточнению.

Комплексы ранней переходной (островодужной) стадии развития

В Нязепетровском районе над вышеописанной толщей переслаивающихся спилитов, диабазов и осадочных пород залегает сильно отличающаяся от нее толща вулканогенно-обломочных пород андезито-базальтового состава, описанная под названиями "порфирито-туфовая толща" [100], "малоуказарский комплекс" [68], "верхняя часть нязепетровского комплекса" [332]. Эта толща представлена главным образом туфами андезито-базальтового и, реже, андезитового состава мощностью около 2000 м, слагающими центральную часть Нязепетровской пластины. Лучшие разрезы этих отложений наблюдаются по рекам Уфе, Нязе и Малому Указару. Среди туфов местами много грубообломочных, гравийных и агломератовых разностей, образующих крайне не выдержанные по простиранию пачки мощностью до 200–300 м. Однако преобладают массивные туфы псаммитовой и алевролитовой размерности. Часто встречаются переотложенные породы — туфопесчаники, туфоалевролиты и др.

Следует отметить, что этих переотложенных в подводных условиях вулканогенно-осадочных пород в составе верхней части нязепетровского комплекса, видимо, больше, чем собственно вулканических туфов, их роль недооценивалась предыдущими исследователями. Вулканогенно-осадочные породы часто слагают ритмично-слоистые флишевые пачки. Основания ритмов обычно представлены туфогравелитами или

туфопесчаниками, а их верхняя часть — кремнистыми туфами, глинисто-кремнистыми и кремнистыми сланцами с примесью вулканогенного материала и реликтами перекристаллизованных радиолярий. Мощность отдельных ритмов от 0,2 до 1,5 м, преобладают в них, как правило, туфопесчаники. Наиболее ясно- и тонкослоистыми являются верхние алевролито-кремнистые части ритмов. Как справедливо отмечено [332], текстуры этих пород указывают на их перенос турбидными токами.

Местами среди описываемой толщи наблюдаются пачки грубообломочных ксенотуфов, среди которых встречаются обломки массивных известняков размером до 1,5 м. В целом же для толщи среди обломков гравийного и более крупного размера отмечаются также обломки кремнекислых эффузивов, однако резко преобладают обломки эффузивов андезито-базальтового, базальтового и андезитового состава. Среди них наиболее широко распространены порфировые, пироксеновые и пироксен-плагиоклазовые разности.

В толще наблюдаются редкие покровы пироксеновых и пироксен-плагиоклазовых порфиритов мощностью 10–30 м. По данным [100], они составляют 5–10% объема толщи, мощность покровов до 70 м. С ними иногда связаны гиалокластиты. Кроме того, довольно часто встречаются субвулканические тела пироксен-плагиоклазовых порфиритов андезито-базальтового и андезитового состава. Отмечаются также редкие дайки и силлы кварц-плагиоклазовых порфиров, а в низах толщи — пачка туфов дацитового и липаритового состава мощностью до 300 м, условно относимая к этому же комплексу [68]. Не исключено, однако, что последние могут принадлежать к контрастной натриевой базальт-липаритовой формации. Для базальтов и андезито-базальтов очень характерны порфировые структуры. Вкрапленники имеют размеры до 5–12 мм, представлены они главным образом моноклинным пироксеном и основным плагиоклазом, составляют 5–15, реже — до 20% породы. Н.А. Румянцева [68] отмечает наличие во вкрапленниках ромбического пироксена и в субвулканических породах обыкновенной роговой обманки. Последнее, как известно, свидетельствует о высоком давлении воды в расплаве, что характерно для магматизма островодужных серий. Среди моноклинных пироксенов во вкрапленниках преобладает диопсид с четкими кристаллографическими формами.

Химический состав этих пироксен-плагиоклазовых порфиритов верхней части нязепетровского комплекса достаточно сильно отличается от состава диабазов нижней части нязепетровского комплекса. В первую очередь обращает на себя внимание низкое содержание в первых TiO_2 (0,6–0,9%), что характерно для вулканитов островных дуг [224 и др.] и восточного склона Урала [264 и др.]. Пироксен-плагиоклазовые порфириты имеют (см. табл. 2) повышенные по сравнению с диабазами нижней части нязепетровского комплекса содержания SiO_2, K_2O (0,4–1,4%), Al_2O_3 (15–19%), пониженное — MgO (5,5–7%). Н.А. Румянцева [68], И.В. Жилин и др. [100] отмечают, что по химическому составу породы малоуказарского комплекса слагают непрерывную серию с содержанием SiO_2 от 45 до 75%. Однако базальты и андезито-базальты резко преобладают.

Достоверных прямых данных о возрасте толщи до нашей работы не было. Нами по правому берегу р. Нязи, начиная от устья р. Еланской, вниз по течению (по азимуту 260°), вкрест простирания крутопадающих пачек наблюдался следующий разрез отложений, первоначально относившихся к верхней порфирито-туфовой толще бардымской свиты (O_{2-3}), а впоследствии — к верхней части нязепетровского комплекса:

Мощность, м

1. Непрерывные выходы однородной тектонизированной толщи, сложенной серовато-зелеными кремнистыми туффитами, кристаллолитокластическими туфами, туфопесчаниками и туфогравелитами основного состава. Кремнистые туффиты сложены буроватой нераскристаллизованной кремнистой массой, в которой видны обломки альбита и реже кварца размером 0,05–0,4 мм, составляющие в сумме до 30–40% породы. Есть реликты замещенных халцедоном радиолярий. В туфах и туфопесчаниках преобладают обломки плагиоклазовых порфиритов и микропорфиритов базальтового состава. Кроме них, есть обломки плагиоклаза (обычно альбита), хлоритизированной стекловатой основной массы и редкие обломки основной массы кислых эффузивов, представляющие собой кварц-полевошпатовый агрегат с перлитовой отдельностью. Все породы подвергались зеленокаменным изменениям.

В конце интервала, в верхней части склона, среди туфов обнаружена глыба размером около 1 м серых массивных рифогенных известняков. Из них нами отобрана проба весом 10 кг, в которой найден конодонт Polygnathus pireneae Boers, характерный для тошемского горизонта восточного склона Среднего Урала (верхи нижнего девона по уральской шкале).

Задернованный интервал 25

2. Тонкослоистые туфогенно-кремнистые породы 26

Задернованный интервал 8

3. Туфопесчаники, реже, туфоконгломераты основного состава. Среди них в 6 м от начала интервала в верхней части скалы есть несколько обломков рифогенных известняков размером 0,1–0,5 м. Известняки массивные, скрытокристаллические, темно-серого цвета. Здесь нами найдены одиночные кораллы, определенные Ф.Е. Янет как Heliolitoidea, похожие на представителей рода Heliolites. Возраст найденных кораллов определен Ф.Е. Янет как силур – средний девон включительно. Из этих же известняков нами взята проба 12 кг, в которой обнаружен конодонт Polygnathus pireneae Boers (верхи нижнего девона по уральской шкале) 26

4. Прерывистые выходы тонкозернистых туфопесчаников с прослоями кремнистых туффитов 90

5. Субвулканическое тело выветрелых сиенит-порфиров. Структура породы порфировидная, вкрапленники альбита имеют четкую призматическую форму, размер 0,6–2 мм и составляют примерно 15% породы. Основная масса полнокристаллическая (размер зерен 0,1–0,3 мм) с офитовой структурой. Сложена она главным образом удлиненными лейстами щелочного полевого шпата (преимущественно альбита), между которыми в небольшом количестве присутствуют хлорит, рудный минерал, редко кварц, сфен 30

Приведенный разрез показывает, что возраст верхней порфирито-туфовой толщи нязепетровского комплекса, отвечающей малоуказарскому комплексу, определялся ранее неверно. Нижний предел возраста этой толщи в описанном нами разрезе — верхи нижнего девона. Присутствие верхнесилурийских отложений возможно лишь в самых низах верхней части нязепетровского комплекса. Тело сиенит-порфиров, прорывающее здесь эту пачку, видимо, следует относить к нязинскому вулканическому комплексу, возраст которого, таким образом, также оказывается не древнее верхов нижнего девона.

В целом для отложений верхней части нязепетровского комп-

лекса характерны обилие грубообломочного материала, невыдержанные мощности пачек, андезито-базальтовый состав вулканитов, резкое преобладание пирокластического, обычно переотложенного материала над лавовым. Все эти особенности свидетельствуют о формировании отложений в условиях сильно расчлененного рельефа островной дуги. Наличие здесь кремней и кремнистых туффитов с радиоляриями, а также флишоидных отложений турбидных потоков говорит о том, что все это подводные, в значительной мере глубоководные отложения. Можно согласиться с выводом [100] о том, что породы толщи образовались в условиях повторяющихся извержений вулканов центрального островного типа с отложением большей части пирокластического материала на дне морского бассейна.

Таким образом, отложения верхней части нязепетровскго комплекса являются типичной андезито-базальтовой формацией, близкой к именновской и ирендыкской формациям [68, 332] зеленокаменных синклинориев Урала, где их появление связывается с возникновением коры переходного типа [264].

Комплексы поздней переходной (островодужной) стадии развития

В Нязепетровском районе к образованиям, сопоставимым с комплексами поздней переходной стадии развития Тагильского синклинория (по схеме А.В. Пейве и др. [264]), может быть отнесен трахибазальт-трахиандезитовый комплекс, наиболее широко развитый в нижнем течении р. Нязи. Н.А. Румянцевой [68, с. 146] комплекс описан под названием нязинского; он представлен преимущественно туфами трахибазальтов и трахиандезит-базальтов, "слагающими часто ритмично слоистые пачки с мощностью отдельных ритмов до 5–6 м. Широко распространены разновидности туфов, содержащие … бомбы размером до 2–3 м. … Среди туфов изредка встречаются пачки туффитов и потоки лав мощностью 1–2 м". В стратифицированных толщах присутствуют многочисленные тела трахиандезитов и трахитов дайковой и штокообразой формы мощностью до 250 м. И.В. Жилин и др. [100] выделяют среди пород комплекса две субформации базальт-трахитовой формации — калиевую и натриевую, а также ассоциацию пикрит-трахибазальтовых порфиритов и их туфов, приуроченных к разломам северо-западного простирания.

К калиевой субформации относятся субвулканические тела щелочных ультраосновных пород типа лимбургитов, оливин- и плагиоклаз-пироксеновых трахибазальтовых порфиритов, пироксен-плагиоклазовых трахиандезитовых порфиритов, пироксен-плагиоклазовых и биотит-калишпатовых андезито-трахитовых и трахитовых порфиров. Во всех этих породах K преобладает над Na (содержания K_2O доходят до 5,4% в трахибазальтах и до 9,3% в трахитах), содержание SiO_2 варьирует от 43,5 до 58%, характерны низкие (0,4–0,8%) содержания TiO_2.

К натриевой субформации базальт-трахитовой формации относят [100] плагиоклаз-пироксеновые трахибазальтовые и трахибазальт-

базальтовые микропорфириты типа муджеиритов, пироксен-плагиоклазовые трахиандезитовые порфириты, плагиоклазовые липарито-трахитовые порфириты. Для этих пород также характерны низкие содержания Ti, однако Na здесь преобладает над K (содержания Na_2O составляют 3,5–5,3%, K_2O — 0,2–0,6%).

К ассоциации пикрит-трахибазальтовых порфиритов относятся оливин-пироксеновые пикритовые и базальтовые порфириты с повышенной магнезиальностью, пироксеновые трахибазальтовые порфириты и авгиты. Для этих пород характерны невысокие содержания SiO_2 (43–47%), TiO_2 (0,6–0,8%), суммы щелочей (обычно 1–2%) при повышенном содержании Mg (14–19%).

Подробное петрографическое описание всего этого комплекса щелочных вулканитов (нязинского) приведено Н.А. Румянцевой [68], которая указывает, что по химизму породы нязинского комплекса образуют непрерывную серию с содержанием SiO_2 от 45 до 60%. Характерны недосыщенность кремнеземом, низкое содержание TiO_2, высокое значение Fe_2O_3/FeO и резко проявленный калиевый тип щелочности. По сравнению с кларком в этих породах резко повышены содержания Rb, Sr, Ba, понижены — Nb и Ta. По всем петрографическим и петрохимическим признакам нязинский комплекс хорошо сопоставим с туринским трахибазальт-трахитовым комплексом [68 и др.] Тагильского синклинория, отличаясь от него несколько более основным характером вулканизма.

Предыдущие исследователи сходились во мнении, что описанные щелочные вулканиты являются наиболее молодыми среди вулканогенно-осадочных толщ Нязепетровской пластины. При этом И.В. Жилин, Г.Ф. Селиверстов [100 и др.], основываясь на данных абсолютного возраста трахитовых порфиров (372 ± 16 и 345 млн. лет, K–Ar-метод, лаборатория УТГУ), относили нязинский комплекс к верхам силура – низам девона. Н.А. Румянцева [68, с. 146] отмечала, что "нязинский комплекс близок к малоуказарскому, что доказывается присутствием внутри последнего межпластовых субвулканических тел трахибазальтов и одновременно находками в туфах обломков трахибазальтов". Эти данные противоречат представлениям И.В. Жилина о существенных различиях в возрасте названных комплексов (O_{2-3} для базальт-андезитового, S_2–D_1 для трахибазальт-трахиандезитового). Сейчас это противоречие устраняется, так как нами установлен (см. выше) более молодой возраст базальт-андезитового комплекса. Породы нязинского комплекса в разрезе по р. Нязе (см. выше) рвут отложения с возрастом не древнее верхов нижнего девона. Абсолютный возраст трахитовых порфиров (372, 345 млн лет) отвечает среднему – верхнему девону (но не верхам силура – низам девона, как считали цитированные авторы). Поскольку эти определения не противоречат установленной нами нижней возрастной границе, то возраст нязинского комплекса можно считать средне-позднедевонским, имея в виду, однако, что единичные определения абсолютного возраста эффузивов K–Ar-методом крайне неточны.

Заканчивая обзор геологии вулканогенных толщ Нязепетровской тектонической пластины, следует еще раз подчеркнуть, что слагающие ее

комплексы, несмотря на определенные отличия и специфику, близки по характеру к комплексам зеленокаменных синклинориев, и в особенности Тагильскому. Это сходство закономерно порождает представления о шарьировании Нязепетровской пластины с восточного склона, из эвгеосинклинальной части Урала.

Итак, в итоге проведенных нами исследований получены следующие основные результаты:

1. Существенно доработана и изменена стратиграфия геосинклинальных отложений Уфимского амфитеатра. На основании более 50 новых находок фауны в отложениях Бардымской структурно-фациальной зоны доказано присутствие не только ордовикских и силурийских, но и пражских, эйфельских, живетских и франских отложений, которые образуют непрерывный разрез с возрастом от среднего ордовика до франа включительно. Увеличилась дробность стратиграфического расчленения — отложения, составляющие бардымскую серию, разделены на 7 свит: нижнесергинскую (O_{2-3}ns), ургалинскую (S_1ur), плоскокаменскую (S_2–D_1^1pl), аптечногорскую (D_1ap), заставкинскую (D_2z), среднинскую (S_2^1–D_2^1sr), корсаковскую (D_3^1kr), причем 5 последних впервые выделены авторами в 1982 г.

2. Впервые найдена фауна в отложениях верхней части нязепетровского комплекса (кораллы и конодонты верхов раннего девона в присутствующих здесь обломках известняков), что существенно уточняет возрастные датировки отложений Нязепетровской структурно-фациальной зоны.

3. Получены дополнительные подтверждения самостоятельного тектонического значения Бардымской пластины. Доказано, что слагающие ее, а также Маяктауский и Киргишанский останцы отложения относятся к зилаиро-лемвинскому типу и формировались на склоне Восточно-Европейского континента. Отложения же Нязепетровской пластины относятся к Тагильскому формационному типу и формировались, вероятнее всего, в палеоокеаническом секторе Урала.

4. Показано, что разрез Бардымской структурно-фациальной зоны имеет много общего по набору формаций и их возрасту с разрезами других районов развития отложений Зилаиро-Лемвинской зоны. Так, ургалинская свита сопоставима с харотской свитой Лемвинской зоны и нижними подсвитами бетринской и сакмарской свит Зилаирского синклинория. Комковатые известняки, аналогичные содержащимся в среднинской свите, есть в Сакмарской и Лемвинской зонах, Малопечорском аллохтоне. Заставкинская свита сопоставима с пагинской свитой Лемвинской зоны; похожие среднедевонские кварцевые песчаники есть и в восточном борту Зилаирского синклинория. Корсаковская свита хорошо сопоставима с егиндинской свитой Сакмарской зоны, ибрагимовским горизонтом восточного борта Зилаирского синклинория, нижними подсвитами колокольненской свиты Лемвинской зоны и евтропинской свиты Малопечорского аллохтона.

5. В Бардымской зоне Уфимского амфитеатра выделено два фациальных типа верхнесилурийско-среднедевонских отложений: глубоководных впадин (кремнисто-терригенно-вулканогенные толщи) и глубоководных поднятий (кремнисто-глинисто-карбонатные маломощные осадки).

6. Выявлены основные особенности внутреннего тектонического строения Бардымской пластины, характеризующиеся сочетанием тонкочешуйчатых зон и сравнительно слабо нарушенных массивных блоков.

7. Показано, что магматическая деятельность в Бардымской структурно-фациальной зоне происходила преимущественно в ордовикское и раннедевонское время, причем последний этап магматизма выделяется впервые.

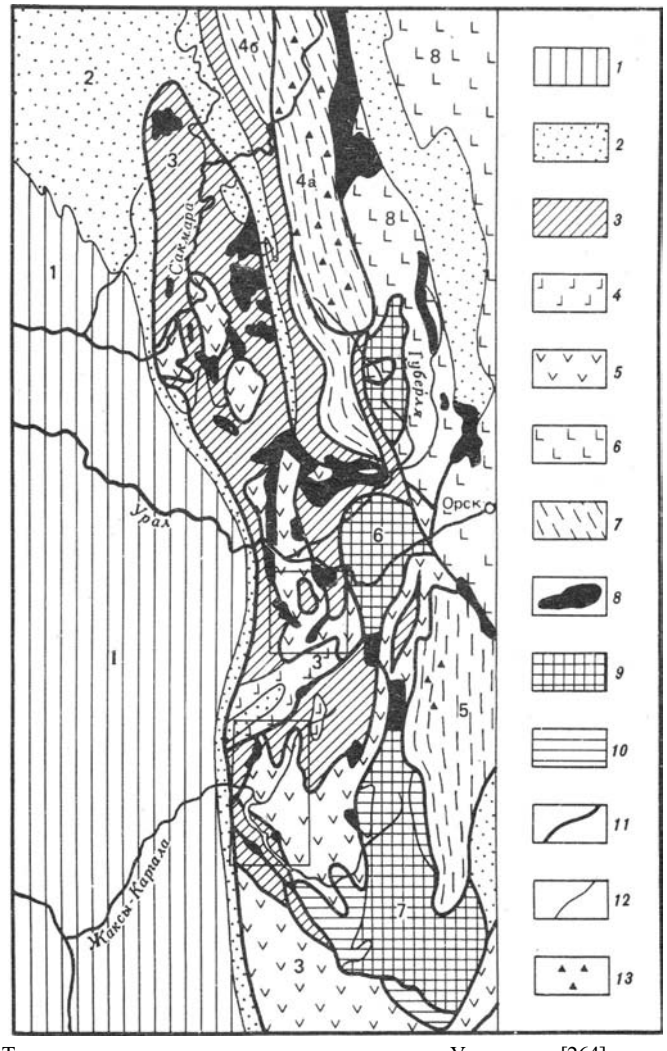
8. Изучены магматические породы Бардымской структурно-фациальной зоны [125]; показано, что они значительно отличаются от магматитов Нязепетровской зоны и не могут рассматриваться в составе единого комплекса. Установлено, что наиболее распространенные в Бардымской зоне базиты аптечногорского комплекса (нижний девон) занимают по своему химическому составу (в том числе по содержаниям микроэлементов) промежуточное положение между океаническими толеитами и щелочными оливиновыми базальтами континентов и наиболее близки к толеитам океанических островов (микроконтинентов) и пассивных континентальных окраин. Этот дуализм выражен в сочетании высоких содержаний Ti и высокой железистости, с одной стороны, и низких содержаний K, Rb, Sr и высокого содержания Na — с другой.

ГЕОЛОГИЯ САКМАРСКОЙ ЗОНЫ

Сакмарская зона — одна из крупнейших структур западной части Южного Урала — сложена разнообразными вулканогенными и осадочными палеозойскими формациями, протягивающимися в субмеридиональном направлении более чем на 260 км при ширине 20–30 км. В северной части Сакмарской зоны, расположенной в пределах Башкирской АССР, ее окружают граувакки зилаирской серии D_3^2–C_1^1. К востоку от Сакмарской зоны выходят метаморфические породы южного замыкания Уралтауского антиклинория и являющейся его продолжением Эбетинской антиклинали; здесь также располагаются одни из самых крупных на Урале Кемпирсайский и Хабарнинский габбро-гипербазитовые массивы (рис. 12). Все границы Сакмарской зоны обычно считаются тектоническими [322 и др.].

История изучения геологии Сакмарской зоны связана с именами А.А. Абдулина, А.В. Авдеева, Г.И. Водорезова, Т.А. Вознесенской, А.А. Гаврилова, М.Н. Ильинской, М.А. Камалетдинова, Т.Н. Корень, В.Г. Кориневского, В.Ф. Коробкова, С.М. Кропачева, Н.И. Леоненок, Е.В. Лермонтовой, В.А. Наседкиной, В.Н. Павлинова, А.В. Пейве, Е.Э. Разумовской, Х.С. Розман, С.В. Руженцева, Р.А. Сегедина, Б.И. Хворова, И.В. Хворовой, Н.Н. Целикова, А.Л. Яншина и многих других.

Геология Сакмарской зоны постоянно привлекает внимание исследователей. Ей посвящено огромное количество работ, однако многие вопросы геологического строения зоны еще далеко не решены, поскольку это, по-видимому, один из самых сложно построенных районов Урала. Здесь выделено более 30 разнообразных свит, возраст большинства из которых не ясен или оспаривается [3, 176], несмотря на довольно многочисленные сборы фауны [219 и др.]. Главными



Р и с . 12. Тектоническая схема западного склона юга Урала, по [264], с изменениями (рис. 12–14 составлены с использованием материалов Н.И. Леоненок, В.Г. Кориневского, С.В. Руженцева, Р.А. Сегедина, Н.Н. Целикова и др.)

1 — терригенно-карбонатные толщи и молассы (C_1–P); *2* — граувакковый флиш (зилаирская серия, D^2_3–C^1_1); *3* — терригенно-кремнистые отложения континентального склона и подножия (кремнистый тип разреза Сакмарской зоны, O–C^1_1): *4* — щелочные базальтоиды (D^1_2?); *5* — вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи (вулканогенный и туфогенный типы разреза Сакмарской зоны, нерасчлененные, O–D^2_2); *6* — вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи (S–D) западного края Магнитогорской зоны; *7* — верхнепротерозойские метаморфические толщи; *8* — меланжированные серпентиниты; *9* — дуниты, гарцбургиты; *10* — габброиды, амфиболиты; *11* — разрывные нарушения; *12* — геологические границы; *13* — зоны глаукофансланцевого метаморфизма. Цифры на схеме: 1 — Предуральский краевой прогиб, 2 — Зилаирский синклинорий (южная часть), 3 — Сакмарская зона, 4 — зона Уралтау (4а — максютовский эклогит-глаукофансланиевый комплекс, 4б — суванянский кварцито-сланцевый комплекс фации зеленых сланцев), 5 — Эбетинская антиклиналь, 6, 7 — Хабарнинский (6) и Кемпирсайский (7) габбро-гипербазитовые комплексы, 8 — Магнитогорская мегазона (западный край). Прямоугольниками показано местоположение регионов рис. 13 и 14 (последний севернее)

причинами трудностей в изучении геологии Сакмарской зоны являются большое разнообразие и даже пестрота слагающих зону толщ в сочетании с неполной обнаженностью и чрезвычайно интенсивной тектонической нарушенностью разрезов, обилием надвигов, зон серпентинитового меланжа и т.п. Именно здесь впервые для Южного Урала установлены надвиги [408]. Позднее на материалах Сакмарской зоны разрабатывались учения о формациях [398, 386] и представления о шарьяжном строении геосинклинальных областей [266]. С.В. Руженцев в Сакмарской зоне выделяет несколько покровных пакетов, 10 тектонических покровов, состоящих из разного количества покровных пластин [322 и др.]. Однако эти тектонические построения сильно зависят от возрастных датировок, которые для ряда свит Сакмарской зоны ранее устанавливались не вполне уверенно.

Проведенные нами здесь исследования впервые сопровождались систематическими поисками конодонтов, что позволило значительно уточнить представления о возрасте и стратиграфической последовательности ряда свит зоны. Определения конодонтов и заключения об их возрасте сделаны В.Н. Пучковым (кроме отдельных точек, указываемых особо). Сборы конодонтов проводились авторами главы совместно, в части точек они сделаны К.С. Ивановым. Применявшиеся методы поисков конодонтов в известняках хорошо известны [427 и др.], в кремнистых и глинистых породах — подробно описаны нами [390, 392].

Долгое время геолого-стратиграфические исследования Сакмарской зоны проводились без должного учета ее сложной тектоники. Н.И. Леоненок, Х.С. Розман, Р.А. Сегедин, а также Б.И. Хворов, Н.Н. Целиков и другие сделали богатые сборы фауны, многие из которых позднее повторил В.Г. Кориневский [174, 176]. Наиболее многочисленны сборы граптолитов лландовери и венлока из пачек фтанитов; последние, как правило, определялись как согласные прослои, вследствие чего бóльшая часть отложений Сакмарской зоны была отнесена к нижнему силуру. Однако позднее было показано [3], что многие из таких "прослоев" являются фактически тектоническими клиньями. В.Г. Кориневский же и некоторые другие исследователи весьма напряженную тектоническую переработку разрезов никак не учитывали; все свиты традиционно считались сформированными in situ, между ними обычно рисовались угловые несогласия, трансгрессивные контакты и т.п., все серпентиниты считались интрузиями [51 и др.]. Такой подход усугублялся зачастую отсутствием послойных описаний стратотипических разрезов. Так, нет описаний стратотипов ни одной из свит, выделенных В.Г. Кориневским [174, 176 и др.]. Описания реальных разрезов подменялись им публикацией отдельных идеализированных стратиграфических колонок. Вряд ли здесь имеет смысл специально объяснять, насколько необходимо при стратиграфических исследованиях разграничивать фактический материал и его интерпретацию. При подаче же материала в виде идеализированных колонок неизбежен элемент субъективности, их невозможно точно привязать на местности, наблюдать и проверить при полевых исследованиях. В этих колонках не показаны ни разрывные нарушения, ни задерно-

ванные участки, зато появляются фактически не наблюдаемые трансгрессивные залегания. Вопросы границ и взаимоотношений свит остаются неясными. Сказанное относится к большинству свит Сакмарской зоны — их выделение, как правило, не отвечает требованиям Стратиграфического кодекса СССР [361]. Неудивительно поэтому, что объем и возраст этих свит являются предметом длительной дискуссии.

СТРАТИГРАФИЯ

Кембрий

Достоверно установленные кембрийские отложения представлены в пределах Сакмарской зоны лишь отдельными глыбами археоциатовых и водорослевых известняков, в которых Е.В. Лермонтова, Н.К. Разумовский [221], А.В. Хабаков [384] и другие собрали многочисленные археоциаты и редкие брахиоподы, характерные для ленского яруса нижнего кембрия. Выходы этих известняков известны в средней части Сакмарской зоны, повсеместно они образуют отдельные глыбы и блоки размером от нескольких до 200 м, которые залегают среди разнообразных терригенных, вулканогенных или кремнистых толщ, а также серпентинитового меланжа. Длительное время положение в разрезе этих известняков служило предметом острых дискуссий. Мы вслед за М.А. Камалетдиновым [156] и С.В. Руженцевым [332] рассматриваем известняки как изолированные отторженцы, залегающие среди более молодых пород и часто приуроченные к меланжу.

Кидрясовская свита

Кидрясовская свита сложена преимущественно переслаивающимися, очень характерными зеленоватыми аркозовыми и полимиктовыми песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами с подчиненными прослоями гравелитов и конгломератов. Эти мелководные моласоидные осадки имеют значительную мощность, оцениваемую разными авторами от 500 до 4000 м [66 и др.], а вероятнее — 1000–1500 м; для них обычны косая слоистость, присутствие глауконита, а в тонкообломочных разностях — и слюды. В резко подчиненном объеме в составе свиты присутствуют базальты, для которых характерна повышенная щелочность.

Кураганская свита

Кураганская свита была выделена в северной части Сакмарской зоны [121]. Она представлена главным образом глинистыми сланцами, аргиллитами и туфоаргиллитами вишнево-красного или зеленоватого цвета. Среди них отмечаются прослои и пачки полимиктовых песчаников, туффитов, туфосилицитов и известняков. Возраст свиты традиционно определяется как арениг-лландейльский [56, 322 и др.] на основании редких находок трилобитов [270] и граптолитов. Однако, как справедливо отмечалось [3], сейчас нет единого мнения о составе и объеме этой свиты: в понимании многих исследователей, "кураганская" свита имеет гораздо более пестрый или даже совершенно иной состав по сравнению с описанным первоисследователями [221, 52].

Куагачская свита

В куагачскую (куагашскую) свиту Н.И. Леоненок [219] выделила в южной половине Сакмарской зоны очень пеструю по литологическому составу толщу, сложенную палеобазальтами, их туфами и туфобрекчиями, альбитофирами, туфами кварцевых порфиров, туфопесчаниками с подчиненными прослоями кремней, песчаников, конгломератов и известняков. В нескольких пунктах в известняках Н.И. Леоненок, а позднее и другими исследователями [41 и др.] была собрана фауна трилобитов и брахиопод, характерная для тремадока – низов аренига. Отметим, что в куагачскую свиту объединены очень пестрые и литологически разнородные отложения, ранне- или среднеордовикский возраст которых в целом в условиях сильной дислоцированности разрезов отнюдь не доказан имеющимися редкими находками фауны [3]. Так, Н.И. Леоненок [219, с. 176] приводит разрез куагачской свиты по правому берегу р. Урал к востоку от устья Сухой Речки. Однако здесь в трех пунктах в яшмах собраны конодонты среднего девона (см. ниже).

Алимбетовская свита

Восточнее Хабарнинского массива в южной части в обрамлении Эбетинской антиклинали располагаются осадочные и вулканогенные толщи, относимые обычно к Орь-Илекской зоне или Кемпирсайскому антиклинорию. Здесь в разрезах р. Эбеты А.В. Миловским и др. [245] была выделена так называемая алимбетовская свита, сложенная черными и серыми кремнями, кремнистыми брекчиями, глинистыми сланцами, мраморизованными известняками, зелеными мелкозернистыми песчаниками и алевролитами. Все отмеченные породы метаморфизованы в низах зеленосланцевой фации и часто рассланцованы. Возраст свиты считался раннеордовикским по находке трилобитов напротив устья ручья Култавасай. Полученные нами данные ставят под сомнение целесообразность выделения алимбетовской свиты.

Все входящие в ее состав породы имеют полные литологические аналоги среди различных свит Сакмарской зоны. Так, мелкозернистые песчаники и алевролиты алимбетовской свиты (в которых были найдены трилобиты) тождественны песчаникам кидрясовской свиты. Пачки черных и серых кремней и кремнистых брекчий алимбетовской свиты не отличаются от кремней сакмарского (кремнистого) типа разреза Сакмарской зоны (см. ниже). Предполагавшееся их согласное переслаивание с алевропесчаниками кидрясовского типа не доказано. Напротив, в обнажениях видна сильная тектоническая переработка разрезов, отмечается изоклинальная складчатость, иногда видны тектонические нарушения между отдельными пачками, которые часто затушеваны последующей совместной пластической деформацией и метаморфизмом. Отдельные тела мраморизованных известняков, наблюдаемые, например, у фермы Эбета и в других местах, сходны с телами (олистолитами) рифогенных ранне-среднедевонских известняков шандинского типа Сакмарской зоны. Есть в бассейне р. Эбеты, как и в Сакмарской зоне, и характерные неровнослоистые петельчатые известняки. Поиски фауны в

восточном обрамлении Хабарнинского массива сильно затруднены рассланцеванием и метаморфизмом, однако в правом берегу р. Коктас, в 2,05 км выше ее устья, в серых метаморфизованных кремнях были найдены конодонты (точка 967) Acodus (?) sp. indet., Drepanodus sp. indet., Falodus (?) sp. indet., Oistodus cf. parallelus Pander, Periodon (?) sp. indet. ордовикского возраста (заключение В.А. Наседкиной).

В 2,4 км по азимуту 57° от устья р. Эбеты среди черных и серых кремней в линзовидном прослое петельчатых известняков мощностью 1,5 м установлены конодонты (точка 03383) Polygnathoides siluricus Br. et M., Spathognathodus inclinatus inclinatus (Rhodes), Ozarkodina media Wall. и другие, характерные для лудловского яруса зоны siluricus.

Таким образом, алимбетовская свита, по-видимому, сборная и сложена, вероятнее всего, тектоническими клиньями разных свит Сакмарской зоны. Необходимо, однако, продолжить поиски конодонтов в присутствующих здесь кремнях, поскольку, возможно, часть из них может иметь силурийско-девонский возраст.

Средний – верхний ордовик, силур – девон

Отложения верхней половины ордовика, силура и девона распространены в Сакмарской зоне очень широко (рис. 13) и представляют основной ее объем. Нами установлено, что в Сакмарской зоне толщи этого возраста слагают разрезы по меньшей мере трех разных типов, которые образуют тектонически сближенные, но самостоятельные возрастные ряды формаций.

Кремнистый (сакмарский) тип разреза

Кремни являются одной из самых типичных и широко распространенных пород Сакмарской зоны. Нашими предшественниками [176, 219 и др.] выделялись, как правило, три кремнистые свиты: сакмарская (ранний силур), айтпайская (кремнистые брекчии, живет) и егиндинская (фран). Предполагалось, что на протяжении раннего и низов среднего девона в пределах Сакмарской зоны отлагались лишь терригенные осадки и рифогенные известняки (шандинская свита). На этом основании считалось, что в раннем – среднем девоне происходили поднятие и размыв территории, а С.В. Руженцев [322] и другие, кроме того, выделяют здесь не менее двух этапов шарьяжеобразования от позднего кобленца до позднего эйфеля.

Отложения айтпайской и егиндинской свит были палеонтологически охарактеризованы весьма скудно (см. ниже), в то время как в кремнях сакмарской свиты во многих пунктах Сакмарской зоны В.Н. Павлинов [257 и др.], Н.И. Леоненок [219], Р.А. Сегедин [333], Т.Н. Корень, А.Д. Петровский [172], С.В. Руженцев [322 и др.], Б.И. Хворов, Н.Н. Целиков и другие исследователи собрали богатые комплексы граптолитов лландовери и венлока. Длинные списки граптолитов, зачастую определявшие возраст пород с точностью до зоны, и большое количество их находок оказывали поистине гипнотизирующее действие на геологов и

Р и с . 13. Геологическая схема Косистекского района

1 — рыхлые отложения мелового (К) и четвертичного (Q) возраста; *2* — граувакки зилаирской серии (D_3^2 – ?); *3–6* — отложения кремнистого типа разреза возрастов: *3* — франского (егиндинская свита), *4* — пржидольско-живетского (кызылфлотская и айтпайская толщи), *5* — лландовери-лудловского (сакмарская свита), *6* — нерасчлененные; *7* — трахибазальты, чанчариты и их туфы (чанчарская свита — D_2^1 ?); *8* — отложения вулканогенного (сугралинского) типа разреза (O_2(?) – D_2^2); *9* — отложения туфогенного (косистекского) типа разреза (O_2(?) – D_2^1); *10* — байтерекская свита (D_{1-2} ?); *11* — плагиориолиты (D_2 ?); *12* — вулканогенные и осадочные отложения раннего – среднего ордовика нерасчлененные (грабеновые фации ?); *13* — серпентинитовый меланж; *14* — кремнистые брекчии; *15* — горизонты яшм и кремней; *16* — главные точки находок конодонтов и их номера; *17* — разрывные нарушения; *18* — геологические границы. Прямоугольником показано местоположение региона рис. 15

породили представления о том, что силурийские граптолиты якобы повсеместно содержатся в кремнях сакмарской свиты [219, 176 и др.], стратиграфия которой считалась очень хорошо изученной. Однако оказалось, что это не так.

Сакмарская свита (S_1–S_2^1) и кызылфлотская толща (S_2^2–D_2)

Нами в 1981 г. было установлено [295], что в состав сакмарской свиты попали ранне-среднедевонские кремни, ранее неизвестные, "потерянные" среди силурийских кремнистых толщ. Систематическое изучение кремнисто-сланцевых разрезов Сакмарской зоны, впервые сопровождавшееся здесь поисками конодонтов, проводилось нами в 1981–1984 гг. В ряде пунктов были при этом обнаружены комплексы девонских конодонтов. Показателен разрез по левому берегу р. Жаксы-Каргала, начало которого расположено в 4,3 км по азимуту 123° от устья р. Шанды, там, где коренные выходы подходят к реке. Здесь в серых неровноплитчатых кремнях в обрыве над рекой (в 2 м по мощности от верха пачки) нами найдены конодонты (т. 869а) Polygnathus ex gr. costatus Klap., P. ex gr. linguiformis Hinde, Belodella sp. и др., относящиеся к верхам эйфеля – низам живета по уральской шкале.

В 25 м восточнее (или примерно в 12 м ниже по мощности) в зеленовато-серых радиоляритах были собраны конодонты (точка 869) Belodella elongata no sp. (msc.), B. corniformis Khal. et Tschernich. и др., характерные, по заключению В.В. Черных, для верхов нижнего девона (пражского яруса).

В 460 м восточнее, в пачке переслаивающихся фтанитов и черных тонколистоватых углисто-глинистых сланцев нами найдены конодонты и их отпечатки (точка 870) Kockelella sp. и др. силурийского (вероятно, позднесилурийского) возраста.

Этот разрез показывает, что найденные нами многочисленные комплексы конодонтов не вступают в противоречие с известными ранее [176 и др.] в сакмарской свите находками граптолитов, поскольку они из разных пачек. Нами также были сделаны сборы граптолитов в левом берегу р. Торангул сразу выше с. Ленинского, по ручью Карагандысай, в правом берегу р. Егинды, в 1,1 км выше устья, в правом борту р. Айтпайка (в ее истоках), в ряде пунктов на правобережье р. Шанды и других местах, которые, впрочем, не дали ничего принципиально нового по сравнению со сборами Н.И. Леоненок [219].

Весьма протяженный разрез кремнистых толщ (более 4 км вкрест простирания) наблюдается по правому берегу р. Карабутак, начиная в 6,5 км ниже пос. Кызылфлот и далее вниз по течению. К сожалению, разрез обнажен не полностью, для него характерно многократное чередование пачек серо-коричневых кремней и черносланцевых пачек; в последних Н.И. Леоненок [219, с. 185] в трех точках были собраны граптолиты. Возраст одного из комплексов венлокский, сохранность остальных плохая. В пачках серых, зеленоватых и коричневых неровнослоистых кремней и кремнистых брекчий на правом берегу р. Карабутак в двух точках К.С. Иванов собрал комплексы девонских конодонтов: обн. 858 (4,7 км ниже устья ручья Ширшалысай — рис. 14) —

Рис. 14. Геологическая схема Медесского района

1 — габбро-амфиболиты, зеленые сланцы и др.; *2* — габбро-диабазы; *3* — киинская свита (D_3^2–C_1^1); *4* — кидрясовская свита (O_1t); *5* — олистолиты рифогенных известняков (D_1^2–D_2^1). Остальные условные обозначения см. на рис. 13

Spathognathodus ex gr. steinhornensis Zieg., Icriodus sp., Belodella sp. и др. раннедевонского возраста и обн. 855 (960 м вниз по течению от точки 858 — см. рис. 13) — Polygnathus cf. dobrogensis Mirau и др. среднедевонского возраста (заключения В.Н. Пучкова). Эти находки конодонтов показывают, что в разрезе р. Карабутак, кроме силурийских углисто-кремнистых пачек, присутствуют, причем в большем объеме, и раннесреднедевонские серые и зеленоватые кремни и кремнистые гравелиты, выделяемые нами в кызылфлотскую толщу.

В этой толще конодонты собраны нами еще в ряде пунктов:

1. В 450 м севернее устья р. Гуребля, на вершине хребта у флагштока (обн. 971) найдены Spathognathodus cf. remscheidensis Zieg., S. sp., Ozarkodina denckmanni Zieg. и др. раннедевонского возраста.

2. В 1,6 км восточнее предыдущей точки (или в 500 м по азимуту 275° от вершины г. Микишкина на правобережье р. Урал) найдены (точки 53–83) Spathognathodus ex gr. steinhornensis Zieg., Ozarkodina cf. denckmanni Zieg. и др., характерные для пржидолия – раннего девона.

3. В правом берегу сая — левого притока р. Коктогай, в его верховьях (примерно в 2,4 км по азимуту 75° от центра пос. Кызылтас), в пачке серых слабопросвечивающих толсто-неровноплитчатых кремней (азимут падения 80°∠50°) мощностью 8–10 м, расположенной южнее поля эффузивов сугралинской свиты, нами найдены конодонты (точка 980) Spathognathodus cf. primus (Br. and M.), S. ex gr. steinhornensis Zieg., Belodella sp. и др., характерные для пржидольского – лохковского ярусов. Восточнее (в 3 км по азимуту 80° от пос. Кызылтас) в середине мощной пачки ровноплитчатых зеленовато-серых и красных яшмовидных кремней (радиоляритов) у вершины скальных выходов правого борта сая собраны (точка 981) Spathognathodus sp., Ozarkodina denckmanni Zieg., Neoprioniodus bicurvatus, Plectospathodus (?) sp. и др., характерные для пржидолия – раннего – среднего девона.

4. В скальных обнажениях правого нижнего притока ручья Коктогай, перед первым крупным саем (или же в 4610 м по азимуту 171° от устья р. Коктогай) в середине пачки кремней и кремнистых брекчий собраны (точка 977) Spathognathodus ex. gr. steinhornensis Ziegler и др., характерные для пржидолия – раннего девона.

5. Северо-западнее г. Кувандык, сразу севернее пос. Новокурского, начинается мощная, хорошо выраженная в рельефе субмеридиональная гряда кремней. Преобладают здесь плитчатые слоистые светлые бирюзовые, голубовато-серые кремни, содержащие обычно радиолярии в большом количестве. У пос. Новокурского кремни слагают, по-видимому, южную замковую часть крупной складки, прослеживающейся далее на север. В 380 м по азимуту 290° от северо-западной окраины пос. Новокурского в кремнях нами найдены многочисленные конодонты (точка 843), представленные исключительно экземплярами из рода Belodella. В.В. Черных из них определены Belodella cf. firminosa Snig., B. sp., характерные, по его заключению, для верхов раннего девона – эйфеля.

6. Вдоль северо-западного края Сакмарской зоны, близ ее контакта с Зилаирским синклинорием проходит хребет Дзяу-Тюбе, сложенный преимущественно кремнями и кремнистыми брекчиями. Здесь, в верховьях правого берега ручья Мамбетелга, в наиболее восточном скальном выходе, сложенном переслаивающимися грубоплитчатыми и плитчатыми светло-серыми, коричневато-серыми, зеленоватыми, бирюзовыми и черными кремнями с подчиненными прослоями кремнистых брекчий, К.С. Ивановым найдены конодонты (точка 785) Spathognathodus ex gr. repetitor Carls. et Candl., S. cf. steinhornensis sup. sp., Plectospathodus sp. и др., характерные, по заключению В.В. Черных, для пржидольского яруса – раннего девона (последнее вероятнее).

Вышеприведенными списками наши находки пржидольско-ранне-

среднедевонских конодонтов в кремнистых толщах Сакмарской зоны не исчерпаны. Сказанного, однако, достаточно для разграничения силурийских (преимущественно раннесилурийских) и ранне-среднедевонских кремнистых пачек, описывавшихся ранее в составе сакмарской свиты силура. При картировании следует учитывать, что раннесилурийские кремни имеют, как правило, черный цвет, они углистые; обычно достаточно велико здесь и содержание глинистого вещества. Кремни же пржидольско-ранне-среднедевонского возраста (кызылфлотская толща) имеют серые, зеленоватые и коричневые окраски, характерны комковатые неровноплитчатые текстуры и присутствие кремнистых брекчий. Содержание глинистого вещества в этих кремнях низкое, звук при ударе их молотком звонкий. Такие же литологические особенности кремней разного возраста были нами ранее установлены в более северных районах Зилаиро-Лемвинской зоны Урала [289, 118 и др.].

Кремнисто-карбонатные "конденсированные" разрезы

В Сакмарской зоне, как и во всех других районах Зилаиро-Лемвинской зоны Урала [289, 292], присутствуют очень специфические, так называемые петельчатые известняки, изучавшиеся здесь ранее Н.И. Леоненок [219], И.В. Хворовой, Н.В. Григорьевым [385], В.Г. Кориневским [177] и др. Выходы петельчатых известняков, приуроченные обычно к кремнисто-сланцевым пачкам, известны близ слияния рек Зилаира и Сакмары, в среднем течении рек Косистек, Карабутак, на правобережье Иткольсая, в верховьях р. Шанды и в других местах. Отдельные тела этих известняков имеют видимую протяженность до 200–250 м при мощности до 10–15, чаще до 8 м.

Описываемые известняки серого цвета, глинистые, афанитовые, содержат многочисленные очень тонкие неровные непараллельные микропрослойки аргиллитов, карбонат представлен почти исключительно микрозернистым кальцитом. Очень характерна петельчатая текстура породы — известняк слагает желвакообразные стяжения, линзочки и неровные линзовидные прослойки с многочисленными пережимами. Мощность отдельных слоев колеблется, составляя обычно 1–3 см, разделены они тонкими прослойками зеленовато-серого глинистого вещества.

Наиболее часто наблюдаются два типа петельчатых, или комковатых, известняков: 1) светло-серые, неровноплитчатые, видны срезы раковин цефалопод; 2) более темные и массивные, переполненные многочисленными мелкими (2–4 мм) конусовидными раковинками тентакулитов. Как правило, возраст цефалоподовых известняков — позднесилурийский, а тентакулитовых — раннедевонский (пражский). В более северных районах Урала (в Лемвинской зоне) иногда встречаются и брахиоподовые петельчатые известняки лландейльского возраста.

Состав фауны в них очень своеобразен: первая из этих разновидностей, кроме многочисленных цефалопод и конодонтов, содержит также пелециподы, трилобиты и редко брахиоподы. В тентакулитовых известняках никакой другой фауны, кроме тентакулитов и конодонтов, обычно не содержится. Тонкие концы раковин иногда ориентированы в

одном направлении, что говорит о существовании природных течений, являющихся, кстати, одним из факторов образования конденсированных осадков.

Среди и тентакулитовых, и цефалоподовых петельчатых известняков встречаются иногда прослойки коричневых, мясокрасных или розовых кремней и известняков, иногда окремнелых. Количественно преобладают цефалоподовые известняки, однако обычно тентакулитовые и цефалоподовые разности встречаются совместно, образуя единые слои и пачки. В отдельном слое петельчатого известняка одна его часть (чаще нижняя) может быть сложена цефалоподовым известняком, а другая — тентакулитовым, но их переслаивания в пределах одного слоя не бывает. Напротив, иногда удается зафиксировать следы перерывов в осадконакоплении — прослои конгломератовидных известняков, а также следы размыва цефалоподовых известняков по присутствию их мелких неокатанных обломков среди тентакулитовых разностей в подошве последних. Это видно, например, в выходе на левом берегу р. Кос-Истек, в 1 км южнее устья Байтерек-сая.

Н.И. Леоненок [219] относила цефалоподовые известняки к выделявшейся ею карабутакской свите. Она сделала в них представительные сборы лудловской (преимущественно раннелудловской) фауны (цефалоподы, гастроподы, пелециподы и др.), отметив ее своеобразие.

Однако возраст петельчатых известняков Сакмарской зоны все же не был ясен, поскольку здесь, как и во многих других районах западного склона Урала, заключения о возрасте, полученные по макрофауне и тентакулитам, ранее были противоречивы. Так, В.Г. Кориневский, не разобравшись в сложных геологических взаимоотношениях толщ и не сумев различить силурийские и девонские кремнистые пачки, пришел к необоснованному выводу, что сделанные палеонтологами Г.П. Ляшенко и другими заключения о пражском возрасте тентакулитов "… являются лишь данью традиции … тентакулиты отрядов Novakia и Styliolina существовали в силуре (возможно, даже в лландовери)" [177]. Т.Н. Корень еще в 1974 г. указывала на ошибочность этих представлений В.Г. Кориневского, что, к сожалению, не было им учтено.

Приведенные нами в Сакмарской зоне сборы тентакулитов и конодонтов говорят о девонском возрасте части петельчатых известняков [295] и показывают, что петельчатые известняки входят в состав чрезвычайно маломощных глинисто-кремнисто-карбонатных разрезов лудловско-живетского возраста.

Новые данные подтвердили эти выводы.

Хороший разрез располагается в верховьях Итколь-сая (правый приток р. Жаксы-Каргала), на правом берегу его самого верхнего правого притока. Здесь, начиная от самых верхних по течению обнажений и далее вниз (по азимуту 330°), наблюдаются:

	Расстояние вдоль берега, м
1. Выветрелые желтоватые среднезернистые серицитовые граниты	40
Задернованный интервал	10
2. Серые среднезернистые, частично перекристаллизованные известняки	8
Задернованный интервал	12

Расстояние
вдоль берега, м

3. Серые неровнослоистые кремни и кремнистые гравелиты 10
Задернованный интервал 6
4. Светло-серые неровнослоистые и петельчатые известняки с редкими цефалоподами и прожилками кальцита 7
Здесь в середине пачки нами собраны конодонты (точка 992А) Neoprioniodus excavatus (Br. et M.), Hindeodella equidentata и др., характерные для верхнего силура – лохкова.
Задернованный интервал 8
5. Грубозернистые аркозовые песчаники и гравелиты. Содержат редкие гальки фтанитов и зеленоватых кварцевых порфиров размером до 4–5 см. Обломочный материал песчаников плохо окатан и не отсортирован 3
Задернованный интервал 24
6. Отдельные выходы розовых плитчатых неровнослоистых глинистых известняков с обильными цефалоподами. Тонкие концы раковин иногда ориентированы в одном направлении. В начале интервала азимут падения слоистости 190°∠55° 15
В конце интервала нами найдены конодонты (точка 992Б) Spathognathodus inclinatus (Rhodes), S. primus (Br. et M.), S. remschedensis Zieg. и другие части аппаратов Ozarkodina excavata excavata (Br. et M.), O. confluens (Br. et M.), O. remscheidensis remscheidensis (Zieg.), возраст которых отвечает верхам пржидолия – низам лохкова.
7. Грубозернистые аркозовые песчаники и гравелиты, содержащие гальку кремней. Местами отмечается косая слоистость 11
Задернованный интервал 24
8. Серые грубозернистые аркозовые песчаники с подчиненными прослоями светло-серых неровнослоистых и петельчатых известняков. Азимут падения слоистости 335°∠55° 35
Задернованный интервал 30
9. Тонкослоистые кремово-серые известняки, содержащие сравнительно редкие цефалоподы 3
Здесь нами найдены конодонты (точка 992В) Spathognathodus inclinatus inclinatus (Rhodes) и др., характерные для верхнего силура – низов нижнего девона (лохкова).
Задернованный интервал 2
10. Выветрелые и карбонатизированные миндалекаменные базальты и их туфы, переслаивающиеся с полимиктовыми песчаниками 25

Приведенный разрез (интервал 2–10 м) указывает Н.И. Леоненок [219], сделавшая здесь представительные сборы цефалопод лудловского возраста, в качестве характерного для выделенной ею карабутакской свиты. Из-за крайней ограниченности распространения такого набора применять этот термин, по-видимому, нет необходимости.

В правом борту р. Сакмары, примерно в 600 м ниже устья Зилаира, петельчатые известняки слагают пласт мощностью около 15 м и видимой протяженностью более 580 м. В цефалоподовых разностях известняков нами найдены позднесилурийские конодонты Spathognathodus inclinatus inclinatus Wall., S. primus Br. et M., Neoprioniodus multiformis Wall., Ozarkodina fundamentata Wall. и др. В тентакулитовых известняках собраны тентакулиты Styliolina ex gr. domanicense g., Turkestanella ex gr. clathrata Klish., T. cf. crinulata Klish. Alaina и др. (пражский ярус) и конодонты Spathognathodus miae Bult., S. ex gr. exguus Phil. и др., входящие в аппараты Pandorinellina miae (Bult.), P. ex gr. exigua (Phil.), и конодонты Pseudooneotodus beckmanni Bisch. et Sann., характерные для пражского яруса.

В правом берегу р. Косистек, в 1 км южнее Байтерек-сая есть несколько обнажений петельчатых известняков. В ближнем к воде выходе (обн. 722, см. выше) они имеют мощность не более 0,5 м,

однако и здесь наблюдаются обе отмеченные разновидности. В тентакулитовых известняках тут нами найдены конодонты Spathognathodus miae Bult., Sannemannia peraneris D. Al-Rawi, Pseudooneotodus beckmanni Bisch. et Sann., Pelekysgnathus sp. и др., тентакулиты Styliolina ex gr. domanicense g., S. cf. fissurella (Hall), Turkestanella ex gr. clathrata Klish., характерные для пражского яруса [177]. В цефалоподовых известняках тут нами найдены конодонты Spathognathodus remsheidensis Zieg., S. primus Br. et M., S. inclinatus inclinatus (Rhodes) и другие части аппаратов Ozarkodina remscheidensis remscheidensis (Zieg.), O. confluens (Br. et M.), O. excavata excavata (Br. et M.) и конодонты Pseudooneotodus beckmanni Bisch. et Sann., характерные для верхов пржидолия – низов лохковского яруса. Это — наиболее молодой комплекс, полученный из цефалоподовых известняков.

Близкие комплексы фауны были найдены и в других местах. Таким образом, наши сборы конодонтов и тентакулитов показали полное соответствие определений возраста по этим группам фауны. Это еще раз подтвердило высокую стратиграфическую значимость тентакулитов, ошибочно оспаривавшуюся В.Г. Кориневским [177]. Петельчатые известняки Сакмарской зоны входят в состав чрезвычайно конденсированного карбонатно-кремнисто-сланцевого разреза раннелудловско-раннеживетского возраста. В петельчатых известняках местами намечается выпадение пржидольских и лохковских отложений.

Генезис и распространение петельчатых известняков обсуждаются нами в работе [299]; отметим лишь, что все их особенности (очень малые мощности, пелагический характер фауны, обилие глинистого вещества и конодонтов и др.) убедительно свидетельствуют об их возникновении на сравнительно глубоководных, удаленных от берега и довольно хорошо изолированных от источников терригенного сноса участках. Возникновение петельчатой и комковатой текстуры известняков, характерной для карбонатных пород батиальной зоны, также, по-видимому, связано с их относительно глубоководной природой и малой скоростью накопления. Вероятно, главными факторами возникновения петельчатой структуры явились процессы подводного "выветривания", сопровождавшиеся частичным растворением и выносом карбонатов (главным образом арагонита) с образованием подводного элювия.

О стратиграфическом положении и природе известняков шандинской свиты

На всем протяжении Сакмарской зоны, от верховьев р. Шанды на юге до р. Сакмары на севере, присутствуют рифогенные известняки, слагающие значительную часть так называемой шандинской свиты. Эти известняки "образуют крупные разрозненные тела размером в плане от 0,5 × 1 м до 30 × 175 м, которые залегают среди фациально чуждых им кремнистых или вулканогенно-осадочных толщ. Шандинские известняки представляют собой массивные органогенно-обломочные светло-серые и, реже, розовые породы, иногда переполненные кораллами, брахиоподами, криноидеями, строматопорами и другой мелководной фауной. Часто даже залегающие рядом глыбы известня-

ков значительно различаются литологически. Во многих точках из известняков шандинского типа были собраны богатые комплексы фауны, отнесенные к кобленцскому и эйфельскому ярусам (по уральской шкале) [308 и др.]. Эти известняки повсеместно образуют лишь крупные скальные изолированные выходы, хорошо выделяющиеся в мелкопесочном рельефе благодаря большей устойчивости к выветриванию. Иногда к шандинской свите относят также вышеописанные петельчатые известняки, однако, как нами было показано, последние имеют несколько иной возраст (пржидольско-пражский), иную природу (пелагические, относительно глубоководные) и наблюдаются не в виде изолированных блоков, а в виде прослоев, вполне согласных с вмещающими толщами.

Характерные шандинские известняки встречаются главным образом в двух типах геологических обстановок: в первом случае, который чаще всего описывается в литературе, но сравнительно редко встречается в природе, вокруг шандинских известняков наблюдаются разнообразные полимиктовые песчаники, гравелиты, конгломераты, туфы, основные эффузивы, как раз и выделявшиеся вместе с рифогенными известняками в шандинскую свиту. Мощность свиты разными авторами оценивалась от 30 [3 и др.] до 500 м [176]. Последняя цифра, по нашим данным, явно завышена. Всеми исследователями отмечались сильная фациальная изменчивость и пестрый литологический состав шандинской свиты. Обломки гравелитов и конгломератов-брекчий представлены здесь кремнями, основными и реже кислыми вулканитами, туффитами, туфопесчаниками, аргиллитами, известняками, габброидами, яшмами, т.е. практически всеми разновидностями пород Сакмарской зоны. Цемент, как правило, песчанистый, полимиктовый. Степень окатанности различна, размер обломков сильно варьирует (до нескольких метров), сортировка по крупности плохая — по существу, это микститы. Отмечаются глыбовые горизонты, текстуры оползания, выдавливание крупными глыбами податливых алевропелитовых слоев. Таким образом, обломочные пачки шандинской свиты по всем литологическим и геологическим признакам определяются как олистостромовые горизонты, что было впервые установлено С.В. Руженцевым и И.В. Хворовой [323].

Второй тип геологической обстановки залегания шандинских известняков, практически не описанный в литературе, но встречающийся гораздо чаще первого, оставался до сих пор непонятным. В этом случае изолированные тела известняков раннего – среднего девона, совершенно аналогичные вышеописанным и относимые обычно также к шандинской свите, залегают среди кремней сакмарской свиты, возраст которых считался раннесилурийским. Наибольшее количество тел таких известняков наблюдается в низовьях р. Карабутак, на правобережье р. Косистек, по р. Шанды, на правобережье р. Урал (в районе ручья Казачья Вязовка) и особенно на левобережье Урала, в верховьях р. Медес. До настоящего времени считалось [174, 308 и др.], что в этих случаях имел место глубокий размыв отложений шандинской свиты, вследствие чего на поверхности сакмарских кремней уцелели лишь редкие тела известняков. Однако это

общепринятое объяснение неудовлетворительно, поскольку в ряде обнажений удается убедиться, что глыбы известняков с богатой фауной залегают внутри самих кремнистых пачек. Это видно, например, в зачистке тракта Орск – Актюбинск сразу северо-восточнее моста через р. Жаксы-Каргала, в хорошо обнаженных участках в верховьях бассейна р. Медес, в вышеописанном разрезе по р. Карабутак и в других местах.

Как уже отмечалось выше, среди кремней сакмарской свиты установлено [295] широкое развитие ранне-среднедевонских кремнистых пачек, для которых характерны толсто- и неровноплитчатые текстуры, присутствие прослоев мономиктовых кремнистых брекчий и гравелитов. Именно среди таких неровнослоистых комковатых кремней, датированных нами во многих местах как ранне-среднедевонские, и располагаются блоки известняков шандинского типа, встречающиеся спорадически и, чаще, цепочками и группами. Нарушенность слоев кремней, как правило, возрастает при приближении к жестким блокам известняков, что сильно затрудняет здесь поиски конодонтов. Тем не менее на правобережье р. Косистек, в 1,1 км по азимуту 185° от устья ручья Карасу, в комковатых кремнях (точка 714) непосредственно между двух тел известняков шандинского типа нами найдены конодонты Belodella sp. девонского облика. На правобережье ручья Колымбай (левобережье Урала, в верховьях р. Терекла) в 1,35 км по азимуту 190° от его устья среди зеленоватых неровноплитчатых кремней (радиоляритов) залегает тело шандинских известняков около 30 м в поперечнике. В 20 м от известняков в кремнях нами найдены конодонты (точка 974-1) Spathognathodus miae Bult., Belodella sp. и др., характерные для верхов раннего девона (пражского яруса). В этой же полосе кремней примерно в 300 м севернее (в 450 м по азимуту 90° от устья ручья Колымта) располагаются два небольших тела мелководных шандинских известняков, рядом с которыми в плитчатых серых кремнях нами найдены многочисленные конодонты (точка 974-2), среди которых преобладают экземпляры из рода Belodella. Кроме того, здесь нами были собраны Polygnathus costatus costatus Klap., P. ex gr. costatus Klap., P. sp., Angulodus sp. и др. позднеэйфельско-раннеживетского возраста (по уральской шкале).

Таким образом, можно считать доказанным, что известняки шандинского типа залегают среди более молодых или же примерно одновозрастных кремнистых пачек, а не на более древних, как ошибочно считалось ранее [174 и др.]. Эти мелководные рифогенные известняки фациально чужды вмещающим их сравнительно глубоководным (батиальным) кремнистым осадкам и являются, таким образом, крупными олистолитами и олистоплаками, оторвавшимися от рифовых известняковых массивов Бельско-Елецкой зоны Урала и сползшими с шельфа на восток в пределы батиальной Зилаиро-Лемвинской зоны. В пользу этого свидетельствуют и отмеченные признаки подводно-оползневых процессов, и полное литологическое сходство известняков шандинского типа с рифовыми известняками Бельско-Елецкой зоны, и сходство вмещающих их пород с породами Зилаиро-Лемвинской зоны Урала.

Айтпайская свита (толща)

Эта свита сложена главным образом кремнистыми брекчиями и конгломерато-брекчиями с редкими прослоями кремнистых песчаников и глыбами рифовых известняков. В последних по р. Айтпайка была собрана достаточно представительная фауна живетского возраста [51, 219, 308 и др.]. Широко распространена точка зрения, согласно которой айтпайская свита резко несогласно с базальными конгломератами залегает на разнообразных более древних образованиях Сакмарской зоны [51, 219, 308, 321 и др.]. Однако это вряд ли соответствует действительности. Как было показано выше, в сакмарской свите широко распространены не только силурийские, но и более молодые кремнистые толщи, в которых нами в ряде пунктов найдены девонские, в том числе эйфельские и живетские комплексы конодонтов (например, точка 720 и др., см. выше). Пачки кремнистых брекчий, в большом количестве присутствующие в составе этих нижнесреднедевонских кремнистых толщ, ничем принципиально не отличаются от кремнистых брекчий, выделяемых в айтпайскую свиту.

Кремнистые и терригенные толщи верхнего девона – низов карбона (егиндинская, зилаирская и киинская свиты)

Егиндинская свита представлена плитчатыми кремнями с частыми прослойками глинистых сланцев, глинисто-кремнистыми сланцами и редкими прослоями кремнистых алевролитов, песчаников и гравелитов. Присутствуют как черные углисто-кремнистые пачки, так и цветные (светло-серые, желтоватые и др.) кремни.

Возраст егиндинской свиты первоначально определялся [219] как позднеживетско-верхнедевонский на основании ее стратиграфического положения (она согласно перекрывает айтпайскую толщу) и находок флоры верхнедевонского облика.

Х.С. Розман [308] и другие отнесли к егиндинской свите (к ее верхней части) также и пачку, сложенную глинисто-кремнистыми сланцами с прослоями известняков, обнажающуюся в разрезах по рекам Ойсылкара, Бакай, Жалзызагаш и др., где собраны очень богатые комплексы фауны, отвечающие фаменскому ярусу почти в полном его объеме [232, 308, 171 и др.]. Однако, как показано [66, 293], эта пачка относится к киинской свите (см. ниже), а не к егиндинской, и собранная в ней фауна не датирует последнюю.

Х.С. Розман [308, с. 96–97] предполагала франский возраст собственно егиндинской свиты, хотя тут же указывала на находки раннефаменских споро-пыльцевых комплексов на р. Егинды из сланцев егиндинской свиты и из вышележащих песчаников зилаирской серии.

Позже из карбонатных конкреций, развитых в средней части свиты, химическим препарированием были выделены богатый комплекс радиолярий, характерных для нижней части верхнего девона, и конодонты, характерные для франского яруса; список последних не был опубликован [249].

Нами были проведены послойные сборы конодонтов в страто-

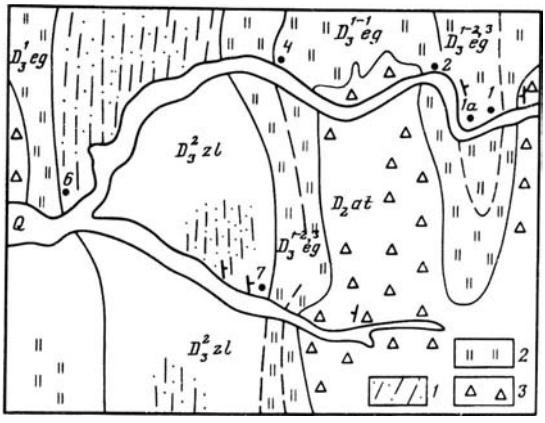


Рис. 15. Геологическая схема района р. Егинды

1 — граувакки зилаирской серии; *2* — плитчатые кремни егиндинской свиты D_3^{1-1} eg — нижняя подсвита, преобладают коричневатые глинисто-кремнистые сланцы, ранний фран, $D_3^{1-2,3}$ eg — верхняя подсвита, преимущественно светло-серые плитчатые кремни и глинисто-кремнистые сланцы, средний – поздний фран); *3* — кремнистые брекчии айтпайской толщи

типе егиндинской свиты по р. Егинды [293, 124]. Комплексы конодонтов обнаружены здесь в 9 точках (рис. 15). Наиболее детально изучен разрез по правому берегу р. Егинды, в 6 км выше устья.

Егиндинская свита была подразделена здесь на две подсвиты: 1) нижнюю, сложенную преимущественно плитчатыми темно-коричневыми, светлеющими при выветривании кремнями и кремнисто-глинистыми сланцами, содержащими конодонты Polygnathus dengleri Bisch. et Zieg., P. asymmetricus asymmetricus Bisch. et Zieg., P. a. ovalis Hinde, P. ex gr. varcus Stauff. и др., характерные для раннего франа (в объеме пашийского – саргаевского горизонтов); 2) верхнюю средне-позднефранскую, в составе которой преобладают толстоплитчатые светло-серые кремни и глинисто-кремнистые сланцы, содержащие конодонты Palmatolepis flabelliformis Stauff., P. martenbergensis Müll., P. cf. subrecta Mill. et Young и др.

Егиндинская свита в разрезе р. Егинды согласно, через переслаивание перекрывается граувакками зилаирской серии. В прослоях зеленовато-серых кремнистых сланцев из основания зилаирской серии нами были найдены следующие комплексы конодонтов: в точке 6 (см. рис. 15) Palmatolepis quadrantinodosalobata Sann., Nothognathella sp., Pelekysgnathus sp., в точке 7 (см. рис. 15) Palmatolepis quadrantinodosalobata Sann., P. minuta minuta Br. et M., P. subperlobata Br. et M., P. tenuipunctata.

Оба комплекса отвечают низам нижнего фамена (нижняя часть зоны crepida). Эти находки определяют также верхнюю возрастную границу егиндинской свиты.

Таким образом, нами установлено, что кремни егиндинской свиты, развитые в стратотипическом разрезе, формировались в течение почти всего франского века, сменившись в самом начале фамена граувакковыми песчаниками зилаирской серии. Следовательно, отмечавшуюся

выше кремнисто-карбонатную пачку нельзя относить к верхней части егиндинской свиты, от стратотипа которой она отделена территориально, имеет другую литологию и другой (фаменский) возраст.

Новые находки конодонтов, сделанные в кремнях егиндинской свиты в ряде пунктов Сакмарской зоны [124], подтвердили справедливость приведенных датировок.

Зилаирская серия (свита) сложена переслаивающимися полимиктовыми (грауваккoвыми) песчаниками разной размерности, гравелитами, алевролитами и глинистыми сланцами. Отложения зилаирской серии района фаунистически охарактеризованы довольно слабо. А.Л. Яншин [408] указывает на находку в конкреции единственного экземпляра франского Manticoceras intumescens Beyr. Х.С. Розман [308 и др.] и Р.А. Сегедин [333] приводят длинные, но достаточно противоречивые списки спор и пыльцы, на основании которых Х.С. Розман отнесла бóльшую часть зилаирской серии к фамену, а Р.А. Сегедин все эти отложения посчитал позднефранскими и даже сделал неверный вывод, что они не относятся к зилаирской серии.

Однако приведенные выше комплексы конодонтов, собранные нами в основании зилаирской серии в точках 6 и 7 (см. рис. 15), однозначно указывают на низы раннего фамена (нижняя подзона crepida), что исключает отнесение зилаирской серии к франу. Верхняя возрастная граница серии здесь пока не установлена.

Киинская свита сложена главным образом светлыми серыми и зеленоватыми ровноплитчатыми тонкослоистыми глинисто-кремнистыми сланцами с подчиненными прослоями глинистых сланцев, кремней, кремнистых песчаников, известняков и битуминозных горючих сланцев.

Возраст киинской свиты определен очень надежно по обильной, разнообразной и представительной фауне гониатитов, трилобитов, брахиопод и др., собранной здесь Х.С. Розман, Р.А. Сегединым, З.А. Максимовой и многими другими. В нижней части свиты найдена фауна раннего фамена (зона Cheiloceras). Выше по разрезу собраны позднефаменские комплексы фауны (зон Platyclymenia и Gonioclymenia), а в самой верхней части свиты у истоков р. Кия найдены трилобиты, характерные для зоны Wocklumeria низов турнейского яруса [66, 308, 232 и др.].

Л.И. Кононова [171] изучила конодонты из известняков киинской свиты. Эта работа выполнена очень тщательно, но, к сожалению, Л.И. Кононова [171] вслед за Х.С. Розман [308] и др. ошибочно отнесла часть киинской свиты к егиндинской и, кроме того, не дала точной географической привязки своих сборов.

Нами в отложениях киинской свиты сделан ряд новых находок конодонтов, сборы проводились главным образом в кремнях, преимущественно в тех точках, где их возраст был не вполне ясен.

Представительный разрез киинской свиты наблюдается в верховьях р. Торангул, начиная от истока и далее вниз по течению (на восток):

Мощность, м

1. Пачка ровноплитчатых просвечивающих светлых кремней коричневатого (преобладают), светло-зеленого и других цветов. Обильны прослойки глинистых сланцев 15–20

Мощность, м

2. Пачка белых тонкоплитчатых глинистых и глинисто-кремнистых сланцев с трилобитами и другой фауной 80

3. Толща коричневатых и зеленовато-серых глинисто-кремнистых сланцев с подчиненными прослойками светлых ровно-тонкоплитчатых звонких при ударе кремней (радиоляритов) и пачками переслаивающихся зеленых глинистых сланцев и серых микрозернистых известняков 200–250

В таких известняках в 1 км ниже истока в левом берегу р. Торангул в нижней части пачки с известняками (точка 987-2) нами собраны конодонты Palmatolepis gracilis aff. sigmoidalis Zieg. и др., характерные, скорее всего, для низов турне (зоны costatus).

В 120 м ниже по течению от точки 987-2 (или в 1 км к западу от устья сая) в левом борту р. Торангул в пачке переслаивающихся ровноплитчатых глинистых сланцев и кремней найдены многочисленные конодонты (точка 987) Palmatolepis perlobata Ulr. et Bassl., P. perlobata sigmoidea Zieg., P. perlobata schindewolfi Müll., P. gracilis Br. et M., P. glabra lepta Zieg. et Hud., P. ex gr. rugosa Br. et M. и др., характерные для верхнего фамена, зон velifer и styriacus.

Стратотипический разрез киинской свиты расположен на правом берегу р. Кия, на протяжении 1,2 км ниже истока. Именно здесь известны довольно мощные (до 11,5 м) пачки климениевых известняков.

Западнее, в приграничной части Сакмарской зоны, по правому берегу р. Кия, в 5,5 км к западу (по прямой) от ее истока, с востока на запад наблюдается следующий разрез:

Мощность, м

1. Граувакковые песчаники, алевролиты и аргиллиты зилаирской серии. Полю их развития отвечает слабо обнаженная низменность, однако есть и коренные выходы, видна грубая слоистость, слои песчаников имеют мощность 20–40 см, а алевролитов — 40–60 см. Азимут падения слоистости 350°∠60° ..... 100 м

Задернованный интервал протяженностью 50 м (до излучины реки у хребтика, сложенного кремнями).

2. Пачка переслаивающихся глинисто-кремнистых ровноплитчатых сланцев и ровноплитчатых кремней (радиоляритов). Окраска пород светло-желтоватая, серовато-коричневая, зеленоватая и др. Для кремней характерны тонкая микрослоистость, обилие радиолярий хорошей сохранности. Наиболее характерен азимут падения слоистости 115°∠45°, однако он меняется (есть мелкие крутые складки) 20–25

В середине пачки, в верхней части склона, в 20 м западнее начала обнажений кремней (или же в 280 м западнее крутого угла границы РСФСР – КазССР) нами собраны многочисленные конодонты (точка 988) Palmatolepis minuta Br. et M., P. glabra prima Zieg. et Hud. (эти виды преобладают), P. glabra acuta Helms, P. delicatula delicatula Br. et M., P. cf. schleizia Helms, P. cf. distorta Br. et M., Polygnathus nodocostata Br. et M. и др., характерные для самых низов верхнего фамена (верхняя подзона marginifera).

3. Пачка переслаивающихся неровнослоистых светло-серых глинистых климениевых известняков с многочисленной фауной гониатитов, гастропод и др., карбонатно-глинистых пород и глинисто-кремнистых комковатых сланцев 4

В 1 м от основания пачки в известняках нами собраны многочисленные конодонты (точка 988-4) Palmatolepis gracilis sigmoidalis Zieg., P. gomoclymeniae Müll., Pseudopolygnathus trigonicus Zieg., Polygnathus vogesi Zieg., Spathognathodus amplus (Br. et M.), S. aff. inornatus (Br. et M.), характерные для средней части зоны costatus (ранний турне по уральской схеме).

4. Переслаивающиеся темно-серые и черные кремни, кремнистые алевролиты и углисто-глинисто-кремнистые сланцы. Азимут падения слоистости 110°∠50° 6

Сразу западнее начинаются терригенно-карбонатные толщи карбона.

В заключение подчеркнем, что взаимоотношения егиндинской, киинской свит и зилаирской серии — вопрос сложный. Как было

показано, предложенные ранее варианты его решения приводили к необходимости либо искусственно разорвать киинскую свиту и причленить часть ее к егиндинской, либо признать, что отложения зилаирской серии района являются более древними и к собственно зилаирской серии не относятся, с чем также нельзя не согласиться.

Приведенные выше данные показывают, что: 1) егиндинская свита относится к франскому ярусу в его полном объеме; 2) она согласно через переслаивание перекрывается граувакками зилаирской серии, основание которой принадлежит к низам раннего фамена (нижняя часть зоны crepida). Киинская свита имеет раннефаменско-раннетурнейский возраст. Представляется наиболее вероятным, что граувакки зилаирской свиты частично одновозрастны кремням киинской свиты и являются, таким образом, разнофациальными, но тектонически сближенными образованиями, что в условиях напряженной тектоники неудивительно.

Киинская и зилаирская свиты заканчивают описываемый тип разреза в Сакмарской зоне.

Вулканогенный (сугралинский) тип разреза

Эффузивы основного состава в пределах Сакмарской зоны распространены очень широко, они традиционно описывались в составе различных свит, выделявшихся в разных ее районах. Так, Н.И. Леоненок [219], изучавшая южную часть зоны, выделила акайскую свиту предположительно кембрийского возраста, куагачскую свиту нижнего – среднего ордовика и сугралинскую свиту нижнего силура, в строении которых основные эффузивы играют ведущую роль. В то же время В.В. Сидоренко и др. [344] похожие вулканиты Блявинского района отнесли к силуру и девону. Позднее была показана [176 и др.] нецелесообразность выделения акайской свиты, поскольку ее слагают те же основные эффузивы, что и сугралинскую свиту, но претерпевшие дислокационный метаморфизм.

На современных геологических картах Сакмарской зоны наибольшую площадь среди вулканогенных образований занимают основные вулканиты, отнесенные к сугралинской свите нижнего силура. Эта свита была выделена Н.И. Леоненок [219]. В геологической литературе укоренилось представление о том, что она сложена диапировыми порфиритами, спилитами, туфобрекчиями и туфами основного состава с подчиненными прослоями углисто-кремнистых граптолитовых сланцев с общей мощностью до 1000 м, а по оценке В.Г. Кориневского [176] — 3200 м. Последняя цифра, по нашим данным, сильно завышена.

Отмеченный состав сугралинской свиты, судя по описаниям, полностью соответствует составу раннегеосинклинальных спилит-чернослацевых формаций, однако сами описания не вполне соответствуют наблюдаемой геологической реальности.

Основные эффузивы сугралинской свиты обычно обнажены довольно слабо, они слагают понижения рельефа или же небольшие сглаженные мелкосопочные возвышенности, легко дешифрируемые на аэрофотоснимках по характерному "лапчатому" рисунку, образованному многочисленными мелкими извилистой формы щебнистыми выходами вывет-

релых диабазов, чередующихся с задернованными участками. Эти выходы чаще всего мало информативны, в них наблюдаются лишь выветрелые серовато-коричневые диабазы той или иной степени раскристаллизованности. Присутствуют как эффузивные разности — подушечные лавы и реже потоки, так и субвулканические — силлы, дайки и более крупные субизометричные тела; однако установить фациальную природу диабазов в каждом конкретном выходе из-за слабой обнаженности удается далеко не всегда.

Широко распространено мнение [2, 3, 51, 176, 66, 322 и др.] о том, что среди основных эффузивов сугралинской свиты присутствуют прослои углисто-кремнистых сланцев и фтанитов. Среди последних сделаны достаточно представительные сборы раннесилурийских, преимущественно лландоверийских граптолитов [66 и др.], по которым и принят возраст сугралинской свиты. К сожалению, точное географическое расположение значительной части этих сборов осталось неизвестным. К сказанному необходимо сделать еще несколько замечаний.

Во-первых, кроме отмечавшихся всеми исследователями углистых пачек базальтов сугралинской свиты, есть и пачки грубоплитчатых кремней серого и коричневатого цветов, полимиктовых конгломератов, песчаников, слюдистых песчаников, туфопесчаников и других осадочных пород. Объем их невелик, однако он не меньше, чем объем углистых пачек. Большинство исследователей, кроме Н.И. Леоненок [219] и Н.Н. Целикова (проводивших здесь в разные годы крупномасштабные геологосъемочные работы), указанные осадочные породы в состав сугралинской свиты не включают. Видимо, здесь сыграли роль и теоретические представления геологов о составе раннегеосинклинальных базальтоидных формаций, в которых казались уместными углистые сланцы и вряд ли уместными другие отмеченные осадочные породы (в последних не было найдено фауны).

Во-вторых, при отмечавшихся условиях обнаженности, как правило, остается неясным, являются ли те или иные конкретные пачки осадочных пород (в том числе и углистых сланцев) действительно согласными прослоями, каковыми считали их большинство исследователей. Осадочные пачки образуют обычно лишь небольшие выходы и высыпки элювия диабазов. В то же время в пределах Сакмарской зоны отмечается очень напряженная дизъюнктивная тектоника, характерны развитие покровов, обилие надвигов, зон меланжа и др. В этих условиях часто невозможно установить, является ли наблюдаемая среди вулканитов осадочная пачка прослоем или же представляет собой тектонический клин.

Как указывают А.А. Абдулин и др. [3], детальное картирование показало, что черные фтаниты нельзя считать линзами и прослоями внутри сугралинской, косистекской и байтерекской свит. "Обнаружилось, что на всех участках своего развития сугралинская свита сложена монотонными по составу основными эффузивами. Пестрота ее обусловлена не чередованием лав с туфогенными и осадочными прослоями, которые практически отсутствуют, а ... обилием тектонических клиньев других свит" [3, с. 50]. Эти исследователи подчеркивают, что все "прослои" (кроме яшм) в сугралинской свите хорошо

отождествляются с породами сакмарской, кидрясовской, косистекской и других свит и их включение в разрезы сугралинской свиты неправомерно. В целом близкие взгляды развивали В.Н. Колесников, работавший в северной части района, и некоторые другие исследователи.

Все вышесказанное вынуждало усомниться в правомерности отнесения сугралинской свиты к раннему силуру. А.А. Абдулин и др. [3] полагали, что возраст ее возможно в принципе установить лишь при изучении интрузивных аналогов базальтов свиты, справедливо отмечая исключительную сложность задачи. Однако оказалось, что есть и другой путь ее решения. Среди основных эффузивов Сакмарской зоны присутствуют прослои яшм, несомненно изофациальных с базальтоидными. В яшмах нами были проведены очень трудоемкие, но в целом успешные поиски конодонтов, которые показали, что здесь присутствуют образования с возрастом от ордовика до живета включительно.

Низы разреза вулканогенных толщ наблюдались на левобережье ручья Коктогай, в 4250 м по азимуту 191° от его устья (напротив притока). Здесь, начиная с 80 м западнее дороги, с востока на запад видна последовательность пород:

Мощность, м

1. Кремни и яшмы серого, светло-серого и серовато-зеленого цветов, обычно просвечивающие. Эта пачка, образует гривку скальных выходов 8

Здесь, в нижней половине пачки, нами найдены многочисленные конодонты и их отпечатки (точка 976) Acontiodus rectus Lindström, Acontiodus robustus Lindström, Drepanodus cf. planus L., Falodus prodentatus (G. et El.), Oistodus (?) sp. indet., Periodon (?) sp. indet., Prioniodina macrodentata (Grawes et Ellison) ордовикского, вероятно, среднеордовикского возраста (заключение В.А. Наседкиной).

2. Основные вулканиты зеленоватого и красновато-зеленоватого цветов. Породы афировые, тонкозернистые, массивные и миндалекаменные. Есть карбонатизированные и гематизированные разности, иногда развивается эпидотизация. Эти вулканиты образуют полосу (шириной 200 м) почти сплошных щебенчатых высыпок, среди которых наблюдается несколько линзовидных тел мощностью по 1,5–2 м (в 40 и 120 м от начала интервала) массивных и неровнослоистых кремней серого цвета, иногда красновато-серых яшмовидных. В южной части поля присутствуют тела мелкозернистых габбро около 20 м в поперечнике. В крайней западной части эффузивы сильно карбонатизированы, здесь есть линзы перекристаллизованных серых известняков, содержащие остроугольные обломки гематитизированных основных эффузивов ..... менее 200

3. Яшмы красные неровноплитчатые, окварцованные. В нижней части пачки нами найдены простые белые конодонты, среди которых В.А. Наседкиной определен (точка 975) Acontiodus rectus Lindström, вероятно, ордовикского возраста. Азимут падения слоистости 270°∠65° 10

Задернованный интервал 50

4. Миндалекаменные трахибазальтовые порфириты зеленовато-синеватого и серого цвета и их туфы ..... более 50

Еще одна находка ордовикских конодонтов в яшмах среди вулканитов была сделана в средней части Сакмарской зоны, в 8 км северо-западнее г. Кувандык. Основные эффузивы слагают здесь обширную низменность, непосредственно восточнее которой находится хребет, образованный девонскими кремнистыми толщами. Тут, в скальном обнажении, расположенном севернее небольшого ручья в 2,2 км по азимуту 310° от северо-западного угла пос. Новокурского, в прослое красных яшм мощностью 0,6 м, залегающем среди диабазов, К.С. Ива-

новым найдены беззамковые брахиоподы и конодонты (точка 844) Acodus (?) sp., Drepanodus aff. arcuatus Pander (?), Siphonotreta uralensis Lerm (?), имеющие, по заключению В.А. Наседкиной, ордовикский (возможно, раннеордовикский) возраст.

Более молодые комплексы конодонтов обнаружены в яшмах на правобережье р. Урал, а также на его левобережье в стратотипе сугралинской свиты.

В левом борту балки Казымбадка (правый приток р. Чебаклы) в 3–3,7 км западнее дер. Хмелевка на протяжении примерно 700 м вкрест простирания наблюдаются монотонные выходы выветрелых темно-серых диабазов, слагающих обычно потоки мощностью 4–3 м и более. Эти потоки разделены иногда редкими тонкими (0,1–0,7 м) невыдержанными прослоями сургучно-красных яшм. Здесь, в 18 м западнее скалы, сложенной кварцевыми порфирами плагиолипаритового состава, в залегающем среди диабазов прослое яшм мощностью 0,15 м нами были найдены многочисленные конодонты (точка 813), среди которых В.А. Наседкина определила Acodus aff. curvatus Br. et M., Neoprioniodus aff. subcarnus Wal., Paltodus aff. costulatus Rex., P. aff. debolti Rex., Ozarkodina sp., Sagittodontus (?) sp. раннесилурийского возраста.

Примерно в 670 м западнее этой точки, в левом берегу балки Казымбадки, у западного края этой же толщи основных эффузивов, в пачке ровноплитчатых серых кремней (радиоляритов) мощностью 10–15 м (точка 816) К.С. Ивановым найдены конодонты Polygnathus sp. (вероятно, с широкой полостью), Spathognathodus ex. gr. miae Bult., Plectospathodus sp., Belodella sp. и др., характерные для эмса (или пражского яруса).

В разрезах правых притоков р. Чебаклы устанавливается увеличение количества и, главное, мощностей прослоев яшм в верхах толщ основных эффузивов. Так, примерно в 8 км южнее балки Казымбадки, в левом борту балки Темная долина, в ее средней части среди диабазов наблюдаются выходы смятой пачки плитчатых красных яшм (радиоляритов) мощностью около 12 м, среди которых есть подчиненные прослои серых кремней и песчаников (в обломках кремни, основные эффузивы и др.). В этих яшмах в 1100 м выше устья балки К.С. Ивановым были найдены конодонты (точка 819) Polygnathus cf. pseudofoliatus Witt., P. cf. eiflius Bisch. et Zieg., P. ex gr. linguiformis Hinde, характерные для живета (по уральской шкале).

Примерно в 10 км южнее, вдоль правого берега р. Урал, в 1,7–2 км выше устья р. Казачья Вязовка, в верхней части толщи основных эффузивов сугралинского комплекса протягивается пачка тонкоплитчатых красных и зеленоватых яшм мощностью около 16 м (точка 833). Эти яшмы содержат бедные марганцевые руды, их возраст считался ранее средне-позднеордовикским [56 и др.]. Нами в них в трех точках были собраны конодонты Ozarkodina cf. denckmanni Zieg., Belodella sp., B. ex gr. firminosa Snig., Angulodus sp. и др., имеющие, по заключению В.В. Черных, среднедевонский возраст.

На правобережье р. Сугралы, в 2170 м по азимуту 147° от ее устья, в пачке грубоплитчатых серых кремней мощностью около 8 м, залегающей среди основных вулканитов сугралинского комплекса, найдены

(точка 973) Spathognathodus cf. remscheidensis Zieg. и др., характерные для верхов пржидолия или, скорее, для лохковского яруса.

Непосредственно восточнее Хабарнинского массива на левобережье р. Урал значительную площадь занимают основные эффузивы, отнесенные на крупномасштабных геологических картах к сугралинской свите силура, среди которых преобладают потоки мелкозернистых диабазов с подчиненными прослоями измененных гиалокластитов и красных плитчатых яшм. В последних в прослое мощностью 1 м у карьера на левобережье Урала, в 250 м восточнее его поворота с азимута 180° на 290°, в 2,5 км западнее села Кызылсай нами найдены конодонты (точка 970) Polygnathus linguiformis linguiformis Hinde forma γ Bult. и др. среднедевонского возраста.

Таким образом, базальты Сакмарской зоны, известные и закартированные преимущественно как сугралинская "свита", являются разновозрастными — они формировались, начиная с ордовика (вероятно, среднего) и до живета включительно.

Туфогенный (косистекский) тип разреза

К этому типу разреза нами отнесены отложения косистекской, губерлинской и отчасти байтерекской свит.

Косистекская свита, выделенная Н.И. Леоненок [219] в южной части Сакмарской зоны, представлена переслаивающимися голубоватыми туфами плагиолипаритового, плагиодацитового и, реже, более основного состава, вулканомиктовыми конгломерато-брекчиями, туфопесчаниками туфоалевролитами, туфоаргиллитами, туффитами, кремнистыми туффитами и красными яшмами. Отмечаются прослои аркозовых и полимиктовых песчаников.

Губерлинская свита была выделена [52] в средней части зоны в районе р. Губерли и является аналогом косистекской свиты, что признается большинством исследователей.

Представления о возрасте косистекской и губерлинской свит исторически претерпевали значительные изменения вследствие скудности объективных данных. Разными геологами эти отложения относились к разным отделам кембрийского, ордовикского, силурийского и девонского периодов.

Не имея возможности подробно останавливаться на точках зрения всех исследователей, отметим, что их доводы имели, как правило, косвенный характер и основывались преимущественно на изучении взаимоотношений косистекской и губерлинской свит с другими. При этом, например, Н.И. Леоненок [219] полагала, что косистекская свита залегает под кидрясовской, а А.Д. Петровский считал, что косистекская свита согласно и несогласно перекрывается кремнистыми толщами силура. Высказывались и другие точки зрения; преобладающим же являлось мнение, что косистекская и губерлинская свиты имеют ордовикский возраст. Отметим, что фактически контакты этих свит с другими толщами, как правило, задернованы; вскрывая их горными работами, обычно удается установить, что они тектонические.

Позднее В.Г. Кориневский [176 и др.] и С.В. Руженцев [322 и др.]

среди туфов косистекской свиты в обломках и прослоях (?) черных углисто-кремнистых сланцев обнаружили граптолиты лландовери. На основании этого В.Г. Кориневский [176 и др.] и А.А. Абдулин [3] приняли раннесилурийский возраст свиты. Геологи ГИН АН СССР считают его раннеордовикско-позднелландоверийским на основании определений радиолярий раннего ордовика (ошибочных, как установлено нами, см. ниже). Однако все сказанное выше о прослоях фтанитов в сугралинской "свите" справедливо и в отношении косистекской свиты. А.А. Абдулин и др. [3] доказывают, что фтаниты слагают среди отложений косистекской свиты не прослои, а тектонические клинья. Вследствие неясности положения в разрезе находок В.Г. Кориневского и С.В. Руженцева их данные признания не получили: в работах [66, 375] принят традиционный средне-позднеордовикский возраст косистекской и губерлинской свит на основании весьма скудных определений радиолярий, сделанных Б.М. Садрисламовым "в средней и верхней частях разреза свиты в бассейне р. Косистек и на левобережье р. Тереклы" [66, с. 37]. Достоверность подобных определений, однако, крайне низкая.

Нами проведены поиски конодонтов в яшмах косистекской и губерлинской свит, причем находки удалось сделать как раз в отмеченных выше пунктах.

В верхней части стратотипического разреза косистекской свиты по правому берегу р. Косистек среди туфов залегает пачка красных плитчатых глинистых яшм мощностью около 20 м, содержащая марганцевые конкреции. В ее средней части, в обрыве реки в 9 км южнее окраины села Ленинского, нами найдены достаточно многочисленные конодонты (точка 1381) Polygnathus linguiformis linguiformis Hinde, P. ex gr. linguiformis, P. cf. serotinus Telf., P. sp. и др. (в том числе с широкой базальной полостью) эйфельского возраста (по уральской шкале). Из этой точки ранее были известны определения радиолярий силурийского и ордовикского возраста (ошибочные, как показывает приведенный комплекс конодонтов). Так, И.В. Хворова и др. [386, с. 36, 37] опубликовали отсюда список радиолярий раннего ордовика, определенных Б.Б. Назаровым. Видимо, произошло какое-то недоразумение, поскольку сам Б.Б. Назаров нам устно сообщил, что такой информации указанным исследователям он не давал.

По левому борту долины р. Тереклы, напротив фермы Кенсайран, прослеживаются фрагментарно обнаженные выходы косистекской свиты, представленной здесь зеленоватыми и бирюзовыми туффитами, туфопесчаниками и редко туфогравелитами и красными яшмами. В южной части выходов располагается пачка кремней с видимой мощностью около 15 м, азимутом падения слоистости 0°∠60°. По нашему мнению, она согласно перекрывает здесь отложения косистекской свиты и сама принадлежит к ее верхней части. Это доказывается тем, что в нижней (северной) части пачки в кремнях присутствует очень много обломочного туфогенного материала, слагающего тонкие микропрослойки. Кремни здесь серые, просвечивающие, слоистые, их мощность 6–8 м. Они постепенно сменяются в верхней части пачки плитчатыми серыми и зеленоватыми непросвечивающими кремнями

(радиоляритами), содержащими уже значительно меньше туфогенного материала, что, по-видимому, обусловлено затуханием вулканической деятельности. В середине верхней части пачки нами собраны конодонты (точка 982) Spathognathodus ex gr. steinhornensis Zieg., Ozarkodina denckmanni Zieg., Belodella sp., определяющие возраст как верхи силура (пржидолий) – низы среднего девона.

Низы разреза этого типа выявлены на левобережье ручья Косагач (приток р. Тереклы). Здесь наблюдаются скальные выходы отложений косистекской свиты, представленной преимущественно тонкозернистыми кремнистыми туффитами, непосредственно западнее которых прослеживается пачка глинистых красных и желтовато-серых яшм мощностью более 20 м, подстилающая отложения косистекской свиты без видимого несогласия (азимут падения слоистости этих яшм примерно 50°∠70°). По данным В.Ф. Коробкова и других геологов (устное сообщение), проводивших здесь крупномасштабные геологосъемочные работы, эти яшмы и глинисто-кремнистые сланцы постепенно переходят в кремнистые туффиты косистекской свиты. В яшмах, в 2,5 км по азимуту 145° от устья ручья Косагач, в 275 м юго-западнее самого ручья или примерно в 50 м восточнее дороги, нами найдены простые конодонты (точка 983), среди которых В.А. Наседкиной определены Acodus sp. nov., Oistodus aff. inaequalis Pander (?), имеющие, вероятнее всего, ордовикский возраст.

Таким образом, отложения туфогенного (косистекского) типа разреза формировались, по крайней мере, с ордовика (вероятно, со среднего ордовика) до низов среднего девона включительно.

В какой-то мере промежуточный характер между описанными отложениями туфогенного и вулканогенного типа имеют образования так называемой байтерекской свиты. Под этим названием в южной части Сакмарской зоны (Байтерексай — левый приток р. Косистек) описана [66, 176 и др.] достаточно пестрая вулканогенно-осадочная толща, сложенная преимущественно эффузивами основного и среднего состава, в том числе подушечными лавами, потоками, грубообломочными, бомбовыми туфами смешанного состава, а также туфоконгломератами, вулканомиктовыми брекчиями и др. Характерны слабая окатанность, отсутствие сортировки материала. Мощность около 800 м. Эти отложения вмещают многочисленные небольшие субвулканические тела габбро-диабазов, базальтовых и андезитовых порфиритов, кварцевых альбитофиров (плагиориолитов). А.А. Абдулин и др. [3] считают, что пачки фтанитов, мощность которых бывает весьма значительна, являются не прослоями в байтерекской свите, а тектоническими клиньями.

Нами среди отложений байтерекской свиты в небольших линзовидных телах тентакулитовых известняков (которые В.Г. Кориневский [176] считает тонкими прослоями) в нескольких пунктах собраны тентакулиты и конодонты раннего девона.

Еще один разрез с девонской фауной среди полосы вулканогенных пород, относимых В.Г. Кориневским [176] и другими к байтерекской свите, наблюдался нами в левом берегу р. Косистек, в 3,5 км ниже устья р. Егинды. Здесь снизу вверх по склону залегают:

Мощность, м

1. Толстоплитчатые серовато-зеленые кремни с линзовидными прослоями известняков и кремнистых песчаников 22

В 4 м по мощности от нижней части выходов в известняках собраны конодонты (точка 713-1) Polygnathus inversus Klap. et Johns., P. serotinus Telf., Icriodus cf. corniger Witt. и др., характерные для верхнего эмса, зоны serotinus (низы верхнего эйфеля по уральской шкале). В 14 м выше найдены (точка 713-3) Polygnathus inversus Klap. et Johns., P. cf. perbonus (Philip), Spathognathodus cf. postoptimus Nassed. и др., характерные для верхнего эмса (нижний эйфель по уральской шкале).

Задернованный интервал 4

2. Брекчированные кремни и кремнистые брекчии 7

Задернованный интервал 4

3. Миндалекаменные подушечные лавы базальтового состава 0,5

К сожалению, как и в случае с пачками фтанитов, нет полной уверенности, что сделанные нами в известняках находки девонской фауны принадлежат к разрезу вулканогенных толщ байтерекской свиты, а не находятся в тектонических клиньях. Поэтому заключение о возрасте этих вулканитов следует считать предварительным.

АНАЛОГИ ТОЛЩ САКМАРСКОЙ ЗОНЫ В БОЛЕЕ СЕВЕРНЫХ РАЙОНАХ УРАЛА

В настоящее время в ряде работ по геологии Урала [375 и др.] фигурирует Сакмаро-Лемвинская структурно-фациальная зона. Однако одним из авторов еще в 1974 г. [286] было предложено выделять вместо нее (в близком контексте) Зилаиро-Лемвинскую зону. Такое изменение в названии структурно-формационной зоны было связано с тем, что отложения Сакмарского района представлены значительно более пестрыми и сложными геологическими образованиями по сравнению с толщами Лемвинского, Малопечорского, Восточно-Зилаирского и других районов. В каком же родстве находятся толщи Сакмарского района по отношению к толщам Зилаиро-Лемвинской зоны?

Проведенные нами геологические исследования, результаты которых освещены в предыдущих разделах, позволили, существенно уточнив взгляды предыдущих исследователей [386 и др.], прийти к выводу, что в течение длительного промежутка времени, примерно со среднего ордовика до среднего девона (около 100 млн лет), в рассматриваемом районе накапливались осадочные и вулканогенные комплексы по крайней мере трех формационных типов — кремнистого, вулканогенного и туфогенного, отвечающих разным тектоническим обстановкам. При этом лишь отложения кремнистого типа четко коррелируются с толщами Зилаиро-Лемвинской зоны более северных районов, а образования вулканогенного (сугралинского) и туфогенного (косистекского) типов полных аналогов там не имеют, хотя близкое структурное положение на Среднем Урале занимают вулканогенно-осадочные толщи нязепетровского комплекса [292, 294], а в Лемвинской зоне Полярного Урала — породы лагортинского комплекса.

Терригенные и вулканогенные толщи раннего – среднего ордовика (кидрясовская, кураганская, отчасти куагачская свиты), залегающие в основании изученных разрезов палеозоя, по составу и внешнему облику похожи на отложения погурейской и грубеинской свит и связанные с

ними вулканиты молюдвожской свиты Лемвинского района, где они лежат в основании разрезов кремнистого типа. В более фрагментарном виде ордовикские терригенные толщи местами с туфами и щелочными вулканитами развиты в Малопечорском районе (кисуньинская свита), в Бардымской зоне (нижнесергинская свита) и других местах, где они также подстилают кремнистые разрезы.

Горизонт черных углисто-кремнистых сланцев, фтанитов и других кремнистых пород силурийского (преимущественно раннесилурийского) возраста прослежен в настоящее время вдоль всего западного склона Урала. В Сакмарской зоне это черносланцевая толща низов сакмарской свиты; непосредственно севернее, в восточном борту Зилаирского синклинория, такие породы слагают низы так называемой бетринской свиты (серии), где нами было предложено для них наименование шанский горизонт (по р. Шанской); на Среднем Урале (в Бардымской зоне) это фтаниты, закартированные как угралинская свита. На Полярном Урале, в Лемвинской зоне, силурийская черносланцевая толща принадлежит широко известной харотской свите; аналогичные образования, вероятно, развиты в небольшом объеме и на Полярном Урале, в пределах Малопечорского останца. Отметим, что, хотя отмеченные свиты были выделены достаточно давно, возрастной объем каждой из них был уточнен нами только после изучения конодонтов в соответствующих районах [286, 292 и др.]. Литология и особенности строения этих свит настолько близки, что их с уверенностью можно объединить в единый горизонт, прослеживающийся с перерывами более чем на 2000 км.

Такая же картина наблюдается при сравнении девонских кремнистых толщ Сакмарской зоны с более северными районами развития батиальных отложений. Цветные кремни и кремнистые брекчии раннего и среднего девона, аналогичные выявленным в Сакмарской зоне (кызылфлотская толща — см. выше), были нами ранее установлены в Лемвинской зоне, Малопечорском останце, в Бардымской зоне и в восточном борту Зилаирского синклинория [286, 292 и др.]. Причем литологическое сходство кремнистых пачек Сакмарской и, например, Бардымской зон настолько велико, что, начиная работать в Сакмарской зоне, мы первоначально датировали кремни по аналогии с более северными районами. Часто такая датировка отличалась от принятой на имеющихся геологических картах, но впоследствии наши представления, как правило, удавалось доказать сборами конодонтов.

Среднедевонские вулканиты, развитые среди отложений кремнистого типа разреза Сакмарской зоны, — чанчариты — также имеют примерные возрастные аналоги в девонских гипабиссальных интрузиях и лавах всех более северных районов Зилаиро-Лемвинской зоны [125].

Сакмарская зона — единственное место на западном склоне Урала, где геологам-съемщикам удалось выделить верхнедевонские кремни до начала изучения конодонтов в этом регионе. Горизонт франских кремней прослежен сейчас по всему западному склону Урала; аналогами егиндинской свиты являются низы колокольненской свиты Лемвинской зоны, евтропинская свита Верхней Печоры, корсаковская свита Бар-

дымского хребта и ибрагимовский горизонт восточного борта Зилаирского синклинория [286, 292].

Возрастным и литологическим аналогом киинской свиты Сакмарской зоны является верхняя подсвита известняково-глинисто-кремниетосланцевой колокольненской свиты Лемвинской зоны. В Малопечорской зоне в верхах евтропинской свиты (ранний фамен) в кремнях появляются прослойки известняков, и эта пачка в какой-то мере может сравниваться с киинской свитой, хотя нельзя не отметить, что наиболее молодые известные датировки евтропинской свиты отвечают зоне rhomboidea [286], т.е. они несколько древнее наиболее древних из известных датировок киинской свиты.

Широко развиты в пределах Зилаиро-Лемвинской зоны и конденсированные карбонатно-кремнисто-сланцевые пачки и пелагические петельчатые известняки, совершенно аналогичные описанным в этой работе. В Бардымской зоне эти отложения выделены в среднинскую свиту, мощность которой не превышает десятков метров при времени формирования от лудлова до эйфеля включительно [292]. На Полярном и Приполярном Урале комковатые и петельчатые известняки и связанные с ними глинисто-кремнистые пачки входят в состав харотской свиты и ее аналогов. На всем протяжении Урала выдерживается литология известняков, и, как и в Сакмарской зоне, в более северных районах наблюдаются как цефалоподовые их разности позднесилурийского (обычно лудловского) возраста, так и тентакулитовые — пражского возраста. Чаще всего они разделены пачками кремнистых и глинистых сланцев мощностью от единиц до десятков метров, а иногда буквально "спаяны" в одном пласте известняка.

Таким образом, отложения кремнистого типа разреза Сакмарской зоны как по возрасту, так и по литологии тождественны батиальным кремнисто-сланцевым толщам Зилаиро-Лемвинской зоны Урала. Этот вывод имеет не только теоретическое, но и практическое значение, в частности потому, что в последние годы в Лемвинской зоне работами геологов объединения Полярноуралгеология выявлены пять крупных месторождений и ряд проявлений баритов [366 и др.].

Месторождения пластового типа (Хойлинское, Малохойлинское, Пальникское и др.) здесь найдены среди кремнисто-кварцито-сланцевых и известняково-глинисто-кремнисто-сланцевых отложений средне-позднедевонского возраста. Рудные тела представляют собой пласты, согласные линзы и конкреционные горизонты. Тип оруденения кварц-баритовый, из околорудных изменений характерна слабая серицитизация. Месторождения барита пластообразного типа (Вонкурьюганское, Войшорское, Собское и др.) выявлены среди известняково-глинисто-кремнисто-сланцевых и флишоидных толщ ранне-среднекарбонового возраста. Они представлены субсогласными пластообразными залежами, жилами; тип оруденения кальцит-баритовый [366]. В отложениях Лемвинской зоны отмечается также и региональное повышенное содержание Ba [406].

Крупные месторождения высококачественных баритов известны в аналогичных толщах Рено-Герцинской зоны Западной Европы, североамериканских Кордильер и в других местах. Найдены они и в сов-

ременных батиальных осадках, так, например, пластовая залежь барита была вскрыта глубоководной скв. 399, пробуренной в северо-восточной Атлантике [426].

Все это определяет перспективность на бариты отложений кремнистого типа разреза Сакмарской зоны, а также и восточного борта Зилаирского синклинория (соответствующие рекомендации давались нами в 1982 г.). Об этом также свидетельствует и несколько рудопроявлений барита, найденных ранее на территории Сакмарской зоны геологами Башкирского, Оренбургского и Актюбинского производственных геологических объединений (Б.И. Хворов, Н.Н. Целиков и др.). Они обнаружены в крайней северной части Сакмарской зоны (Акъюловское рудопроявление), а также на левобережье р. Урал, северо-восточнее фермы Алимбет и северо-восточнее устья р. Эбеты (у точки 03383 с конодонтами — см. выше). Рудопроявления представляют согласные линзы (Акъюловское) или жилы барита (Эбетинское, Алимбетовское) мощностью около 1 м, локализованные соответственно среди глинистых и кремнистых сланцев, алевропесчаников, вулканитов. Однако наиболее перспективной на обнаружение промышленных месторождений барита нам представляется западная часть Сакмарской зоны, где среди кремнистых толщ присутствуют петельчатые, комковатые известняки. В первую очередь следует опоисковать кремни киинской свиты, а затем егиндинской свиты и ибрагимовского горизонта, а также и другие кремнистые толщи. При проведении геологосъемочных и поисковых работ в пределах Сакмарской зоны и восточного борта Зилаирского синклинория следует также учитывать, что для батиальных кремнисто-сланцевых отложений складчатых областей характерны повышенные и рудные концентрации Mn, V, Mo, P и др. [286 и др.]. Современные батиальные осадки содержат баритовые и фосфоритовые конкреции, а также накапливают V, Zn, Mo и др. [417 и др.].

К ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ САКМАРСКОЙ ЗОНЫ

История развития и становления Сакмарской зоны столь же сложна, как и ее теперешнее геологическое строение, и, соответственно очень разнообразны и зачастую противоположны представления о ней разных исследователей. Дошедшие до нас отдельные фрагменты геологической летописи не могут, конечно, дать полной картины событий. Об этом, к сожалению, забывают некоторые авторы, увлекающиеся ее псевдодетальным описанием и не учитывающие его вероятностный характер. Тем не менее полученные нами и нашими предшественниками данные, равно как и исследования теоретического и общерегионального плана, развивающие идеи новой глобальной тектоники [264, 147, 289, 322 и др.], позволяют восстановить в главных чертах историю развития Сакмарской зоны в палеозое.

Решающее значение имеет положение Сакмарской зоны в пограничной области между Восточно-Европейской платформой и эвгеосинклинальной частью Урала.

Как известно, достоверные кембрийские отложения на Урале, в том

числе и на западном склоне Южного Урала, практически отсутствуют [375 и др.]. По всей вероятности, это свидетельствует об общем поднятии региона в это время. По-видимому, бóльшая часть территории представляла собой сушу, хотя присутствие глыб раннекембрийских известняков говорит о существовании мелководных морских бассейнов, местоположение которых, однако, не известно. Следует отметить, что при рифтогенезе вообще характерен общий подъем регионов, чаще непосредственно перед раздвигом континентальных плит, как это наблюдается, например, сейчас на Байкале и в Северо-Восточной Африке. По мнению С.Н. Иванова [130, 135 и др.], этот подъем земной коры вызывается всплыванием диапира разуплотненной мантии.

В раннем ордовике (тремадок) в Сакмарской зоне происходит разрыв континентальной коры и заложение рифтовой впадины, заполняющейся мощными молассоидными осадками кидрясовской свиты. Хотя вышележащие ордовикские толщи пока недостаточно изучены, можно все же отметить пестроту литологического состава этих отложений, присутствие вулканитов и большое их разнообразие при повышенной в целом щелочности. Эти и некоторые другие признаки позволяют предполагать рифтовую природу этих толщ. Наиболее показательны в этом плане выходы в верховьях р. Шанды. Хорошие обнажения есть, в частности, в обрывах левого берега р. Шанды и на ее правобережье у пункта Заготскот. Ордовикские образования, смятые здесь в крупную антиклинальную складку (около 0,5 км в поперечнике), представлены переслаивающимися пачками мощностью 5–10 м и более терригенных пород различной размерности — от алевролитов до валунных конгломератов — и основных эффузивов. В обломках конгломератов преобладают калиевые липаритовые порфиры, есть также базальты, фтаниты и др., среди мелкозернистых разностей наиболее широко развиты аркозовые песчаники. Пачки эффузивов сложены преимущественно миндалекаменными афировыми и микропорфировыми палеобазальтами, для которых характерны высокая железистость и титанистость (TiO_2 = 1,8–3,1%), а также измененными гиалокластитами. В миндалинах встречаются очень красивые красные агаты. В целом эти образования представляют собой типичные грабеновые фации в их современной трактовке [264, 135 и др.].

Следует отметить, что выводы о рифтогенной природе ордовикских толщ Сакмарской зоны были сделаны ранее в работах А.В. Пейве и др. [264], И.В. Хворовой, С.В. Руженцева и др. [386 и др.] и других исследователей; эта мысль также высказывалась авторами в 1974 г. [286 и др.].

По мере дальнейшего раздвижения субмеридиональной рифтовой впадины и формирования достаточно широкого морского бассейна происходит накопление образований трех разных типов (с запада на восток): кремнистого (сакмарского), туфогенного (косистекского) и вулканогенного (сугралинского). Как было показано в предыдущих разделах, существовавшие ранее представления о том, что различные свиты Сакмарской зоны последовательно сформировались одна за другой в течение раннего – среднего палеозоя и разделяются лишь несогласиями и т.п., не соответствуют действительности. Как показы-

вают наши многочисленные новые находки фауны, на протяжении длительного времени, с ордовика по девон включительно, отложения отмеченных типов разреза формировались параллельно, очевидно в разных и достаточно удаленных друг от друга фациально-тектонических обстановках. Если в верхних частях разных типов достаточно много представительных находок фауны, то время начала формирования этих типов определяется не столь уверенно. По-видимому, их обособление произошло в среднем ордовике.

Как показано выше, отложения кремнистого (сакмарского) типа принадлежат к Зилаиро-Лемвинской структурно-формационной зоне; эти осадки формировались в пределах пассивного континентального склона и подножия Восточно-Европейской платформы. Сравнительно глубоководная, батиальная, природа этих толщ показана в работах [288, 289, 386, 118] и других исследователей, проводивших их детальное изучение. О глубоководности кремней свидетельствуют в первую очередь следующие факты: 1) почти полное отсутствие здесь карбонатов, что может быть связано с близостью дна к глубинам карбонатной компенсации; 2) фауна в силицитах представлена только пелагическими, преимущественно планктонными организмами (граптолиты, конодонты, птероподы, радиолярии); 3) кремни сопоставимы с современными глубоководными радиоляритовыми илами.

Конденсированные карбонатно-кремнисто-сланцевые отложения формировались на глубоководных поднятиях [299], по-видимому, в верхней части континентального склона и, может быть, на глубоководном шельфе.

В то время как осадки кремнистого (сакмарского) типа разреза отлагались на континентальном склоне и подножии, образования косистекского и сугралинского типов формировались на существенном удалении от Восточно-Европейской платформы; относительное же их местоположение нельзя считать твердо установленным. Было высказано довольно обоснованное мнение [386] о существовании здесь краевого моря; этому не противоречит, в частности, характер вулканитов сугралинского комплекса. Вместе с тем против этой точки зрения, уподобляющей Сакмарскую зону структурам япономорского типа с континентальным склоном, внутренним морем и ограничивающей его островной дугой над зоной субдукции, падающей к западу в сторону континента, можно выдвинуть следующие возражения:

1. Разрезы кремнистого, зилаиро-лемвинского, типа хорошо сопоставимы между собой по всему Уралу, что трудно увязать с представлением об их образовании в изолированных краевых морях.

2. На западном склоне Урала не обнаружено мест, которые можно было бы достоверно интерпретировать как участки "прикрепления" островных дуг к континенту.

3. Образование краевых морей обычно сопровождается дополнительной фазой растяжения с формированием новой океанической коры и нового континентального склона — более молодых по сравнению с первичными океаническими структурами. В Сакмарской же зоне не выявляется признаков такой перестройки.

Возможно, что рассматриваемую зональность надо трактовать

несколько иначе (с запада на восток): пассивная окраина континента — ранняя океаническая впадина, образование которой началось в результате раскалывания континента, — край островной дуги, образовавшейся над зоной субдукции, падавшей к востоку.

В любом случае, однако, нет необходимости предполагать шарьирование вулканогенных толщ Сакмарской зоны из пределов Магнитогорской и Западно-Мугоджарской зон, как это делал С.В. Руженцев [322 и др.]. Против такой гипотезы говорят характер вулканизма этих структур и более короткий возрастной интервал развития этих вулканитов, который в Западных Мугоджарах вообще ограничен средним девоном [119 и др.]. Вероятнее всего, образования косистекского и сугралинского типов занимали как раз промежуточное положение между континентально-склоновыми формациями и вулканогенными толщами восточной, эвгеосинклинальной, части Урала. От этой промежуточной зоны сохранились сейчас только дислоцированные фрагменты, уцелевшие в пределах описываемого района, основная же ее часть, по-видимому, поглощена зоной уноса, на месте которой располагается сейчас сутурный шов Главного Уральского глубинного разлома.

В настоящее время отложения всех трех типов разрезов Сакмарской зоны находятся в перемещенном положении, они тектонически скучены при замыкании Уральского палеоокеана и придвигании образованных в нем геологических формаций на западе к Восточно-Европейскому континенту. Амплитуда горизонтального перемещения различна — она минимальна (вероятно, не более 20–30 км) для отложений кремнистого, сакмарского, типа разреза; образования же косистекского и сугралинского типов смещены на большее расстояние (весьма предположительно оценить его можно в 50–100 км). Очень четким и убедительным проявлением процессов тектонического скучивания являются серпентинитовые меланжи, содержащие глыбы и блоки габбро-амфиболитов, кремней и др., зоны и поля которых чрезвычайно широко распространены на всем протяжении Сакмарской зоны (известный Кувандыкский меланж — лишь один из наиболее ярких примеров). Они описаны в целом ряде работ [266, 264, 321, 322, 153, 156 и др.] и здесь не рассматриваются. В этих полях меланжа в наиболее яркой и крайней степени проявлена сама сущность современного тектонического строения Сакмарской зоны: породы разного возраста и формационной принадлежности обнажаются здесь среди брекчированных серпентинитов в виде отдельных хаотически разбросанных блоков и участков, имеющих в плане мозаичное, лоскутное размещение (см. рис. 13, 14).

С.В. Руженцев [322, 321 и др.], детально изучавший шарьяжи Сакмарской зоны, полагал, что они образовались в течение, по крайней мере, трех этапов: в позднем кобленце – середине эйфеля; на рубеже эйфеля и живета; в среднем карбоне. Ревизия стратиграфии Сакмарской зоны, предпринятая на основании многочисленных новых сборов фауны, сделанных нами преимущественно в толщах, возраст которых был наименее ясен, позволила внести значительные коррективы в отмеченные представления С.В. Руженцева. Предположения о существовании двух ранних из упомянутых этапов шарьяжеобразования базировались

главным образом на общепринятом мнении о существовании крупных, всеобъемлющих перерывов в осадконакоплении в Сакмарской зоне в течение раннего – среднего девона; считалось также, что образование шандинской олистостромы связано с шарьяжами. Однако нами выше было показано отсутствие сколь-нибудь существенных перерывов в осадконакоплении в течение раннего – среднего девона в Сакмарской зоне. Более того, в это время формировались отложения, по крайней мере, всех трех отмечавшихся фациально-тектонических типов. Ранее до проведенных нами поисков конодонтов эти толщи просто не были известны и ошибочно включались в состав более древних отложений. Кроме того, был обоснован вывод (см. выше) о том, что олистоплаки шандинских известняков сползли с шельфа пассивной континентальной окраины Восточно-Европейской платформы и, таким образом, по-видимому, не были связаны с покровообразованием.

Трудно представить также, как в условиях развития шарьяжей могли отлагаться практически непрерывно, начиная, по крайней мере, с низов силура и до франа включительно, кремнисто-сланцевые батиальные толщи. Нужно, следовательно, считать, что отмеченных двух ранних этапов покровообразования в Сакмарской зоне не было. По всей вероятности, здесь, как и в других местах западного склона Урала [289, 292], надвигание началось не ранее фамена, а местами и явно позднее — только в карбоне. Именно в фамене снос обломочного материала с запада, с Восточно-Европейской платформы, сменяется в Сакмарской зоне сносом с востока и образуется граувакковый флиш зилаирской серии, появление которого связывают [264] с началом широко проявленного шарьирования в эвгеосинклинали. В смежной с востока Западно-Мугоджарской зеленокаменной зоне режим субширотного сжатия устанавливается несколько раньше — в позднем живете [119, 120], что находит здесь четкое структурное выражение в смене ориентировки и состава даек. Начавшись в корневых частях Сакмарской зоны, по-видимому, в позднем девоне, шарьяжеобразование завершилось в ее современных границах, безусловно, не ранее позднего карбона (в перми), о чем свидетельствуют, в частности [66], находки песчанистых известняков с фауной позднего карбона в меланже на левобережье р. Домбар.

В итоге проведенных авторами работ получены следующие основные результаты:

1. Впервые проведено систематическое изучение конодонтов в разнофациальных толщах Сакмарской зоны. Конодонты найдены более чем в 80 точках, в результате чего пересмотрена стратиграфия отложений зоны и существенно уточнен возраст целого ряда свит.

2. Впервые установлено, что в составе сакмарской свиты есть не только известные ранее кремни и сланцы силурийского возраста, но и достаточно мощные и широко распространенные кремнистые толщи раннего и среднего девона, выделенные нами в кызылфлотскую толщу. Выявлены литологические различия кремнистых пачек разного возраста.

3. Доказано, что неровнослоистые петельчатые известняки Сак-

марской зоны входят в состав чрезвычайно конденсированных (маломощных) карбонатно-кремнисто-сланцевых разрезов с возрастом от лудлова до среднего девона включительно. Наиболее вероятное место их формирования — верхняя часть континентального склона пассивной окраины Восточно-Европейской платформы.

4. Показано, что блоки рифовых известняков раннего – среднего девона, выделявшиеся ранее в составе так называемой шандинской свиты, залегают обычно среди более молодых или примерно одновозрастных кремнистых толщ (а не более древних, как ошибочно считали ранее) и являются, по всей вероятности, олистолитами, сползшими с запада с шельфа Восточно-Европейской платформы.

5. Уточнен возраст егиндинской свиты, объем которой соответствует объему франского яруса; тем самым уточнена также датировка основания зилаирской серии. В егиндинской свите выделены две достаточно легко распознаваемые и картируемые подсвиты.

6. По находкам конодонтов в яшмах установлено, что вулканогенные базальтоидные толщи Сакмарской зоны, известные преимущественно как сугралинская свита раннего силура, являются разновозрастными — они формировались от ордовика до живета включительно.

7. Доказано, что верхи косистекской свиты (комплекса), считавшейся ордовикской или силурийской, имеют эйфельский возраст.

8. Существенно уточнены представления о структурно-фациальной зональности Сакмарской зоны [386 и др.]. Установлено, что на протяжении очень длительного времени — в ордовике, силуре и девоне — параллельно в разных фациально-тектонических обстановках формировались образования, по крайней мере, трех разных типов разреза: кремнистого (сакмарского), туфогенного (косистекского), вулканогенного (сугралинского). Доказывается, что кремнисто-сланцевые толщи сакмарского типа отлагались на континентальном склоне и подножии пассивной окраины Восточно-Европейской платформы и являются полными аналогами батиальных толщ Зилаиро-Лемвинской зоны Урала. Образования косистекского и сугралинского типов отвечают структурам океанической (краевоморской?) впадины и части островной дуги. В последующем все эти толщи были тектонически сближены и перемешаны.

9. Уточнены представления о времени шарьирования в Сакмарской зоне: оно началось не ранее фамена, а завершилось в конце карбона или даже в перми. Предполагается, что корневой зоной шарьяжа является сутура Главного Уральского глубинного разлома, выраженного на Южном Урале серпентинитовым меланжем.

10. Показано, что кремнисто-сланцевые толщи Сакмарской зоны (в первую очередь ее западной части — киинская свита и др.) перспективны на месторождения барита, а также некоторых других полезных ископаемых. Рудопроявления Mn Сакмарской зоны имеют среднедевонский возраст (а не ордовикский, как считалось ранее) и, таким образом, могут в какой-то мере сопоставляться с месторождениями Восточной Башкирии.

Итак, в работе приведены новые данные по стратиграфии палео-

зойских вулканогенно-осадочных и других толщ Сакмарской зоны западного склона Южного Урала. На основании впервые осуществленного здесь систематического изучения конодонтов пересмотрена стратиграфия разнофациальных толщ Сакмарской зоны, существенно уточнен возраст ряда свит. Установлено, что в составе сакмарской свиты, кроме силурийских кремней, широко распространены ранее неизвестные кремнистые пачки нижнего и среднего девона, выделенные в кызылфлотскую толщу. Выявлены конденсированные карбонатно-кремнисто-сланцевые разрезы лудловско-живетского возраста. Показано, что блоки рифовых известняков, выделявшиеся ранее в так называемую шандинскую свиту, являются, по всей видимости, олистолитами, сползшими с запада с шельфа Восточно-Европейской платформы. Уточнены возраст и взаимоотношения терригенно-кремнистых свит верхнего девона (егиндинской, зилаирской и киинской). Установлено, что вулканогенные базальтоидные толщи, известные главным образом как сугралинская свита раннего силура, формировались от ордовика до живета включительно. Верхи косистекского комплекса имеют эйфельский возраст. На протяжении длительного времени в ордовике – девоне параллельно формировались образования, по крайней мере, трех типов разреза — кремнистого (сакмарского), вулканогенного (сугралинского), туфогенного (косистекского). Кремнисто-сланцевые толщи сакмарского типа отлагавшиеся на склоне и подножии пассивной окраины Восточно-Европейского континента, являются аналогами батиальных толщ Зилаиро-Лемвинской зоны Урала и перспективны на бариты и некоторые другие полезные ископаемые.

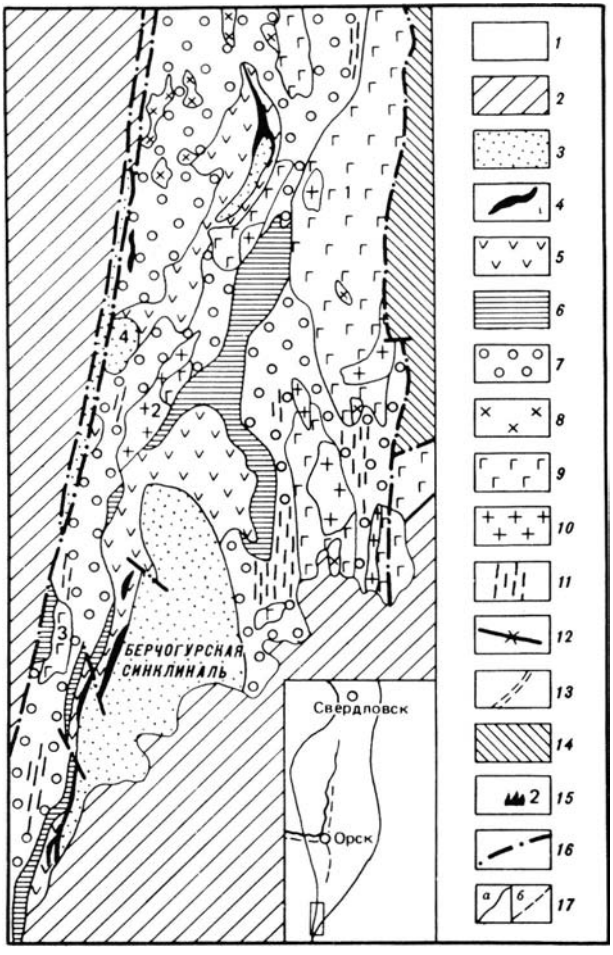
НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОЛОГИИ ПАЛЕОЗОЯ АЗИАТСКОГО СКЛОНА УРАЛА

БАЗАЛЬТОИДНЫЕ ТОЛЩИ ЗАПАДНЫХ МУГОДЖАР

Западно-Мугоджарский синклинорий — одна из крупнейших структур Южного Урала — является южным продолжением Тагило-Магнитогорского мегасинклинория. Слагающие Западно-Мугоджарский синклинорий мощные вулканогенные базальтоидные толщи протягиваются в меридиональном направлении более чем на 350 км при ширине 20–50 км, образуя невысокие Мугоджарские горы (хребты Катынадыр, Сарытобе и расположенные южнее Главный Мугоджарский и Жанганинский). Эти образования вмещают многочисленные тела интрузивных пород, среди которых резко преобладают разности габбро-плагиогранитного ряда. Несколько массивов сложены позднепалеозойскими гранитоидами. К наиболее крупным массивам относятся Каиндинский, Бахтыбайский, Айрюкский (рис. 16) и др.

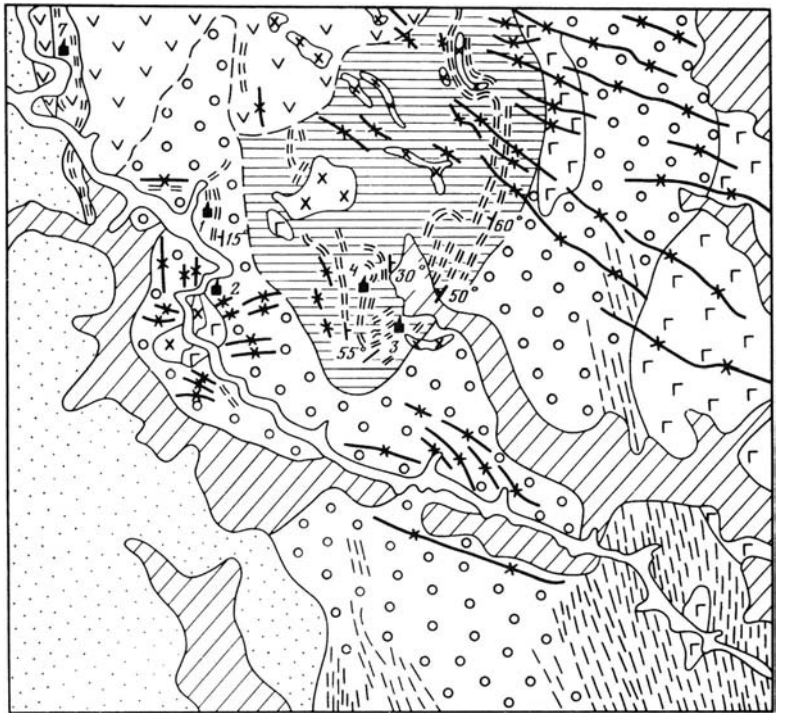
На востоке Западно-Мугоджарский синклинорий по Борлинской зоне разрывов граничит с протерозойскими метаморфическими толщами Талдыкского (Восточно-Мугоджарского) антиклинория, а на западе вулканогенные толщи контактируют вдоль по Западно-Мугоджарской зоне разрывов с терригенными отложениями зилаирской серии (D_3^2–C_1^1) и более молодыми (см. рис. 16). Под этими терригенными отложениями и покрывающими их осадками платформенного чехла примерно в 10 км западнее Западно-Мугоджарской зоны разрывов прослеживается [66] Кемпирсайско-Даульский глубинный разлом, трассирующийся от Кемпирсайского массива до погребенного Даульско-Кокпектинского массива гипербазитов [18 и др.] и являющийся южным окончанием Главного Уральского глубинного разлома. В северной части Западно-Мугоджарского синклинория слагающие его вулканогенные толщи почти полностью перекрыты мезозойскими осадками. Примерно у г. Орска они, занимая все большее пространство по широте, переходят в Магнитогорский синклинорий. Корреляция вулканогенных комплексов этих структур всегда была одной из главнейших задач работающих в Мугоджарах геологов. На юге вулканиты Западно-Мугоджарского синклинория уходят под мезозойско-кайнозойские осадки Приаральской пустыни и прослеживаются под ними, по геофизическим данным [66], на значительные расстояния вплоть до широты Аральского моря.

Вулканогенные толщи залегают во внутренней части Западно-Мугоджарского синклинория, как правило, полого, обычно не образуя складок. Пояса альпинотипных гипербазитов, меланжа и синхронные вулканитам терригенно-карбонатные толщи в синклинории отсутствуют [2, 49 и др.]. В краевых приразломных его частях проходят зоны



Р и с . 16. Геологическая схема южной половины Западно-Мугоджарской вулканогенной зоны

1 — четвертичные осадки; *2* — мезозойско-кайнозойские отложения; *3* — терригенно-карбонатные толщи верхнего франа – нижнего карбона; *4* — шулдакский комплекс живетско-раннефранского возраста (кремни, яшмы); *5* — милыашинский комплекс живетско-раннефранского возраста (основные и кислые эффузивы, туфы, туффиты, яшмы); *6* — куркудукский комплекс живетского возраста (переслаивающиеся диабазы и яшмы); *7* — мугоджарский комплекс эйфельского возраста (подушечные лавы толеитовых базальтов); *8* — кварцевые альбитофиры, плагиограниты, кварцевые плагиодиориты позднеживетско-раннефранского возраста; *9* — среднедевонские габброиды; *10* — позднепалеозойские калинатровые граниты и гранодиориты; *11* — комплексы параллельных диабазовых даек среднедевонского возраста; *12* — дайки кварцевых альбитофиров (плагиориолитов) позднеживетско-раннефранского возраста; *13* — горизонты яшм и кремней; *14* — докембрийские метаморфические толщи; *15* — точки находок конодонтов и их номера; *16* — разрывные нарушения; *17* — геологические границы: *а* — установленные, *б* — предполагаемые. Цифры на схеме: 1 — Каиндинский габбровый массив, 2 — Айрюкский гранодиоритовый массив, 3 — Бахтыбайский габбровый массив, 4 — Аульинская мульда. Прямоугольниками показано местоположение регионов (с севера на юг) рис. 18, 19, 17



Р и с . 17. Геологическая схема района зимовья Донгелек
Условные обозначения см. на рис. 16

рассланцевания, углы падения пород здесь обычно крутые. Среди вулканогенных толщ синклинория располагаются мульдообразные синклинали, сложенные более молодыми (D_3–C_1) осадочными породами. С севера на юг выделяются [49 и др.] Среднеорская (левобережье р. Орь), Кундыздинская, Аульинская и Берчогурская синклинали (см. рис. 16, 17). Наиболее крупные из них Среднеорская и Берчогурская отделяют Главный Мугоджарский хребет от расположенного восточнее Жангининского.

Термин "синклинорий" применяется нами к вулканогенной зоне Западных Мугоджар лишь условно, по традиции: природа этих толщ будет показана ниже.

СУЩЕСТВУЮЩИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О СТРАТИГРАФИИ РЕГИОНА

Начало изучения вулканогенных толщ Западных Мугоджар было положено еще в прошлом веке работами Ф.Ю. Левинсон-Лессинга и др. [65 и др.]. С тех пор и до настоящего времени этот объект пользуется пристальным вниманием исследователей; геолого-съемочные, поисковые и тематические работы проводятся здесь во все возрастающем объеме.

История изучения Западно-Мугоджарской вулканогенной зоны свя-

зана с именами А.А. Абдулина, М.М. Бакулиной, Г.И. Водорезова, С.Г. Грешнера, С.Н. Иванова, В.Г. Кориневского, Б.Е. Милецкого, В.В. Сажнова, Р.А. Сегедина, Г.С. Трошина, В.И. Федорова, А.А. Чумакова, А.Л. Яншина и многих других. Геологии этой зоны посвящено большое количество отчетов и публикаций, из которых как наиболее важные следует выделить Геологическую карту Казахской ССР масштаба 1:500 000 (серия тургайско-мугоджарская) и объяснительную записку к ней [66], являющуюся наиболее свежей и полной сводкой данных по геологии района, обобщающие монографии А.А. Абдулина [2], и Геология СССР, т. 21 [308 и др.], а также статью С.Н. Иванова и др. [143], принципиально изменившую представления о геологии региона. Из ранних исследований наибольшее значение имеют сейчас труды А.А. Чумакова [394 и др.], содержащие очень хорошие петрографические описания магматических пород района.

Интерес к геологии Западно-Мугоджарской вулканогенной зоны особенно возрос в последние 10–12 лет в связи с применением и дальнейшим развитием в СССР идей новой глобальной тектоники [147, 264 и др.]. Как впервые в 1973 г. было показано С.Н. Ивановым и его соавторами [143], толщи подушечных лав натриевых базальтов и комплексы параллельных диабазовых даек Западно-Мугоджарского и Тагильского синклинориев Урала представляют собой реликты древней океанической коры и сформировались в условиях растяжения океанического дна вблизи оси спрединга. Позднее эти положения были поддержаны многими исследователями [264, 152, 113, 120 и др.]. По условиям своей сохранности и обнаженности толщи подушечных лав и особенно комплексы параллельных диабазовых даек южной части Мугоджарских гор (р. Шулдак и др.) уникальны и являются одними из наиболее представительных в мире. Поэтому результаты наших исследований, впервые позволившие надежно установить возраст, историю и длительность формирования этих образований, представляются заслуживающими интереса.

Несмотря на длительную историю изучения региона, фауны (кроме радиолярий) среди вулканогенных толщ Западно-Мугоджарского синклинория найдено не было. Разработанные нашими предшественниками стратиграфические схемы основаны только на общегеологических наблюдениях, сопоставлениях с более изученными в возрастном отношении толщами Магнитогорского синклинория; в поздних работах учтены также и единичные находки флоры, определения радиолярий в шлифах. Возраст вмещающих толщ по радиоляриям, как показали наши работы, определялся обычно неверно. Отсутствие прямых надежных палеонтологических данных допускало субъективность в истолковании стратиграфии вулканогенных толщ Западно-Мугоджарского синклинория, что отрицательно сказывалось при проведении геологосъемочных и поисковых работ в этом районе. В результате многолетних исследований и обобщения результатов геологосъемочных работ Г.И. Водорезов [49, 50] подразделил вулканогенные толщи Западно-Мугоджарского синклинория на следующие пачки и свиты (снизу вверх):

1. Толща палеоандезитов мощностью не менее 500 м. Наблюдается

лишь в южной части Мугоджарского хребта (южнее горы Бахтыбай) и сложена осветленными андезин-амфиболовыми микропорфиритами андезитового состава.

2. Нижняя диабазовая толща мощностью не менее 3000 м. Состоит из диабазов и габбро-диабазов, вмещает большое количество даек и малых интрузий основных пород. Углы падения обычно крутые.

3. Амигдалоидно-спилитовая толща мощностью 2000–25000 м. Сложена главным образом подушечными лавами спилитов и миндалекаменных порфиритов. Среди подушек часто наблюдаются яшмы с радиоляриями. Залегает на предыдущей толще согласно, с постепенным переходом.

4. Верхняя диабазовая толща мощностью 700–1000 м. Распространена менее широко, чем две предыдущих, она выполняет синклинали в амигдалоидно-спилитовой толще. От нижней диабазовой отличается тем, что в своем составе имеет многочисленные прослои яшм.

Все вышеуказанные толщи Г.И. Водорезов [49, 50] считал силурийскими, общую их мощность оценивал в 6000–7800 м.

5. Шулдакский горизонт. Яшмы, кремнистые сланцы мощностью 50–100 м. По [49], он трансгрессивно залегает на предыдущих толщах в обрамлении Берчогурской синклинали. По аналогии с бугулыгырским яшмовым горизонтом Южного Урала возраст шулдакского горизонта считался эйфельским.

6. Улутауская свита, подразделяемая на две подсвиты — нижнюю (базарсайскую) и верхнюю (сарысайскую) общей мощностью 200–500 м. Базарсайская подсвита залегает согласно на шулдакском горизонте, она сложена переслаивающимися туффитами, туфопесчаниками и туфами смешанного состава, андезитовыми порфиритами, линзами известняков. В последних Х.С. Розман [308] и другие собрали многочисленную фауну (Stringocephalus burtini и др.) живетского возраста. Сарысайская подсвита сложена альбитофирами, туфами и туфобрекчиями дацитовых порфиритов. Б.А. Чухин и Х.С. Розман [308 и др.] все эти отложения выделяли ранее в алабасскую свиту. Г.И. Водорезов [49] отмечал, что выделяемые им шулдакский горизонт и улутауская свита распространены в Западно-Мугоджарском синклинории ограниченно, главным образом по краям Берчогурской синклинали и вдоль западного края Главного Мугоджарского хребта.

7. Терригенно-карбонатные породы франско-раннекаменноугольного возраста, слагающие несколько брахисинклиналей. Они начинаются пачкой полимиктовых конгломератов, сменяющихся выше терригенно-карбонатными угленосными осадками.

В целом предложенная Г.И. Водорезовым схема безусловно явилась крупным обобщением стратиграфии региона, она базировалась на большом объеме фактического материала и забыта была незаслуженно. Однако схема страдала явным недостатком надежных палеонтологических реперов. Так, силурийский возраст нижних четырех толщ, слагающих около 90% площади (не считая интрузий) Западно-Мугоджарского синклинория, был принят условно, на основании сопоставлений с Магнитогорским синклинорием, а также находки кораллов Favosites gothlandica Ion., F. (Paleofavosites) cf. mirabilis Tscherw., Syringopora sei-

cuearis Barr. на р. Ори в районе Тастыбутака. Сведения об этой находке опубликованы [50] уже после смерти ее автора (Л.Б. Рухина), и точное ее местонахождение осталось неизвестным. Существует подозрение, что она сделана в другой зоне, поскольку в Мугоджарах есть несколько ручьев с названием Тастыбутак.

В 1961 г. в Западных Мугоджарах начала работать группа геологов Института геологических наук АН КазССР (А.А. Абдулин, В.К. Заравняева и др.). На состоявшемся в 1961 г. в г. Актюбинске совещании они предложили свою схему стратиграфии вулканогенных толщ Западно-Мугоджарского синклинория [4], которая затем на протяжении ряда лет многократно повторялась в различных публикациях А.А. Абдулина, В.Г. Кориневского и др. [2, 66, 173, 180, 333 и др.], стала общепризнанной и использовалась до настоящего времени. Наиболее подробной среди этих публикаций является монография А.А. Абдулина [2]. Согласно этой схеме, в разрезе вулканогенных толщ Западно-Мугоджарского синклинория выделяются снизу вверх следующие свиты: актогайская, мугоджарская, куркудукская, милыашинская, бугулыгырская и вулканогенно-осадочная толща живетского яруса.

1. Актогайская свита состоит главным образом из крутопадающих покровов крупнозернистых амфиболизированных диабазов [2, 4]. Как показали дальнейшие исследования [143 и др.], эти образования являются в действительности комплексом параллельных диабазовых даек.

2. Мугоджарская свита сложена преимущественно подушечными лавами спилитов и базальтов с подчиненными прослоями витрокластических туфов, кремнистых яшмовидных пород. Мощность свиты 1135 м [4].

3. Куркудукская свита состоит из переслаивающихся покровов диабазов и пластов яшм. Мощность свиты около 1000 м.

4. Милыашинская свита сложена лавами и, реже, туфами андезитового состава с прослоями туффитов, яшм. Мощность свиты 300–1500 м.

5. Бугулыгырская свита представлена переслаивающимися кремнистыми, глинисто-кремнистыми сланцами и яшмами. Мощность свиты 165–460 м.

6. Вулканогенно-обломочная толща живета состоит из вулканомиктовых брекчий андезитовых порфиритов, песчаников, кремнистых алевролитов, туфов, линз и прослоев известняков. Мощность толщи 100–500 м [179].

Выше с размывом залегают терригенно-карбонатные толщи верхнего девона – раннего карбона.

Нетрудно видеть, что стратиграфическая схема А.А. Абдулина и др. [2, 4] в принципе очень похожа на схему Г.И. Водорезова. Актогайская свита отвечает нижней диабазовой толще Г.И. Водорезова, куркудукская свита — верхней диабазовой толще, бугулыгырская свита — шулдакскому горизонту, вулканогенно-обломочная толща — улутауской свите. Кроме различий в названиях, по-разному оценивалась этими исследователями мощность отложений. А.А. Абдулин впервые выделил [2, 4] милыашинскую свиту, возраст ее сначала считался силурийским,

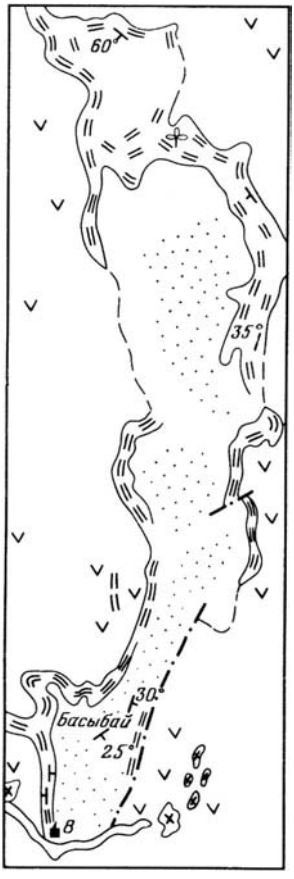


Рис. 18. Геологическая схема Кундыздинской синклинали
Условные обозначения см. на рис. 16

затем на основании определений радиолярий был признан раннедевонским (или раннедевонско-раннесреднеэйфельским).

В 1962 г. А.А. Абдулину и М.К. Аполлонову [14] впервые удалось датировать кремнистые сланцы, относившиеся к шулдакскому горизонту или бугулыгырской свите. В восточном крыле Кундыздинской синклинали, в 800 м к западу от зимовок совхоза Эмбенский, расположенных в верховьях ручья Тулепсай (рис. 18), А.А. Абдулиным была найдена в кремнях флора Protolepidodendron cf. scharianum Kr. et W., Psilopsida (?) среднедевонского возраста (определение М.А. Сенкевич).

В 1970 г. С.Г. Грешнер [87] в кремнистых сланцах шулдакского горизонта из оврага Закирсай (юго-западное обрамление Берчогурской синклинали) обнаружил фораминиферы среднего – позднего девона.

Возраст шулдакского горизонта считался верхнеэйфельским [2, 66] на основании приведенных данных и сопоставлений с бугулыгырской свитой Магнитогорского синклинория.

Возраст актогайской, мугоджарской, куркудукской и милыашинской свит первоначально [4] считался силурийским в соответствии с представлениями Г.И. Водорезова. В последующем для определений возраста вулканогенных толщ Западно-Мугоджарского синклинория были привлечены радиолярии. Как указывает А.А. Абдулин [2, с. 96–97], они были собраны Т.Я. Кравцовой, а определены Б.М. Садрисламовым.

В последние годы радиолярии в вулканогенных толщах Западно-Мугоджарского синклинория изучались Л.С. Усольцевой [376]. В ее работе изложена стратиграфическая схема А.А. Абдулина и других и принят без обсуждения предложенный ими возраст свит. Затем по порядку весьма кратко охарактеризованы радиолярии, встреченные в отложениях силурийского (мугоджарская и куркудукская свиты), ранне-, средне- и позднедевонского возраста; своих заключений о возрасте толщ Л.С. Усольцева [376] не дает.

Таким образом, возраст свит определен первоначально по радиоляриям, а затем, при более подробном изучении последних, возраст радиолярий установлен по возрасту свит. Эта логическая ошибка явилась одной из причин неправильных определений возраста толщ Западно-Мугоджарского синклинория.

Недавно Е.В. Чибриковой и В.А. Романову [311] удалось выделить

споро-пыльцевой комплекс из яшм пограничных отложений куркудукской и мугоджарской свит (или верхов мугоджарской свиты). Проба была взята в правом берегу р. Шулдак, в 3 км северо-западнее пункта Донгелек. Этот споро-пыльцевой комплекс аналогичен, по мнению Е.В. Чибриковой, таковому из отложений туратской свиты Южного Урала и имеет раннедевонско-эйфельский возраст. Однако известные ошибки палинологических определений поставили под сомнение данные [311], и признания они, к сожалению, не получили [66, 375].

ГЕОЛОГИЯ ВУЛКАНОГЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ ЗАПАДНЫХ МУГОДЖАР

Природа вулканогенных толщ Западных Мугоджар и возможности стратиграфических методов их изучения

В предыдущем разделе были приведены практически все имевшиеся до начала наших исследований объективные данные о возрастных взаимоотношениях вулканогенных толщ Западных Мугоджар. Они показывают, что до настоящего времени возрастная привязка вулканогенных свит была мало обоснована и весьма противоречива. Главная причина заключалась в отсутствии находок стратиграфически важных групп фауны. Кроме того, не были описаны стратотипы, не были выяснены в должной мере взаимоотношения между свитами и характер их границ. Приведем некоторые примеры.

Ошибочность выделения актогайской свиты отмечалась выше.

Существует два мнения о взаимоотношениях куркудукской и мугоджарской свит. Первое — куркудукская свита согласно перекрывает мугоджарскую [2 и др.], второе — куркудукская свита согласно залегает на мугоджарской, частично замещая ее верхнюю часть [66].

Имеющаяся литологическая характеристика свиты допускает неоднозначность в толковании стратиграфической принадлежности некоторых наблюдаемых пачек пород. Так, считается, что для мугоджарской свиты характерны подушечные лавы базальтов с небольшим количеством яшм и витрокластических туфов (гиалокластитов), а для куркудукской — перемежающиеся массивные диабазы (преобладают) и яшмы. Есть, однако, пачки, сложенные переслаивающимися лавами, гиалокластитами и яшмами, которые, таким образом, могут быть отнесены или к мугоджарской, или к куркудукской свитам (такая пачка обнажается, например, в излучине р. Шулдак, в районе гор Караксак, примерно в 3 км северо-западнее зимовья Донгелек).

Далеко не всегда имеется ясность в определении стратиграфической приуроченности отдельных пачек кремнистых пород. Обычно пачки значительной мощности (особенно если в их составе есть не только яшмы, но и кремни) выделяют в шулдакский горизонт, в то время как более мелкие оставляют в составе милыашинской или куркудукской свит. Четких объективных критериев для установления стратиграфической принадлежности кремнистых пачек по существу не было.

Отметим также, что публикацией отдельных стратиграфических колонок, как это делают В.Г. Кориневский и некоторые другие исследователи Мугоджар, нельзя заменить описаний реальных геологи-

ческих разрезов, особенно стратотипов. Следует четко разграничивать фактический материал и его интерпретацию. При составлении же подобных стратиграфических колонок элемент субъективности неизбежен, их невозможно точно привязать к местности, наблюдать и проверить при полевых исследованиях.

Картировочными признаками для основных эффузивов милыашинской свиты в условиях плохой обнаженности бывают зачастую лишь характерный фиолетовый или лиловато-серый цвет пород, наличие миндалин, заполненных кварцем. В качестве одного из отличительных признаков базальтов милыашинской свиты В.Г. Кориневский [4 и др.] указывает их "пространственную приуроченность к областям распространения ... свиты". Ясно, что при такой аргументации путаются причина и следствие, что не может способствовать успеху исследований.

Все вышесказанное показывает, что выделенные В.Г. Кориневским и другими свиты совершенно не соответствуют требованиям Стратиграфического кодекса СССР [361] и от употребления их следует отказаться. Значительно более приемлемым был применявшийся Г.И. Водорезовым к вулканогенным образованиям Западных Мугоджар термин широкого толкования "толща".

Вопросы стратиграфии и корреляции вулканогенных комплексов относятся к числу наиболее трудноразрешимых в геологии. Для изучения вещественного состава вулканитов в настоящее время существует много вполне отработанных приемов и методов, в то время как находок стратиграфически важных групп фауны среди вулканитов обычно крайне мало. При этом находки, как правило, бывают сделаны в "экзотических", фациально чуждых для вулканогенных разрезов мелководных терригенно-карбонатных породах. Положение выходов этих пород в разрезах вулканогенных толщ в условиях неполной обнаженности часто не вполне ясно. Особенно это относится к базальтоидным толщам ранних стадий развития эвгеосинклиналей. Выходы рифогенных известняков здесь в общем случае могут быть моложе, древнее и одновозрастны вмещающим вулканитам, что не всегда учитывается. Из всех осадочных пород несомненно изофациальными толщам инициальных толеитовых базальтов являются яшмы (радиоляриты) и иногда прослои кремней и пелагических известняков.

Возможность создания надежных биостратиграфических схем для вулканогенных толщ открывают поиски конодонтов. В настоящее время эта группа достаточно детально изучена [290, 419, 427, 436, 441 и др.] и стала одной из ведущих в биостратиграфии палеозоя. Ранее конодонты искали почти исключительно в известняках. В.Н. Пучков [289–292 и др.] впервые выявил широкое распространение конодонтов в терригенно-кремнистых отложениях западного склона Урала и других регионов, что сильно расширило возможности для изучения стратиграфии палеозойских геосинклинальных систем. Вскоре после этого В.Н. Пучков и К.С. Иванов установили широкое распространение конодонтов в яшмах среди вулканогенных толщ, в которых ранее находили лишь миоспоры и радиолярии. До начала работ в Западно-Мугоджарском синклинории комплексы конодонтов были найдены этими исследова-

телями в яшмоидах бугулыгырской, мукасовской, косистекской, сугралинской и других палеозойских вулканогенных свит и толщ.

В 1982–1983 гг. К.С. Иванов в Западно-Мугоджарском синклинории провел поиски конодонтов и нашел более 20 их местонахождений, в результате чего впервые удалось установить возраст, историю и длительность формирования вулканогенных комплексов. Определения конодонтов сделаны В.Н. Пучковым, его заключения о возрасте для точек 6 (обр. 902), 7 (обр. 885), 8 (обр. 872) были также подтверждены В.В. Черных. Все конодонты найдены на поверхностях слоистости яшм и кремней. Методика поисков описана ранее [290, 292].

Результаты поисков конодонтов будут приведены ниже, при описании отдельных комплексов Западно-Мугоджарского синклинория. Возраст всех свит определялся здесь ранее неправильно. По различным видам Polygnathus нами доказано, что возраст отложений, относившихся ранее к мугоджарской свите, эйфельский, к куркудукской — живетский. Возраст милыашинской "свиты", равно как и шулдакского "горизонта", живетско-раннефранский.

Отметим, что по рекомендации автора поиски конодонтов в южной части района были проведены также В.Г. Кориневским (ИГЗ УНЦ АН СССР) и В.В. Павловым (ПГО Запказгеология). К сожалению, ими в нескольких точках были собраны лишь крайне бедные, непредставительные комплексы конодонтов (заключения А.С. Алексеева и В.Н. Пучкова), не давшие поэтому никакой дополнительной по сравнению с приведенными ниже сборами автора информации по стратиграфии вулканогенных толщ Западных Мугоджар. Однако данные отмеченных исследователей в целом также все же свидетельствуют о более молодом, среднедевонском возрасте вулканогенных толщ.

Выделение отмеченных свит было неправомерно не только из-за отсутствия находок стратиграфически значимой фауны и не только от того, что не были описаны стратотипы. Понятие "свита" вообще неприменимо к этим вулканогенным толщам. Как было впервые показано С.Н. Ивановым и др. [143], базальтоидные толщи Западных Мугоджар по всем признакам хорошо сопоставимы с образованиями современных срединно-океанических хребтов. По своей природе вышеуказанные "свиты" суть разные вулканогенные фации или комплексы единого блока земной коры океанического типа. Выделявшаяся здесь ранее актогайская свита [2, 4] оказалась комплексом параллельных диабазовых даек [143 и др.]. Подушечные базальтовые лавы мугоджарской свиты и находящиеся среди них габброиды определяются как образования второго геофизического слоя среднедевонского океана, что подтверждено и геохимическими данными [143, 336]. Яшмы (радиоляриты) и диабазы куркудукской свиты неразрывно связаны с мугоджарской свитой (комплексом). Яшмы куркудукской свиты хорошо сопоставимы с современными радиоляриевыми осадками абиссальных глубин и являются вместе с вмещаемыми диабазами образованиями первого геофизического слоя палеоокеана Мугоджар. Отсюда следует вывод об удревнении этих комплексов по мере удаления от оси спрединга, что недоучитывалось предыдущими исследователями. Судя по распределению маркирующих ось спрединга комплексов

параллельных диабазовых даек и на основании выполненных Л.П. Зоненшайном и др. [113] реконструкций направлений потоков лав базальтов и других признаков установлено, что ось спрединга проходила в меридиональном направлении восточнее изученного района. Таким образом, можно предполагать удревнение сходных комплексов по мере продвижения к западу. Из сказанного вытекает, что понятие "свита" здесь принципиально неприменимо.

Поскольку отмеченные названия свит вошли в стратиграфические и корреляционные схемы [375], используются в практике геологических работ, целесообразно оставить употребляемые названия за соответствующими комплексами пород (мугоджарский и др.) в целях лучшего взаимопонимания. Следует отметить, что понятие "свита" вообще следует с осторожностью использовать применительно к вулканогенным толщам. Главными причинами этого являются для океанических, базальтоидных, толщ указанное изменение возраста в зависимости от расстояния до оси спрединга, а для островодужных, андезитовых, серий большая пестрота и фациальная невыдержанность разрезов, обилие локальных перерывов в осадконакоплении, а также сильно скользящие в разрезах границы фаций и формаций.

Полученные нами новые данные, резко изменившие возрастные датировки вулканогенных комплексов Западных Мугоджар, заставляют вновь обратиться к их геологии с целью сопоставления с колчеданоносными вулканогенными толщами девона Магнитогорского синклинория.

Комплекс параллельных диабазовых даек

Этот комплекс правильно был истолкован в 1973 г. С.Н. Ивановым и др. [143], показавшими сходство параллельных диабазовых даек Западных Мугоджар с образованиями срединно-океанических хребтов. Описания комплекса даны также в работах А.А. Абдулина, В.Г. Кориневского, Г.А. Костик, К.С. Иванова и др.

Комплекс параллельных диабазовых даек слагает основание толщ подушечных лав толеитовых палеобазальтов Мугоджар. Он выявлен в ряде мест на всем протяжении вулканогенной зоны — в районах гор Шимылдыктау, Бахтыбай, Айрюк (Два Брата), Даутау, Кингус, Катынадыр, Каратау, Жангана и других местах. Толщи подушечных лав палеобазальтов (мугоджарского комплекса) повсеместно содержат пакеты и отдельные дайки диабазов, однако в восточной части вулканогенной зоны Западных Мугоджар, в Жанганинском хребте, наблюдается явное увеличение их количества. Здесь комплекс параллельных диабазовых даек можно наблюдать в районе р. Ори и далее к югу, в районе пос. Борло, по рекам Каинды, Карасай, Шулдак и др.

Во всех этих местах комплекс имеет сходное строение и состав даек. Дайки имеют меридиональное простирание, и, как правило, вертикальное или крутое (50–90°) падение. Они образуют вытянутые пояса, рои и пакеты сближенных многократных тел, перпендикулярно секущих полого залегающие эффузивы. Пакеты даек имеют ширину в естественных обнажениях от нескольких десятков метров до 5 км

и протяженность до 40 км. Длина отдельных даек составляет в среднем около 300–500 м, достигая местами 2,5 км. По простиранию и падению отмечены случаи их пережима, выклинивания и редко расщепления. Мощность даек изменяется от 0,1 до 8–10 м, преобладают дайки мощностью 0,5–1,5 м. Объем даек составляет от нескольких до 100% объема разрезов. В центральных частях пакетов иногда наблюдаются участки мощностью до сотен метров, сложенные одними дайками без вмещающих пород. Число даек в каждом из пакетов измеряется сотнями. Площадь отдельных пакетов доходит до нескольких десятков квадратных километров, отношение их длины к ширине от 1:3 до 1:10. Междайковые промежутки (скрины) сложены, как правило, подушечными лавами базальтов, прекрасно сохранивших исходное строение, несмотря на зеленокаменные изменения. Реже наблюдаются спилиты, помутневшие гиалокластиты и очень редко — габброиды и пироксениты (?).

В верхах разреза вулканогенных толщ мугоджарского комплекса количество даек уменьшается, а в отложениях вышележащего куркудукского комплекса даек практически нет: крутопадающие трещины отрыва здесь сменились межпластовыми отслоениями [180].

Отдельные дайки имеют, как правило, параллельные контакты, обычно они выдержанные и прямолинейные. Все исследователи вне зависимости от того, какой геотектонической концепции они придерживаются, считают, что дайки комплекса выполняли трещины отрыва и их массовые проявления свидетельствуют о раздвижении (растяжении) коры в субширотном направлении.

Дайки имеют, как правило, одинаковое строение. В краевых их частях видна темная плотная стекловатая корочка закаливания мощностью до 2 см. Ближе к центру она сменяется зоной тонкокристаллического диабаза мощностью 2–10 см, в котором иногда отмечаются уплощенные миндалины. Крупность зерен к центру даек постепенно возрастает (до 3–4 мм), характерны полнокристаллические офитовые структуры. В целом наиболее часто отмечаются диабазовая, микродолеритовая, пойкилоофитовая и интерсертальная структуры. Иногда видны радиально-лучистые срастания плагиоклаза и пироксена. Состав диабазов выдержан: около 50% плагиоклаза, 20–25% авгита ($2V$ = +50–56°, cNg = 40–48°), 15–20% хлорита, 2–12% титанистых рудных минералов. Плагиоклазы образуют разноориентированные призматические кристаллы, нередко полисинтетически сдвойникованные, обычно зональные. Первичный плагиоклаз содержит 35–63% анортитовой молекулы, обычно он нацело альбитизирован [143]. Достаточно широко проявлены также процессы соссюритизации плагиоклазов и, реже, их карбонатизации. Среди рудных минералов преобладает титаномагнетит, отмечается также ильменит, по ним развивается лейкоксен. Второстепенными минералами являются кварц, кальцит, пренит, эпидот, цоизит. Авгит присутствует в виде небольших зерен неправильной формы, иногда он нацело замещен роговой обманкой ($-2V$ = 74–82°, cNg = 12–16°) или хлоритом, чаще, однако, остается свежим.

Химический состав параллельных диабазовых даек Западных Мугоджар выдержан (табл. 3), для них характерны низкие содержания

Таблица 3

Средний химический состав вулканогенных комплексов Западных Мугоджар, % мас.

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	49,95	49,25	49,90	54,71	73,65	49,61	49,64	49,70	51,00
TiO_2	1,70	1,86	1,11	0,40	0,25	1,43	1,40	0,75	0,9
Al_2O_3	14,12	13,74	14,25	11,90	12,89	16,01	15,70	17,28	17,9
Fe_2O_3	4,75	5,42	4,22	4,23	2,13		2,27	3,64	4,2
FeO	8,08	7,33	6,15	3,39	1,41	10,49	8,22	7,02	6,2
MnO	0,23	0,21	0,16	0,13	0,06	0,18	0,18	0,18	0,2
MgO	6,53	6,21	7,21	6,73	0,66	7,84	7,71	6,35	5,0
CaO	7,93	8,10	8,10	7,74	1,35	11,32	11,28	11,52	9,8
Na_2O	3,35	3,60	3,63	2,70	5,06	2,76	2,65	1,97	2,9
K2O	0,13	0,16	0,28	0,37	0,87	0,22	0,11	0,24	0,8
P_2O_5	0,13	0,18	0,16	0,05	0,05	0,14	0,15	0,12	
CO_2	0,30	0,49	1,61	4,37	0,38				
H_2O	2,80	3,47	3,22	3,26	1,22				
Число анализов	42	105	41	8	28	94		50	520

Примечание. 1 — комплекс параллельных диабазовых даек; 2 — подушечные лавы мугоджарского комплекса; 3 — силлы куркудукского комплекса; 4 — основные эффузивы милыашинского комплекса; 5 — дайки кварцевых альбитофиров милыашинского комплекса; 6 — базальты океанического дна но Д.Р. Канну [158]; 7 — толеиты срединно-океанических хребтов по Г.Б. Лутцу [224]; 8 — толеиты островных дуг по Б.Г. Лутцу [224]; 9 — базальты островных дуг по Б.П. Золотареву (по [152]). При расчете средних содержаний использовались данные автора и др.

K_2O, P_2O_5 и сравнительно высокие — титана. Эти диабазы являются недифференцированными примитивными толеитами, в их нормативном составе диопсид и гиперстен присутствуют в значительных количествах, кварца или оливина — несколько процентов, нефелина нет. Как было показано С.Н. Ивановым и др. [143], состав этих диабазов близок к составу базальтов современных срединно-океанических хребтов.

Средние содержания микроэлементов в диабазах параллельных даек приведены в табл. 4. Обращают на себя внимание низкие содержания Pb, Sr, повышенные — Zr. Содержания этих элементов, а также Ba хорошо соответствуют таковым в базальтах современных срединно-океанических хребтов. Однако содержания Cr и Ni в диабазах комплекса параллельных даек Мугоджар заметно ниже, чем в базальтах срединно-океанических хребтов, и несколько ближе к содержаниям этих элементов в базальтах островодужных серий (см. табл. 4).

И.В. Семенов и др. [336], изучавшие распределения TR в базальтах Урала, отмечают, что базальтоиды Западных Мугоджар (кроме милыашинского комплекса) принадлежат к рифтогенному дайковому комплексу. По содержаниям относительных количеств легких TR они близки к хондритам, обогащены относительно хондрита содержаниями Pr–Sm при дефиците La и Ce. Нормированная по хондриту

Таблица 4

Средние содержания микроэлементов в вулканогенных комплексах Западно-Мугоджарской зеленокаменной зоны, г/т

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Rb	3	3	7	9	26	4	5–10	1,5	0,8	2	20	5
Sr	100	110	103	71	81	140	130	129	130	180	400	200
Ba	28	24	23	23	32			22	20	60		75
Zr	180	154	110	40	116	140	100	95	85	25	80	70
V	195	192	320	335	64	200	300	312	290	300	100	270
Cr	115	126	320	620	27	120	230	302	280	40	50	50
Co	30	37	46	43	11	40	40	41	60	30	20	30
Ni	38	44	90	170	11	50	100	113	120	25	25	30
Sc	34	37	36	78	20	40	60				1	
Y	48	48	32	15	26	45	50	33				
Yb	4,5	4	3	2	4			3,3				1,4
Nb	5		6	6	4			3,3				
Li	6	19	10	34	11				7			
Be	1	2	1	1	1							
Число анализов	19	18	11	4	12	25		300				

Примечание. 1–5 — см. табл. 3; 6 — базальты Западных Мугоджар по [143]; 7–9 — толеиты срединно-океанических хребтов соответственно по [143, 202, 224]; 10 — базальты толеитовой серии островных дуг по [224]; 11 — базальты островных дуг по [143]; 12 — толеитовые базальты островных дуг по [425]. 1–6 рассчитаны на основании количественных спектральных анализов, выполненных в лаборатории ИГиГ УНЦ АН СССР на приборах VRA-2, ДФС-13 и др.

усредненная кривая распределения TR в базальтоидах Западных Мугоджар близка к таковой для толеитов срединных океанических хребтов Мирового океана.

По наблюдениям над корками закаливания обычно можно установить относительный возраст отдельных даек. Это дало основания выделять несколько, не менее четырех, генераций даек [180 и др.]. По нашему мнению, это вряд ли целесообразно, поскольку все они образовались вследствие единого процесса излияния базальтовой магмы, видимо, в рифтовой долине, и геологический их возраст один и тот же. Следует только учитывать возможное удревнение комплекса параллельных диабазовых даек в западном направлении по мере удаления от оси спрединга. Наши наблюдения не дали оснований предполагать какой-либо перескок оси спрединга, как это получилось у С.А. Куренкова (доклад на совещании "эволюция офиолитовых комплексов" в Миассе в 1981 г.). В настоящее время наши новые материалы по стратиграфии вулканогенных толщ Западных Мугоджар позволяют считать, что генерация комплекса параллельных диабазовых даек продолжалась в этой зоне в целом в течение среднедевонского времени.

Лучше всего обнажены, наиболее широко известны и хорошо изучены [143, 180 и др.] выходы комплекса параллельных диабазовых даек по р. Шулдак. Именно здесь начиная с 1973 г., после появления работы [143], как правило, и проводятся тематические исследования,

посвященные геологии комплексов параллельных диабазовых даек и различные палеовулканологические изыскания.

В разрезе р. Шулдак параллельные диабазовые дайки образуют три отдельных роя. Наиболее восточный из них довольно плохо обнажен лишь в ложбине левобережья р. Шулдак у могильника Насырлымола. Два других роя, расположенных непосредственно западнее бывшей зимовки Актогай, образуют эффектные скальные выходы. Посередине они разделены между собой небольшим массивом пироксеновых среднезернистых такситовых габбро (см. рис. 17). Простирание даек западного блока 345–350°, падение вертикальное, дайки восточного блока падают на запад под углом 45–55°. В западном блоке на протяжении 470 м насчитывается 170 даек [143]. Характерно внедрение даек в дайки, вмещающих пород в центральной части пакетов почти нет. Их можно видеть, например, в верхней части скальных обнажений западного пакета, здесь можно наблюдать рассечение подушки базальта диабазовой дайкой, произошедшее практически без смещения.

Мугоджарский комплекс

Мугоджарский комплекс (комплекс подушечных лав базальтоидов) распространен в Западно-Мугоджарском синклинории очень широко и слагает бóльшую его часть. Геологии этого комплекса посвящено очень много работ [209, 394, 49, 50, 4, 2, 186, 143, 66, 119, 120 и др.], данные которых были учтены автором.

Лучше всего породы комплекса обнажаются в Главном Мугоджарском хребте, в районе гор Бахтыбай (наиболее высокая вершина Западного Казахстана), вдоль железной дороги между станциями Берчогур и Мугоджарская, в районе горы Два Брата (или Айрык, Айрюк), в верховьях р. Кундызды по ручьям Егиндыаша, Ащилыаша, Аумышсай и далее к северу.

В Жанганинском хребте лучшие обнажения пород мугоджарского комплекса наблюдаются по рекам Каинды и Шулдак.

В породах мугоджарского комплекса резко преобладают подушечные лавы спилитов. Среди них изредка встречаются палеобазальты с неизменным плагиоклазом. В подчиненном количестве отмечаются прослои гиалокластитов, помутневших вулканических стекол, вариолитов, яшм и потоки массивных диабазов. Объем всех этих второстепенных пород несколько увеличивается в верхних частях комплекса. Общая мощность мугоджарского комплекса не менее 1,5 км. Отложения комплекса вмещают многочисленные интрузии габбро, габбро-диабазов и вышеописанных параллельных диабазовых даек.

Р.А. Сегедин [333] подразделяет мугоджарский комплекс на две пачки. Нижняя пачка сложена преимущественно спилитовыми подушечными лавами простого строения. Верхняя пачка в разрезе по р. Шулдак начинается подушечными лавами сложного строения, выше которых залегает горизонт гиалокластитов с тонкими потоками вулканических стекол. Завершается здесь разрез мугоджарского комплекса миндалекаменными подушечными лавами андезито-базальтового состава. Р.А. Сегедин справедливо отмечает, что граница между выделен-

ными им нижней и верхней пачками мугоджарского комплекса нерезкая и ей, по-видимому, нельзя придавать значения какого-то определенного стратиграфического уровня. Сопоставление выходов мугоджарского комплекса в отдельных районах друг с другом затруднено вследствие монотонности разреза и отсутствия маркирующих горизонтов.

Спилиты и палеобазальты мугоджарского комплекса образуют потоки типичных подушечных лав, которые обладают всеми характерными чертами этой формации, широко распространенной во многих регионах мира. Базальтоиды мугоджарского комплекса имеют подушки в среднем, по-видимому, несколько более крупного размера, чем наблюдаемые в большинстве других районов Урала. Особенностями мугоджарского комплекса являются также очень хорошая в целом сохранность пород, сравнительно низкая степень их вторичных преобразований, наличие стекла, что неизменно привлекало внимание исследователей.

Форма большинства подушек классическая — эллипсоидальная, выпуклая в верхней части и двояковогнутая в нижней, где она конформно повторяет изгибы нижележащих подушечных тел базальтов. Размер большинства подушек 0,8–2 м по длинной оси, хотя встречаются и крупные (3–4 м) матрацевидные тела. Мелкие подушки (до 1 м) имеют обычно формы, довольно близкие к изометричным, в то время как крупные подушки, как правило, сильно уплощены. Иногда наблюдаются трубчатые или "кишечные" вытянутые базальтовые тела, сходные с подушками в поперечном сечении. Широкое развитие лав подобного типа было выявлено [410 и др.] с погружных аппаратов в срединно-океаническом хребте Атлантического океана и Красном море. На Урале они наблюдались нами в обрамлении Хабарнинского гипербазитового массива, в Карамашском хребте и других местах. Лучшие обнажения "кишечных" лав в Западных Мугоджарах расположены по р. Шулдак и в низовьях ручья Куркудук у его впадения в р. Каинды. Здесь в скальных выходах правого борта ручья видны трубчатые тела базальтов видимой протяженностью до 6–8 м. Эти тела иногда (сравнительно редко) разветвляются, но интенсивно изгибаются, что, по всей видимости, свидетельствует о пологом угле их течения по склону вулканической постройки.

По внутреннему строению различаются подушки простые и сложные [50, 4, 186, 319 и др.]. Подушки простого строения сложены однообразными спилитами или базальтами, в их краевых частях наблюдается плотная темная корочка закалки мощностью до 2–3 см, затем степень раскристаллизации породы постепенно нарастает к центру шара. Во внешней зоне иногда наблюдаются вариолиты.

В подушках сложного строения видна обычно четкая зональность, причем количество зон и их состав непостоянны. Часто здесь наблюдается одна (обычно в краевой части) или несколько концентрических зон уплощенных миндалин, выполненных хлоритом, карбонатом, цеолитами или кремнеземом. Отмечается также несколько зон вариолитов. Крупность зерен увеличивается по направлению к центру подушек, породы здесь приобретают сходство с диабазами из потоков

и даек, и поэтому определить фациальную природу этих пород в условиях плохой обнаженности бывает нелегко.

Иногда в подушках встречаются центральные газовые полости, характерна мелкая радиальная столбчатая отдельность. Концентрическая сеть трещин проявлена, как правило, слабо.

Выполняющий межподушечные пространства (сферические треугольники) материал представлен чаще всего гиалокластитами или гидротермальными мелкозернистыми породами, состоящими из хлорита, карбоната, эпидота, кварца и т.д. Нередко в межподушечных пространствах наблюдаются также и красные яшмоиды. Породы межподушечных треугольников составляют, как правило, небольшую часть пакетов подушечных лав (менее 20%). Мощность отдельных пакетов лав достигает 12–20 м.

Бóльшая часть выполняющих подушки базальтов и спилитов афировые. Реже встречаются микропорфировые разности с вкрапленниками альбита или, реже, измененного моноклинного пироксена (авгита) размером до 1,5–2,5 мм, составляющих в сумме не более 8–10% породы. Основная масса в тех и других разностях обычно сходная. Структура ее интерсертальная, спилитовая, несколько реже наблюдаются гиалопилитовая, пилотакситовая и вариолитовая. Все их иногда можно видеть в шлифах, взятых из одной подушки. Расположенные в центральных частях подушек зернистые диабазы имеют микроофитовую структуру, образованную лейстами плагиоклаза и мелкими зернами авгита, замещенного амфиболом и хлоритом. Спилиты из внешних зон подушек состоят, как правило, из удлиненных разориентированных лейст альбита, мелких зерен сильно измененного (хлоритизированного, амфиболизированного) моноклинного пироксена, погруженных в девитрифицированный мезостазис, по которому развиты агрегаты хлорита, пренита, пумпеллиита и пылевидного рудного минерала. Нередко тонкие лейсты альбита образуют метельчатые агрегаты, видны также мутные выделения лейкоксена. Первичный плагиоклаз в базальтах № 45–50 [143], сохраняется он нечасто. Вариолиты, наиболее подробно описанные Ф.Ю. Левинсон-Лессингом [209], сложены округлыми радиально-лучистыми агрегатами кислого плагиоклаза размером от 0,5 до 5–8 мм (редко более) и межсферолитовой основной массы (измененное стекло), в которой преобладают темноцветные минералы — хлорит, амфибол и др.

Гиалокластиты и вулканические стекла в мугоджарском комплексе образуют среди пакетов подушечных лав прослои мощностью 1–5 м и заполняют иногда межподушечные пространства. Эти породы описаны ранее [209, 394, 50, 319, 25 и др.]. Они представляют собой темно-зеленые породы с обломочной текстурой, сложенные небольшими стекловатыми округлыми обособлениями, погруженными в сильно трещиноватый обломочный материал того же (базальтового) состава. Размер этих шаров или эллипсоидов 1–10 см, они имеют четко выраженное скорлуповатое строение, составляют обычно 10–15% породы. Размер остальных обломков чаще всего менее 25 мм, они неокатанные, остроугольные. Сортировки по крупности и составу нет. Среди собственно гиалокластитов отмечаются также более редкие потоки вулканических

стекол, близких по внешнему облику. Вулканические стекла гиалокластитов и потоков подверглись неравномерно проявленным процессам вторичных изменений (раскристаллизации, хлоритизации и др.). Наиболее свежие разности имеют более темный цвет (черный или темно-зеленый), стеклянно-смоляной блеск, раковистый излом, встречаются они довольно редко, обычно в центре отмеченных эллипсоидов участками размером до нескольких сантиметров. В сколах слабо просвечивают. Для стекол вообще характерна перлитовая структура. Под микроскопом стекла изотропны, хлоритизированные и раскристаллизованные разности обладают слабым двупреломлением. Наблюдаются редкие мелкие кристаллы альбита.

Наиболее подробно вулканические стекла мугоджарского комплекса изучались Н.А. Румянцевой и Е.Л. Розиновой [319]. В результате физико-химических исследований было выявлено, что стекла содержат воду цеолитовую (выделяющуюся при температурах 20–400° С) и конституционную (выделяющуюся при температуре более 400° С). На основании 23 химических анализов установлено, что стекла по сравнению с другими эффузивами мугоджарского комплекса имеют повышенные содержания P_2O_5 (около 0,4%) и K_2O (до нескольких процентов), пониженное содержание Na_2O. Содержания K_2O повышаются в хлоритизированных разностях, образующих самостоятельные потоки. Эти исследователи сделали вывод, что процессы спилитизации локальны, неравномерны и имеют позднемагматическое происхождение, а не регионально-метаморфическую природу.

Химический состав подушечных лав базальтов мугоджарского комплекса практически не отличается от состава диабазов комплекса параллельных даек Мугоджар и толеитов срединно-океанических хребтов (см. табл. 3). В подушечных лавах мугоджарского комплекса по сравнению с дайками в среднем лишь немного выше содержание воды и степень окисленности железа. Диабазовые дайки являлись, очевидно, подводящими каналами излияний подушечных лав. Состав тех и других соответствует котектике клинопироксен – плагиоклаз при низких давлениях. На предложенной Т.Х. Пирсом и др. [431] диаграмме $K_2O – P_2O_5 – TiO_2$ составы этих инициальных базальтов Западных Мугоджар тяготеют к полю океанических базальтов.

Содержания микроэлементов в диабазах даек и базальтах подушечных лав мугоджарского комплекса очень близки (см. табл. 4). В базальтах этого комплекса содержания Rb, Sr, Ba и Zr очень близки к таковым в базальтах срединно-океанических хребтов и отличаются от них пониженными содержаниями Cr и Ni. Кроме приведенных в табл. 4 микроэлементов, определялись также содержания Pb, Mo, Sn и Ge, которые составляют в базальтах Мугоджар в среднем менее $1 \cdot 10^{-4}$% [143]. Вариации в содержании TR вполне сходны с таковыми в вулканитах Срединно-Атлантического хребта. По содержанию La (порядка 2–7 г/т) и отношени. La/Yb (<1) они резко отличаются от континентальных базальтов, но близки к островодужным толеитам. Содержание U (0,5 г/т) и Th (0,5–1,3 г/т) в диабазах и базальтах Мугоджар ниже кларка, но выше, чем в толеитах срединно-океанических

хребтов (U = 0,1 г/т, Th = 0,15 г/т [425 и др.], что ближе соответствует толеитам островных дуг.

Яшмы в составе мугоджарского комплекса образуют маломощные невыдержанные прослои. Среди них преобладают массивные, иногда узорчатые разности красноватых цветов, реже наблюдаются плитчатые. Содержание прослоев яшм неравномерно в разных местах комплекса, количество их, по-видимому, увеличивается в верхних его частях (например, в районе р. Шулдак). В целом яшмы здесь довольно редкие, так, в разрезе мугоджарского комплекса вдоль железной дороги вкрест Главного Мугоджарского хребта их почти нет.

Конодонты в отложениях мугоджарского комплекса были найдены в его верхней части, в стратотипической местности, в районе среднего течения р. Шулдак, между зимовьями Донгелек и Арастанбай.

В скальных выходах левого берега р. Шулдак (точка 2 на рис. 17) снизу вверх по склону наблюдаются:

Мощность, м

1. Пачка гиалокластитов, представляющих собой зеленые породы с обломочной текстурой, сложенные остроугольными неокатанными обломками хлоритизированного вулканического стекла базальтового состава. Преобладают обломки размером 3–15 мм, часто среди них встречаются скорлуповатые округлые бомбообразные обособления размером до 8–10 см, которые составляют около 6–8% породы. Отмечаются редкие сравнительно крупные (до 15 см) неокатанные обломки подушек базальтов, иногда видны блоки диабазов. Сортировки по крупности и составу нет 4,3

2. Поток серых мелкозернистых базальтов. Нижняя его граница неровная, с заливами в пачку гиалокластитов и тонкой корочкой закалки. В верхней части отмечаются редкие миндалины. Залегает полого, по простиранию не прослеживается — срезан крутым мелким разломом 0,6

3. Пачка гиалокластитов, аналогичных описанным в интервале 1 1,3

4. Силл мелкозернистых серых диабазов, верхний его контакт неровный и также имеет корочку закалки 0,5

5. Пачка гиалокластитов, аналогичных описанным в интервале 1. Отмечаются тонкие линзовидные прослои слабо измененных стекол 12

Гиалокластиты этой пачки прорваны крутой дайкой среднезернистых диорит-порфиров мощностью 1,3 м с азимутом простирания 25°.

6. Пачка согласно залегающих массивных красных яшм. Иногда текстура обломочная, есть плитчатые разности. Отмечаются прожилки кварца, редкие черные марганцовистые выделения. Яшмы с перерывами прослеживаются по простиранию около 100 м, где видно, что яшмы перекрываются диабазами. Азимут падения слоистости примерно 40°∠25° 3,5

Задерновано примерно 4 м по мощности.

7. Мелкие выходы и вывалы ровноплитчатых коричневато-красных яшм, прослеживающихся по простиранию примерно на 40 м

Здесь, в средней части выходов, К.С. Ивановым и И.А. Пелевиным найдены конодонты (точка 2 на рис. 17, обр. 893) Polygnathus ex gr. linguiformis Hinde и др. среднедевонского, вероятно эйфельского, возраста (заключение В.Н. Пучкова).

8. Выше по склону залегают неполно обнаженные потоки и силлы среднезернистых диабазов и плагиоклазовых порфиритов, прорванные дайками среднего и кислого состава.

Вторая находка конодонтов в мугоджарском комплексе сделана тоже в его верхней части, в 1,1 км севернее описанного разреза, на левобережье р. Шулдак. Здесь в 300 м по азимуту 60° от устья оврага (Пшенсая — точка 1 на рис. 17, обр. 887) в невыдержанном прослое тонкоплитчатых вишнево-красных яшм, обнажающемся среди вывалов

серых выветрелых диабазов, автором найдены многочисленные конодонты Polygnathus inversus Klap. et Johns., Polygnathus ex gr. linguiformis Hinde, Po. sp., Ozarkodina carinthiaca (Schulze) и др., характерные, по заключению В.Н. Пучкова, для эйфельского яруса в том его расширенном объеме, который принят для этого подразделения на Урале (т.е. верхний эмс + эйфель по Международной стратиграфической шкале). Непосредственно восточнее яшм точки 1 прослеживается более выдержанный и мощный горизонт яшм.

Таким образом, возраст пород мугоджарского комплекса — эйфельский. Присутствие в его составе и несколько более древних отложений в принципе не исключено, однако в настоящее время в пользу этого предположения нет никаких объективных данных.

Куркудукский комплекс

Куркудукский комплекс (комплекс переслаивающихся яшм и диабазов) распространен в Западных Мугоджарах существенно меньше, чем мугоджарский, и очень кратко описан лишь в нескольких работах [4, 333, 66, 119].

Породы куркудукского комплекса закартированы [66] в отдельных местах вдоль западного склона Главного Мугоджарского хребта (р. Аулие и др.), вдоль западного борта Берчогурской синклинали, в районе станции Берчогур, и далее по восточному склону хребта Южный Жамантау (южнее окончание Главного Мугоджарского), а также севернее, в верховьях оврага Тлегенсай (см. рис. 16). Третья, наиболее восточная полоса начинается у р. Шулдак, где севернее зимовья Донгелек породы куркудукского комплекса слагают небольшую Донгелекскую (Караксакскую) синклиналь (рис. 17). Отсюда они узкой полосой прослеживаются на север, где севернее горы Жалгызтау в верховьях ручья Милыаша смыкаются с полосой трассирующейся вдоль западного борта Берчогурской синклинали (см. рис. 16). Отсюда выходы куркудукского комплекса тянутся на север к ручью Куркудук и далее. В Северных Мугоджарах породы куркудукского комплекса отмечаются на западном склоне Катынадырского хребта. Пласты яшм обладают большей устойчивостью к выветриванию, чем диабазы, и образуют обычно среди них выступающие гряды, хорошо видимые на аэрофотоснимках и четко прослеживающиеся при полевых исследованиях.

Куркудукский комплекс сложен преимущественно массивными диабазами, переслаивающимися с яшмами. Менее характерны пачки подушечных лав, прослои гиалокластитов. Весьма редко встречаются маломощные прослои туффитов, туфов, базальтовых порфиритов, известняков.

Общая мощность комплекса в разных местах примерно 200–600 м.

Куркудукский вулканогенно-осадочный комплекс совершенно согласно залегает на породах мугоджарского комплекса, они неразрывно связаны между собой и образуют единую формацию толеитовых базальтов океанического дна.

Диабазы в составе куркудукского комплекса слагают силлы и пло-

щадные пластообразные потоки, мощность которых обычно 0,5–4 м. В скальных обнажениях видно, что и в верхнем и в нижнем контакте силлов имеются корочки закалки, иногда эти тела косо пересекают вмещающие вулканогенные толщи. Относительное количество силлов и покровов в составе куркудукского комплекса в условиях неполной обнаженности большей его части точно определить довольно трудно, поскольку диабазы из них петрографически не различаются между собой. По-видимому, силлы преобладают. Л.П. Зоненшайн и др. [113] отмечают здесь одни только силлы, синхронные с осадконакоплением.

Эти диабазы сходны с таковыми из мугоджарского комплекса. Они представляют собой темные серые или зеленовато-серые среднемелкозернистые породы, иногда с редкими миндалинами. Структура офитовая или интерсертальная. Бóльшая часть породы сложена обычно измененными плагиоклазом и моноклинным пироксеном, по которым развиваются соссюрит, хлорит, амфибол. Здесь, так же как и в мугоджарском комплексе, отмечаются разности с основным плагиоклазом и альбитом. Химический состав этих пород приведен в табл. 3. В целом он близок к составам нижележащих базальтоидов, основным отличием является несколько более низкое содержание Ti в породах куркудукского комплекса. Средние содержания микроэлементов приведены в табл. 4.

Яшмы образуют в составе куркудукского комплекса довольно выдержанные прослои мощностью 0,1–12 м, редко более. На местности отдельные пласты прослеживаются на десятки и сотни метров, иногда на километры. Наибольшее количество пластов наблюдается в разрезах по ручьям Куркудук, Аулие и в Донгелекской синклинали (см. рис. 17), где насчитывается до 40 отдельных прослоев. Прослои яшм составляют в сумме 10–20% мощности комплекса, редко более. Можно выделить несколько типов яшм:

1. Массивные яшмы имеют, как правило, однородный ярко-красный цвет, значительно реже встречаются пестрые и пятнистые разности красноватых, желтоватых, фиолетовых и других перемежающихся расцветок. Некоторые из них с красивыми узорами и пригодны для использования как поделочный камень. Довольно часто яшмы перекристаллизованы, брекчированы, пронизаны многочисленными разориентированными прожилками белого кварца. Радиолярии в них встречаются редко.

2. Тонкоплитчатые красно-бурые глинисто-кремнистые яшмовидные породы. Наблюдаются довольно редко, обычно в виде маломощных прослоев. Часто содержат радиолярии и иногда углистые остатки.

3. Наиболее часто встречаются плитчатые ровно-, тонкослоистые яшмы. Пачки таких яшм сложены плитками толщиной 10–40 мм (редко более) красного, ярко-красного, вишневого, реже зеленоватого и зеленовато-серого цветов, между которыми наблюдаются тонкие (менее 1 мм) прослойки красного или вишневого глинистого вещества. Яшмы сложены криптокристаллическим кремнеземом, в массе которого присутствует пылевидный гематит, видны редкие мелкие кристаллы альбита (?). Радиолярии обычно являются породообразующими,

степень их сохранности различная. На поверхностях слоистости встречаются редкие конодонты. Есть мелкие черные агрегаты неправильной формы и светло-серые линзовидные выделения, сложенные преимущественно фосфатами. Отмечаются редкие прослои зеленых измененных тонкозернистых туффитов. Очень редко можно видеть микропрослои сероватых известняков и желтоватых кварцевых песчаников. Яшмы иногда смяты в складки, но чаще их слои прямолинейны. В редких случаях отмечались косая слоистость и внутрислоевые складочки, имеющие, по-видимому, подводнооползневой генезис. Содержание гематита в яшмах доходит иногда до 20–25%.

Все отмеченные особенности яшм, в том числе ассоциация с базальтами, отсутствие карбонатных и терригенных осадков, исключительно планктонный характер фауны (радиолярии и конодонты) и другие, не оставляют сомнений в том, что яшмы куркудукского комплекса формировались на больших глубинах, в значительном удалении от континентальных источников сноса. В соответствии с существующими представлениями [31 и др.] источником кремнезема, накапливаемого радиоляриями, были продукты вулканических процессов. Таким образом, яшмы куркудукской свиты являются аналогами современных радиоляриевых илов абиссальных глубин. Наблюдающаяся в яшмах на левобережье р. Шулдак и в других местах убогая марганцовистая и медная минерализация характерна также и для металлоносных осадков, известных вблизи срединно-океанических хребтов, во впадинах Красного моря и в других местах Мирового океана [31 и др.]. Вряд ли, однако, можно ожидать в яшмах промышленно значимых месторождений меди, более перспективны здесь поиски свинцово-цинкового оруденения.

Гиалокластиты и подушечные лавы, наблюдающиеся иногда в составе куркудукского комплекса, не отличаются от описанных в предыдущем подразделе.

В куркудукском комплексе, на левобережье р. Шулдак, на восточном крыле Донгелекской синклинали, в 2,2 км по азимуту 28° от зимовья Донгелек (точка 3 на рис. 17, обр. 883), в средней части пласта красных ровноплитчатых яшм мощностью около 10 м, слагающих гривку среди диабазов и имеющих азимут падения слоистости 320°∠50°, автором найдены многочисленные конодонты Polygnathus linguiformis alveolus Wedd., Po. cf. eiflius Bisch. et Zieg., Po. ex gr. costatus Klap., Po. sp. и др. По заключению В.Н. Пучкова, их возраст живетский (по западноевропейской шкале, что соответствует среднему – позднему живету по уральской шкале).

В 880 м по азимуту 320° от точки 3 в яшмах куркудукского комплекса западного крыла Донгелекской синклинали (точка 4 на рис. 17, обр. 900) К.С. Ивановым собраны конодонты Polygnathus pseudofoliatus Witt. и др., характерные для живетского яруса (по западноевропейской шкале).

В верховьях ручья Куркудук (в стратотипе куркудукского комплекса), в 900 м ниже истока, в 270 м севернее ручья, в тонкоплитчатых красных глинистых яшмах, залегающих среди плохо обнаженных диабазов, автором собраны (точка 1008) Polygnathus cf. pseudofoliatus (?)

Witt., P. ex gr. linguiformis Hinde среднедевонского, вероятно живетского возраста. В 3 км ниже по течению, в хорошо обнаженной части разреза, сложенной пологими пачками яшм и пластами диабазов с очень характерной неровной морщинистой верхней поверхностью, в прослое тонколистоватых красных глинисто-кремнистых сланцев мощностью 2 м на левом берегу ручья (точка 1006, азимут с нее на тригопункт 310°) собраны Polygnathus ex gr. costatus Klap., P. cf. benderi Wed., P. sp., Belodella sp. и др., характерные для среднего девона, зон costatus – kockelianus (верхи эйфеля – низы живета). В 380 м восточнее на левом берегу ручья в середине пачки тонкослоистых разноцветных (сургучно-красных, красных, зеленоватых) яшм мощностью около 20 м (точка 1006-2, азимут с нее на тригопункт 295°) найдены Polygnathus costatus Klap., P. cf. benderi Wedd., Polygnathus sp. и др., характерные для низов живета (по уральской шкале).

В Главном Мугоджарском хребте, в 5,3 км по азимуту 65° от центра станции Мугоджарская (на правобережье верховьев р. Тлегенсай), диабазы куркудукского комплекса содержат прослой слоистых зеленоватых туффитов и несколько прослоев красных и сургучно-красных тонкоплитчатых яшм. В последних в прослое мощностью 1 м с азимутом падения 65°∠15° нами найдены конодонты (точка 1012) Polygnathus aff. dobrogensis Mirau, P. linguiformis linguiformis Hinde, P. ex gr. linguiformis Hinde, P. sp. и др., характерные для среднего девона, верхов эйфеля или низов живета.

На западном склоне Главного Мугоджарского хребта среди эффузивов картируется несколько протяженных пачек зеленоватых и серых плитчатых кремней, относимых обычно на имеющихся картах также к куркудукской свите (комплексу). В 5,4 км по азимуту 245° от горы Большой Бохтыбай, в южном борту сая, в 900 м выше его притока, в середине пачки светло-серых просвечивающих грубоплитчатых кремней мощностью около 9 м (точка 1015) найдены Polygnathus linguiformis linguiformis Hinde и др. среднедевонского возраста.

Приведенные находки показывают, что возраст куркудукского комплекса — живетский. Не исключено присутствие в его составе и верхнеэйфельских образований.

Милыашинский комплекс

Милыашинский комплекс (андезито-базальты, туфы, яшмы и др.) изучен довольно слабо. Краткие сведения о его строении и составе приводятся в [2, 66, 173].

Полоса пород милыашинского комплекса протягивается вдоль западного борта Берчогурской синклинали, резко расширяясь в ее северном обрамлении (район горы Жалгызтау). Второй большой район развития комплекса закартирован [66] в обрамлении Кундыздинской синклинали (см. рис. 16, 18). Отдельные небольшие участки наблюдаются также вдоль западного склона Главного Мугоджарского хребта (среднее течение рек Тыкбутак, Терсбутак, правобережье р. Ори). В целом милыашинский комплекс обнажен плохо, лучшие разрезы расположены на правом берегу р. Кундызды, а также в районе Тле-

генсая (северо-запад Берчогурской синклинали), и у горы Жалгызтау, в районе ручья Милыаша (рис. 19).

Милыашинский комплекс сложен преимущественно подушечными лавами базальтового и андезитового состава, их разнообразными туфами и лавовыми брекчиями, пластами тонкозернистых туффитов и яшм. Эти отложения вмещают многочисленные субвулканические тела кварцевых альбитофиров и реже диабазов.

Для эффузивов характерны миндалекаменные текстуры, темно-сиреневый цвет. Порфировые разности в них наблюдаются чаще, чем в породах остальных вулканогенных комплексов Западных Мугоджар. Вкрапленники сложены плагиоклазом и, реже, авгитом. Среди туфов отмечаются [2 и др.] агломератовые, лапиллиевые и гравийные их разности, причем преобладают грубообломочные туфы и тонкозернистые пепловые полосчатые туффиты. Разрезы милыашинского комплекса невыдержанные, в разных районах они имеют обычно разный состав (изменяется в первую очередь относительное количество отдельных пород) и мощность от 150 до 800 м, а по оценке [173] до 1525 м.

Разрез правого берега р. Кундызды южнее горы Басыбай сложен преимущественно переслаивающимися пачками лав андезито-базальтового состава и их туфов, в которых преобладают плохо окатанные обломки размером 4–15 см. Мощность отдельных пачек обычно 10–25 м. Среди них есть сравнительно редкие линзовидные прослои сургучно-красных, иногда полосчатых яшм мощностью до 2 м. В яшмах отмечаются радиолярии. Присутствуют также невыдержанные прослои мощностью до 0,5 м зеленых гиалокластитов, сложенных остроугольными обломками хлоритизированного вулканического стекла размером 3–16 мм. Наблюдаются редкие пачки мощностью обычно 1,5–3 м, между которыми вмещающих пород почти не наблюдается.

На левобережье р. Милыаша, южнее горы Жалгызтау, высыпки пород милыашинского комплекса наблюдаются на очень пологой возвышенности извилистой формы (см. рис. 19). В.Г. Кориневский [173] выделяет здесь снизу вверх несколько пачек: 1) пласт яшмовидных туффитов мощностью около 4 м, по простиранию переходящих в песчаники; 2) пачка лапиллиевых и гравийных туфов андезитовых порфиритов с прослоями яшмовидных туффитов и силлами дацитовых порфиритов общей мощностью 400 м; 3) пачка агломератовых туфов миндалекаменных андезитовых порфиритов мощностью 500 м; 4) толща подушечных лав андезитовых и андезито-базальтовых порфиритов с редкими их покровами и прослоями известковых песчаников.

Именно здесь, южнее горы Жалгызтау, определена мощность милыашинского комплекса 1525 м и описано трансгрессивное залегание с угловым несогласием милыашинского комплекса на куркудукском [173]. Такие взаимоотношения толщ не исключены, однако условия обнаженности не позволяют здесь сколь-нибудь уверенно их установить.

Породы милыашинского комплекса неравномерно охвачены процессами вторичных изменений, наибольшую роль среди которых играют карбонатизация, окварцевание, альбитизация, а также хлоритизация, гематитизация.

Р и с . 19. Геологическая схема района горы Жалгызтау
Условные обозначения см. на рис. 16

Магматиты милыашинского комплекса, как и остальных, принадлежат к образованиям натриевой серии. От пород соответствующей кремнекислотности комплексов параллельных диабазовых даек, мугоджарского и куркудукского, они отличаются несколько пониженным содержанием TiO_2 (см. табл. 3). В отношении остальных породообразующих элементов однозначных выводов сделать нельзя, поскольку большинство имеющихся химических анализов основных эффузивов милыашинского комплекса показывает 2–4% CO_2 (иногда более). Карбонатизация же, как известно, может сильно изменять химизм основных эффузивов, приводить, например, к резкому повышению содержаний K_2O и др. По этой же причине приведенные в табл. 4 средние содержания микроэлементов в основных эффузивах комплекса вряд ли являются первичными.

Среди субвулканических пород, входящих в состав милыашинского комплекса, наиболее распространены кварцевые альбитофиры [4, 173, 186 и др.]. Они слагают многочисленные дайки и реже крупные изометричные тела неправильных очертаний. Дайки эти обычно мощные [2–7 м и более], крутопадающие, имеют протяженность до нескольких сотен метров (редко более). Они прорывают стратифицированные образования как милыашинского, так и мугоджарского и куркудукского комплексов. На местности и аэрофотоснимках эти дайки обычно хорошо прослеживаются, так как более устойчивы к процессам выветривания, чем вмещающие основные эффузивы. Четких следов термально-контактовых изменений во вмещающих породах обычно не наблюдается. Характерно некоторое увеличение количества вкрапленников, их размеров зерен основной массы по направлению к централь-

ной части даек. Дайки кварцевых альбитофиров располагаются, как правило, субпараллельно на расстоянии десятков и сотен метров друг от друга, образуя рои и полосы из нескольких десятков тел. Наиболее насыщен дайками район северного замыкания Берчогурской синклинали. Выделяются [4, 66 и др.] несколько полос даек кварцевых альбитофиров — Шулдакская, Сарлыбай-Милыашинская, Тастыбутакская, Орь-Талдысайская и др. Наиболее крупная Шулдакская полоса, проходящая в субширотном направлении по левобережью р. Шулдак (см. рис. 17) в район северо-западного обрамления Берчогурской синклинали, достигает в длину 26 км при ширине 1,5–6 км [4]. Наиболее хорошо выражены полосы даек субширотного направления, есть, однако, и субмеридиональные полосы.

Кварцевые альбитофиры милыашинского комплекса — красноватые, серые или желтоватые породы, обычно порфировые. Вкрапленники в них представлены альбитом и кварцем. Фенокристы альбита имеют, как правило, четкую призматическую форму, размеры 2–6 мм и составляют 3–7% породы. Нередко наблюдаются меропорфировые сростки нескольких кристаллов. Кварц во вкрапленниках обычно темный, дипирамидальный (высокотемпературный), имеет размеры до 4 мм и составляет до 4–5% объема породы. Довольно часто наблюдаются следы магматической коррозии фенокристов кварца, их форма становится при этом неправильной, появляются многочисленные заливы основной массы, по границе вкрапленников развивается тонкая каемка полевых шпатов[1]. По-видимому, крайним результатом этого процесса являются базокварцевые альбитофиры, в которых кварц содержится лишь в основной массе. Характерно, что химический состав кварцевых и базокварцевых альбитофиров практически не различается (в том числе и по содержанию кремнекислоты). Основная масса пород кварц-полевошпатовая, структуры ее сферолитовые, фельзитовые, микрогранитные. Сферолиты имеют диаметр 0,1–0,25 мм, сложены они радиально-лучистыми волокнами альбита.

В редких случаях кварцевые альбитофиры имеют обломочную структуру. С.Г. Грешнер [87 и др.] описал туфы кварцевых альбитофиров, присутствие которых отрицается А.А. Абдулиным и др. [4 и др.]. Автор полагает, что, по крайней мере частично, обломочные кварцевые альбитофиры представляют собой автомагматические брекчии.

Содержание SiO_2 в кварцевых альбитофирах Западных Мугоджар обычно 70–75,5%, Na_2O — 4,5–6%, K_2O — 0,5–1,5%. Среднее содержание Rb 20 г/т, Sr — 80 г/т. Как показано в работах С.Н. Иванова, В.М. Нечеухина и др. [130 и др.], подобные породы широко распространены в вулканогенных толщах Урала и высокое содержание Na является в них первичным. Согласно [264 и др.], это океанические образования, характерные для заключительных этапов океанической стадии

[1] Это явление, как известно, широко развито в кислых эффузивах и было впервые объяснено С.Н. Ивановым [130 и др.]. Подъем магмы и резкое падение давления приводят, как установлено экспериментально [435], к повышению содержания кварца в гранитном котектическом расплаве. Вследствие этого и начинают растворяться ранее выделившиеся высокотемпературные вкрапленники кварца. Сделанное В.Г. Кориневским [173 и др.] объяснение этого явления длительным временем подъема магмы неверно.

развития земной коры. Исходно они представляют собой плагиориолиты или плагиодациты. Называть их просто риолитами или липаритами неправильно, и не только потому, что они — породы палеотипные, но и потому, что они и в кайнотипном облике не содержали санидина, т.е. были плагиориолитами или дацитами (плагиодацитами).

Возраст кварцевых альбитофиров Западных Мугоджар определяется нами в настоящее время как позднеживетско-раннефранский, исходя из того, что они прорывают отложения куркудукского комплекса с фауной среднего – позднего живета, а галька кварцевых альбитофиров содержится в больших количествах в верхнефранских конгломератах. Попытки разделить кварцевые альбитофиры на нижнедевонские и эйфельские [173 и др.] были, очевидно, неверными.

Поиски конодонтов в отложениях милыашинского комплекса проведены автором в бассейне ручья Милыаша (в районе горы Жалгызтау, см. рис. 19) в его стратотической местности, если такой термин считать приемлемым. Примерно в 2,5 км по азимуту 290° от горы Жалгызтау в пачке красных плитчатых яшм мощностью около 10 м, в 200 м южнее ее изгиба с простирания 0° на 100° (точка 5 на рис. 19, обр. 903) автором найдены конодонты Polygnathus sp. и др. (возраст не древнее верхов раннего девона, заключение В.Н. Пучкова). Примерно в 4 км по азимуту 140° от горы Жалгызтау (обр. 902, точка 6 на рис. 19, азимут с нее на тригопункт 95°) среди миндалекаменных вулканитов милыашинского комплекса в пачке яшм мощностью около 8 м автором найдены конодонты Polygnathus ex gr. dengleri Ziegler и др., характерные, по заключению В.Н. Пучкова, для пограничных слоев живета и франа (зоны lowermost и lower asymmetrica).

Сборы конодонтов были сделаны нами также на левобережье р. Милыаша, в 650 м от ручья, в 1,2 км ниже истока (точка 1009 расположена в 1 км по азимуту 315° от горы Жалгызтау). Здесь в пласте темных сургучно-красных тонкоплитчатых яшм собраны Polygnathus dengleri Bisch. et Zieg., P. sp. и др., характерные для пограничных слоев живета и франа (зоны lowermost и lower asymmetrica, заключение В.Н. Пучкова).

На правобережье верховьев ручья Тлегенсай, в 7,1 км по азимуту 82° от центра станции Мугоджарская (или же в 6,4 км по азимуту 326° от горы Алабас), среди флюидальных кварцевых порфиров залегает пачка ровноплитчатых сургучно-красных яшм, слагающих хребтик с простиранием 65° (азимут падения слоистости 160°∠25°) шириной около 40 м. В западном конце этого хребтика у подножия более высокой горки собраны конодонты (точка 1011) Polygnathus ex gr. costatus Klap., P. ex gr. linguiformis Hinde и др., характерные для среднего девона, зон patulus и costatus (верхи эйфеля – низы живета).

Эти находки в сочетании со сделанными в кремнях шулдакского горизонта в целом свидетельствуют о живетско-раннефранском возрасте милыашинского комплекса, причем отложения с Polygnathus dengleri можно считать и самыми верхами живета (а не низами франа). Решение этого вопроса зависит от того, где проводить границу между живетом и франом. Возрастные взаимоотношения куркудукского и милыашинского комплексов определяются в целом несколько более молодым возрастом конодонтов в последнем. Об этом же говорят

и результаты геологического картирования [66]. В целом, однако, эти комплексы по возрасту очень близки и, вероятнее всего, частично замещают друг друга. Вулканогенно-обломочная толща верхнего живета (алабасская или улутауская свита), выделявшаяся ранее [308, 179 и др.] на незначительной площади в обрамлении Берчогурской синклинали, является, следовательно, скорее всего, частью милыашинского комплекса.

Как было показано выше, комплекс параллельных диабазовых даек, мугоджарский и куркудукский, довольно однозначно и единодушно идентифицируются [143 и др.] как образования океанической стадии развития земной коры. При определении формационной принадлежности милыашинского комплекса такой уверенности нет. Высказывались мнения [66, 113, 329 и др.], что милыашинский комплекс (так же, как и шулдакская и алабасская толщи) относится к образованиям островодужной стадии развития Уральского палеоокеана. Отмечается обилие андезитов, снижение титанистости магматитов, увеличение объемов кислого магматизма и туфогенно-осадочных пород, смена трещинных излияний вулканизмом центрального типа. Режим широтного растяжения, фиксируемый меридионально расположенным комплексом параллельных диабазовых даек, сменился при становлении милыашинского комплекса широтным сжатием. Ясным структурным доказательством этого является субширотное расположение даек кварцевых альбитофиров [143]. Автор полагает, однако, что всего этого недостаточно для отнесения милыашинского и шулдакского комплексов к формациям островодужной стадии. Есть два главных возражения:

1. Обилие андезитов в составе милыашинского комплекса подчеркивается обычно вслед за работами В.Г. Кориневского [173 и др.]. Однако позднее при более детальном изучении было установлено [119, 244], что их роль значительно преувеличена. Часто за андезиты принимались измененные и окварцованные базальты.

2. Общая площадь выходов милыашинского комплекса оценивается [66, 173 и др.] не более чем в 400 км^2. Западные Мугоджары представляют собой единую вулканогенную зону, внутри которой отсутствуют пояса меланжированных серпентинитов и другие структуры поглощения, и поэтому нет оснований предполагать, что эта цифра могла бы быть в геологическом прошлом существенно больше. Следовательно, милыашинский комплекс по своим масштабам совершенно не сопоставим с современными островными дугами, которые во много порядков раз больше его и являются, как известно, глобальными структурами земной коры.

Это обстоятельство, по нашему мнению, говорит в пользу того, что милыашинский комплекс относится к формациям поздней океанической стадии (или предостроводужной, как указывали С.Н. Иванов и др. в 1974 г. на совещании в г. Актюбинске). Вышеотмеченные геологические особенности комплекса вполне соответствуют формациям этого типа в понимании А.В. Пейве и др. [264]. По-видимому, образования милыашинского комплекса слагали отдельные подводные вулканические постройки центрального типа. Изолированный характер

выходов комплекса, его изменчивость, значительный объем туфов также свидетельствуют в пользу этого предположения. Верхушки островов располагались довольно близко от поверхности воды, о чем говорит присутствие рифтогенных алабасских известняков.

Вулканогенные толщи Западных Мугоджар образуют единый формационный ряд. Нет оснований разрывать их, относя нижние части разреза к океанической стадии, а верхние — к островодужной, как это делается в [1 13, 329]. Дополнительным подтверждением их единства служит доказанный нами близкий возраст вулканогенных комплексов Западных Мугоджар. Наиболее вероятно, что комплекс параллельных диабазовых даек, а также мугоджарский и куркудукский комплексы относятся к формациям ранней океанической стадии, а милыашинский и шулдакский — к формациям поздней океанической стадии. Причем самое вероятное, что вулканогенные комплексы Западных Мугоджар образовались в глубоководном тыловом море островной дуги. Подробнее геотектонические выводы из приведенных данных рассмотрены нами в разделе "История формирования земной коры Урала. Палеозойский этап".

Шулдакский комплекс

Шулдакский комплекс сложен преимущественно яшмами, кремнями, кремнистыми сланцами с редкими прослоями кремнистых алевролитов, песчаников, тонкозернистых туффитов и еще более редкими тонкими линзочками известняков. Для яшм характерны красные или пестрой расцветки кремни и кремнистые сланцы встречаются светло- и темно-серых, зеленоватых, бирюзовых и других цветов. В них обычно наблюдаются тонкая микрослоистость, а также плитчатость, обусловленная тонкими (до 1 мм) прослоями глинистого вещества. Довольно обычны радиолярии, иногда они составляют бóльшую часть породы. Общая мощность шулдакского комплекса, по оценке Г.И. Водорезова, которую мы разделяем, от 50 до 100 м. По-видимому, лишь в районе горы Басыбай (см. рис. 18) она несколько больше. Отметим, что другие авторы [2, 66, 308] приводят более высокие цифры мощности шулдакского комплекса (до 500 м).

Отложения шулдакского комплекса образуют на местности хорошо заметные гряды, они закартированы [49, 2, 66 и др.] по краям Берчогурской синклинали, в районе Кундыздинской мульды и местами вдоль западного склона Главного Мугоджарского хребта (см. рис. 16). Лучшие разрезы наблюдаются по правому берегу р. Шулдак около устья Тлегенсая (см. рис. 17), по оврагу Закирсай и у горы Аралтобе (западный борт Берчогурской синклинали южнее станции Берчогур), по правому берегу р. Кундызды и в районе горы Басыбай — в Кундыздинской синклинали (см. рис. 18).

В верховьях р. Шулдак, около устья Телегенсая, обнажается полоса яшм и кремней шулдакского комплекса (см. рис. 17). Здесь видны многочисленные гривки, сложенные пачками кремней и яшм. Кремни тонкополосчатые, плитчатые, ровнослоистые, цвет их светло-серый, коричневато-серый, серый, бирюзовый. Отмечается обилие радиолярий.

Для яшм характерны тонкополосчатая текстура, красные, зеленоватые и коричневые окраски. Есть также прослои основных эффузивов, слагающие пониженные части рельефа. Общая мощность шулдакского комплекса здесь примерно 80–100 м.

Конодонты найдены автором в западной части полосы, в обрывах вблизи изгиба левого берега р. Шулдак, выше устья Тлегенсая (от него примерно в 900 м по азимуту 40°). Находка сделана в пачке, состоящей из слоистых плитчатых яшм красного цвета (мощность 1,5 м) и согласно перекрывающих их тонкоплитчатых кремовых кремней и бирюзовых радиоляритов мощностью 3–4 м. Азимут падения слоистости 270°∠35°. В обнажении видно, что красные яшмы подстилаются серыми миндалекаменными основными эффузивами, которые обнажаются вкрест простирания к востоку примерно на протяжении 8 км. Затем 12 м задерновано, и далее к востоку идут выходы яшм, также падающих на запад. С другой стороны, западнее отмеченной пачки кремнистых пород с конодонтами, чуть ниже по течению, в обрывах левого берега р. Шулдак также обнажаются темные миндалекаменные основные эффузивы. Эти эффузивы относят обычно уже к другому комплексу (алабасской свите), якобы несогласно залегающему на шулдакской толще. Автор же полагает, что пачка яшм и кремней является здесь прослоем среди основных эффузивов и никаких между ними несогласий, стратиграфических перерывов и т.п. нет. В кремнях указанной пачки (точка 7 на рис. 17, обр. 885) автором найдены конодонты Polygnathus ex gr. varcus Stauff., Belodella sp. и др., возраст которых, по заключению В.Н. Пучкова, позднеживетский – раннефранский.

Южнее горы Басыбай, в западном борту Кундыздинской синклинали (см. рис. 18), в скальных выходах правого берега р. Кундызды (место, называемое Утес любви), напротив устья сая, в 130 м севернее (выше по склону) уреза воды, в бирюзовых кремнях шулдакского горизонта (точка 8, обр. 872) найдены Polygnathus cf. benderi W., Belodella sp. и др. живетского возраста (заключение В.Н. Пучкова).

Кроме того, в юго-восточной части Главного Мугоджарского хребта в обрамлении Берчогурской синклинали, в 6 км по азимуту 203° от центра станции Берчогур, в середине юго-западного склона гряды, сложенной пологопадающими (20–30°) на восток толстоплитчатыми ровнослоистыми серыми и черными кремнями (шулдакский горизонт), К.С. Ивановым собраны конодонты Polygnathus cf. dobrogensis Mirau, P. ex gr. linguiformis Hinde, характерные для верхов эйфеля – низов живета (по уральской шкале, заключение В.Н. Пучкова). Считается общепризнанным [308, 2, 173, 66 и др.], что шулдакский комплекс с размывом и угловым несогласием залегает на различных горизонтах "силура" (т.е. мугоджарского и куркудукского комплексов) и девона. На основании геологических и палеонтологических данных это утверждение представляется автору ошибочным.

Так, определения собранных нами комплексов конодонтов показали, что отложения куркудукского, милыашинского и шулдукского комплексов практически одновозрастны, хотя и различаются по составу.

Условность выделения одних пачек кремнистых пород в виде

шулдакского "горизонта" и оставление других в составе милыашинской и куркудукской "свит" уже указывалась выше. Вероятно, пачки яшм и кремней, закартированные как шулдакский горизонт, могут оказаться разновозрастными и приуроченными к неодинаковым частям разреза вулканогенных толщ среднего девона – раннего франа, среди которых залегают они согласно. Подобные факты разновозрастности кремнистых "горизонтов" и "свит" неоднократно устанавливались В.Н. Пучковым и автором [289, 292 и др.] на западном склоне Урала и В.А. Масловым [239, 240] в Магнитогорском синклинории.

В пользу сделанного предположения говорит также и тот факт, что шулдакский "горизонт" состоит не только из кремнистых пород, а также и эффузивов, присутствующих в небольших количествах. Это, как указывалось, видно, например, в районе устья Тлегенсая. Вероятно, это говорит в пользу высказанного предположения, хотя следует учитывать и отмеченную выше возможность латерального изменения возраста одного и того же комплекса. Необходимо продолжить поиски конодонтов для окончательного установления возраста и положения в разрезе кремнистых пород шулдакского комплекса.

Все отмеченные выше находки фауны были сделаны в южной половине Западно-Мугоджарской вулканогенной зоны. Ее северная часть обнажена существенно хуже, кроме того, здесь шире развиты габбро-плагиогранитные интрузии. Однако и тут все же удалось сделать сборы конодонтов, показывающие существенно более молодой, чем предполагалось ранее, возраст вулканогенных толщ.

Сразу южнее р. Уйсылкара в западной части разреза вулканогенных толщ, отнесенных на крупномасштабных картах к мугоджарской свите силура, прослеживается по простиранию более чем на 3 км пачка яшм, в которых в 200 м юго-восточнее лога (или в 1,8 км по азимуту 146° от устья балки Карагансай — точка 996) была ранее пройдена вкрест простирания канава. В ее восточном конце вскрыты эпидотизированные миндалекаменные основные эффузивы. Непосредственно западнее обнажены ярко-красные плитчатые и массивные яшмы, содержащие иногда радиолярии и прожилки кварца. Мощность яшм 9 м, азимут падения слоистости 230°∠45–60°. Сразу западнее выходят желтовато- и светло-серые глинисто-кремнистые сланцы и кремни (радиоляриты) с примазками коричневых аргиллитов. Мощность пачки кремней 18–20 м. В средней части пачки яшм нами найдены конодонты и их отпечатки Ancyrodella binodosa Uyeno, Polygnathus sp. и др., характерные, по заключению В.Н. Пучкова, для низов франа зоны asymmetrica (включая верхи подзоны lowermost и низы — lower asymmetrica).

В правом берегу р. Шандаша, в 1,5 км выше (западнее) западной окраины дер. Анастасьевки, на протяжении 110 м вкрест простирания обнажается толща переслаивающихся серых и темно-коричневых ровноплитчатых кремней (радиоляритов), глинисто-кремнистых сланцев, массивных серых кремней и др. В 50 м западнее восточного края обнажения собраны (точка 1042) Polygnathus dubius Hinde, Polygnathus aff. dengeleri Bisch. et Zieg. и др., характерные для пограничных слоев живета и франа (зона dengleri или низы зоны asymmetrica).

Таким образом, на всем протяжении Западно-Мугоджарской зоны, как в ее западной, так и в восточной части, не установлено отложений раннедевонского, равно как и ордовикско-силурийского возраста. Сейчас можно уже с уверенностью сказать, что последние здесь вообще отсутствуют.

Терригенно-карбонатные толщи позднефранского и более молодого возраста, слагающие Берчогурскую и другие синклинали, автором специально не изучались. Сведения о них приводятся в [308, 2, 66] и многих других работах.

О ВОЗРАСТЕ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД ЗАПАДНО-МУГОДЖАРСКОЙ ВУЛКАНОГЕННОЙ ЗОНЫ

Основы представлений о составе и строении интрузий Западных Мугоджар заложены в работах А.А. Чумакова. Позднее интрузивные породы изучали здесь Т.В. Билибина, Л.В. Малахова, Г.А. Костик, Б.Е. Милецкий, В.И. Федоров, А.Т. Тельгузиев и др.

Возраст комплекса параллельных диабазовых даек и даек кварцевых альбитофиров показан выше.

Среди интрузивных пород Западно-Мугоджарской зоны наиболее распространены габброиды, которые слагают Каиндинский, Бахтыбайский и другие массивы, а также многочисленные более мелкие тела. Наиболее насыщена интрузиями восточная часть синклинория. Габброиды представлены габбро-норитами, габбро, иногда оливиновыми или кварцсодержащими их разностями, габбро-диоритами и др. Среди них известно [66, 371] семь небольших (до 2, чаще 0,2–0,4 км^2) обычно субизометричных тел ультрабазитов, которые располагаются в северной части Каиндинского массива, в районе гор Байбек и Северный Джамантау, севернее зимовья Донгелек. Среди ультрабазитов преобладают серпентинизированные лерцолиты, верлиты, пироксениты. Отмечается их повышенная железистость [371].

Плагиограниты слагают сравнительно небольшие тела среди габброидов и вулканогенных толщ, располагаются они преимущественно в северной части синклинория. Наиболее распространены амфиболовые, реже — биотит-амфиболовые плагиограниты, а также натриевые сиениты, диориты и кварцевые диориты.

В последней обобщающей работе [66] геологов объединения Запказгеология (Г.А. Костик и др.) среди интрузий габбро-плагиогранитного ряда Западно-Мугоджарского синклинория выделено несколько разновозрастных комплексов: 1) жамантауский габбровый комплекс силурийского возраста; 2) суукбулактауский плагиогранитный комплекс среднего девона; 3) шекарабулакский комплекс среднего девона; 4) шекарабулакский комплекс самостоятельных малых интрузий и даек плагиогранит-порфиров среднедевонского возраста; 5) ойсылкаринский габбро-гранодиорит-гранитный комплекс. Здесь резко преобладают гранодиориты, возраст считается средне-верхнедевонским.

Указанных датировок возраста пород в целом придерживаются и другие исследователи, поскольку они располагают теми же фактами.

Вот главные из них. А.А. Чумаков [349, с. 11] отмечал, что "среди габбро выделяются две основные разновидности, различающиеся

возрастом и степенью метаморфизма: а) диаллаговое и амфиболовое габбро с соссюритизированным полевым шпатом, габбро и габбро-норитами с ромбическим пироксеном, диопсидом, авгитом и со свежим основным плагиоклазом. Обе эти разновидности габбро прорезают все толщи спилитовой формации; диаллаговое габбро сечется гранодиоритами и жильной фацией кератофиров и гранит-порфиров. Гранодиориты, секущие габбро, судя по геологическим соотношениям с жильными породами кислых вулканитов, принадлежат к двум разновозрастным циклам интрузий — одни из них древнее этих пород, так как секутся их дайками, другие (Айрюкский плутон гранитов), наоборот, секут эти дайки порфиров".

В более поздних работах [66, 371 и др.] также отмечаются рвущие контакты габброидов с вмещающими вулканитами, факты "габброизации" последних, равно как и диабазов параллельных даек.

В Западных Мугоджарах, как и во всех других регионах, несомненно устанавливается, что кремнекислые дифференциаты (кварцевые диориты, плагиограниты) моложе, чем габбро, с которым они связаны.

Гальки всех отмеченных интрузивных пород, кроме наиболее молодых гранитов (т.е. гранитов Борлинского комплекса, которые нами не рассматриваются, — см. [66 и др.]), слагают конгломераты позднефранского возраста [49, 66, 394 и др.].

Установленный автором по конодонтам эйфельско-раннефранский возраст базальтоидных толщ (см. выше) резко изменяет представления о возрасте интрузивных пород. Выяснилось, что отмеченные интрузивные процессы произошли значительно быстрее. Возраст габброидов следует считать сейчас среднедевонским, а плагиогранитов — живетско-раннефранским. Пока нет данных о существовании габбро более древнего, досреднедевонского, возраста.

Плагиограниты суукбулактауского комплекса оказались практически одновозрастными с плагиогранит-порфирами шекарабулакского комплекса (тела Юбилейное, Обрыв, Донгелек и др.), с которыми они таким образом несомненно связаны и генетически. Ранее разный возраст указывался в качестве одного из отличий этих комплексов. Поскольку с шекарабулакскими плагиогранит-порфирами связано золотое оруденение [186 и др.], этот вывод может иметь и практическое значение. Наиболее интересны зоны гидротермальных изменений, например, подобные наблюдаемым в телах Юбилейное и Донгелек.

Таким образом, габбро-плагиогранитная формация Западных Мугоджар формировалась практически лишь в течение эйфеля – раннего франа, т.е. не более чем 25–30 млн. лет. Поскольку ее возраст по сравнению с аналогичными образованиями других регионов устанавливается сейчас весьма точно, вывод о кратковременности интрузивных процессов столь большого масштаба имеет некоторое общегеологическое значение. Несомненно, что становление габбро-плагиогранитной формации Западных Мугоджар вызвано теми же глобальными причинами, что и формирование базальтоидных (спилит-кварц-альбитофировых) толщ. Вслед за [264, 113] можно предположить, что габброиды являются образованиями 3-го геофизического слоя Уральского палеоокеана.

В итоге проведенных автором работ с учетом данных предыдущих исследователей в настоящее время получены следующие основные результаты:

1. Среди вулканогенных толщ Западных Мугоджар автором найдено более 20 точек с руководящими конодонтами, что впервые позволило надежно установить их возраст, историю и длительность формирования.

2. Выделявшиеся здесь ранее свиты представляют собой разные вулканические фации или комплексы единого блока земной коры океанического типа. Актогайский комплекс параллельных диабазовых даек и мугоджарский комплекс подушечных лав толеитовых базальтов сходны с образованиями 2-го геофизического слоя океанического дна. Куркудукский комплекс переслаивающихся яшм и базальтов хорошо сопоставим с образованиями 1-го геофизического слоя океанического дна. Актогайский, мугоджарский и куркудукский комплексы формировались, вероятнее всего, во время раннеокеанической стадии развития Уральской эвгеосинклинали, милыашинский комплекс — во время позднеокеанической стадии и представляет собой подводные вулканические островные постройки центрального типа. Алабасская свита является, по-видимому, частью милыашинского комплекса. Кремни, выделявшиеся ранее в шулдакский "горизонт", могут оказаться разновозрастными и быть приурочены к неодинаковым частям разреза вулканогенных толщ, среди которых они залегают согласно.

3. Возраст мугоджарского и актогайского комплексов следует в настоящее время считать эйфельским, куркудукского — живетским, милыашинского, равно как и шулдакского — живетско-раннефранским. Габброиды габбро-плагиогранитной формации Западных Мугоджар имеют среднедевонский возраст, а плагиограниты — живетско-раннефранский. Необходимо внести соответствующие поправки в геологические карты и стратиграфические схемы [66, 375 и др.]. Установлено, что все геологические процессы протекали в Западных Мугоджарах в течение значительно меньшего времени, чем считалось ранее.

4. Доказано, что попытки сопоставлять милыашинский комплекс с ирендыкским комплексом Южного Урала [173] были ошибочными. Проведенные автором сборы конодонтов показали, что среди толщ Западных Мугоджар широко представлены вулканиты того же возраста, что и карамалыташский комплекс Магнитогорского синклинория. Сопоставимы они и по составу, хотя в Западных Мугоджарах значительно шире развиты интрузивные образования. По мере накопления палеонтологического и другого материала возможно будет точно коррелировать вулканогенные толщи этих двух структур юга Урала.

Таким образом, на юге Урала в Западно-Мугоджарском синклинории снизу вверх выделялись мугоджарская (подушечные лавы базальтов), куркудукская (переслаивающиеся диабазы и яшмы), милыашинская (андезиты, туфы, яшмы) свиты и шулдакский горизонт (кремни, яшмы). По определениям радиолярий возраст мугоджарской и куркудукской свит считался силурийским, а милыашинской — раннедевонским. В 1982 г. в яшмах всех этих свит автором были обнаружены конодонты, что впервые позволило надежно установить возраст

отложений. По различным видам рода Polygnathus определен эйфельский возраст мугоджарской свиты, живетский — куркудукской и живетско-раннефранский — милыашинской свиты и шулдакского горизонта. По своей природе все эти образования являются не свитами, а вулканогенными фациями или комплексами единого блока земной коры океанического типа. Приводятся новые данные по петрографии и геохимии вулканогенных толщ Западных Мугоджар. Показано, что комплексы параллельных диабазовых даек и подушечных лав хорошо сопоставляются с образованиями 2-го геофизического слоя океанического дна, а куркудукский комплекс — с образованиями 1-го геофизического слоя. Доказывается, что вулканогенные толщи района составляют единый ряд и между ними нет стратиграфических перерывов и несогласий. Базальтоидные толщи Западных Мугоджар сопоставимы с карамалыташским комплексом Магнитогорского синклинория.

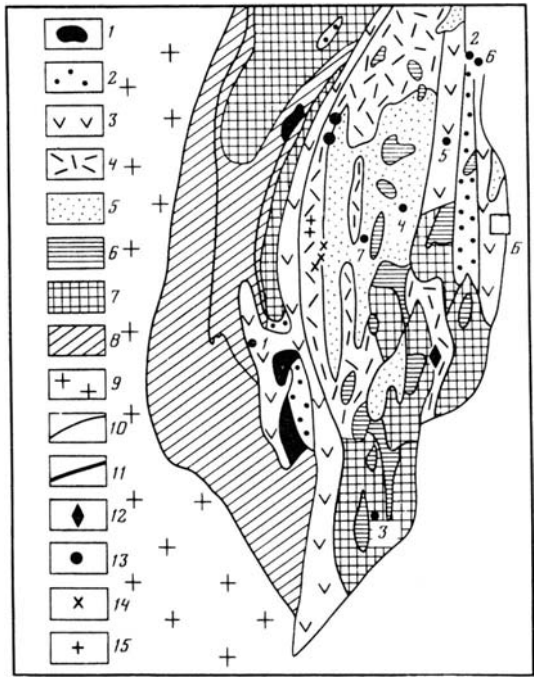
ВУЛКАНОГЕННО-КРЕМНИСТЫЕ ТОЛЩИ ОРДОВИКА НА ВОСТОКЕ УРАЛА

Историю развития складчатого Урала в фанерозое нельзя восстановить, не обращаясь к геологии его восточных районов.

Мобилистская трактовка тектоники и истории развития Урала [264] была предложена для его большей, открытой, части. Строение же восточного края геосинклинали Урала, почти повсеместно перекрытого чехлом рыхлых мезозойско-кайнозойских отложений, — один из главных пока неясных вопросов тектоники региона. Наиболее восточные обнаженные разрезы складчатого Урала наблюдаются в его Денисовской зоне (Южный Урал, рис. 20), по рекам Тобол, Аят и их притокам.

Геология Денисовской зоны исследовалась многими геологами, однако степень ее изученности существенно ниже, чем смежных районов Урала [236, 181 и др.] и Тургая [71, 92 и др.]. Так, схема стратиграфии отложений Денисовской зоны, основанная на единичных находках фауны К.И. Дворцовой и др., сделанных в 30–50-х годах, с тех пор изменений не претерпела [231, 71, 66 и др.]. Согласно этой схеме, разрез Денисовской зоны начинается с песчано-сланцевой толщи мощностью около 700 м, в которой собраны граптолиты верхнего лландовери – нижнего венлока. Считалось, что выше согласно залегает мощная (до 1,5 км) толща эффузивов основного состава (денисовский комплекс), относившихся к верхнему венлоку – лудлову на основании редких находок фауны брахиопод и кораллов в телах известняков. Кстати, отметим, что тела рифтогенных известняков далеко не всегда одновозрастны с окружающими базальтами [296 и др.]. Выше трансгрессивно залегают терригенно-карбонатные толщи эйфеля – раннего карбона и андезитовые порфириты визе. Завершается разрез Денисовской зоны толщей красноцветных конгломератов, песчаников, алевролитов и глинистых сланцев среднего – верхнего карбона [237, 71, 66 и др.].

Представительный разрез эффузивов денисовского комплекса наблюдается по р. Тобол, в 11–14 км ниже (восточнее) пос. Орджоникидзе (бывш. Денисовка), восточнее гранитоидов Спиридоновского



Р и с . 20. Тектоническая схема Южного Урала, по [264], упрощено

1–6 — комплексы палеоокеанического сектора: *1* — крупные офиолитовые массивы, *2* — рифтогенные комплексы, *3*, *4* — океанические и островодужные комплексы нерасчлененные в зонах: *3* — Сакмарской, Западно-Магнитогорской, Восточно-Магнитогорской и Денисовской (с запада на восток), *4* — Центральномагнитогорской, *5* — комплексы предконтинентальной стадии, *6* — гранитоиды; *7* — докембрийские комплексы нерасчлененные; *8* — палеозойские осадочные комплексы палеоконтинентального сектора нерасчлененные; *9* — Русская плита; *10* — геологические границы; *11* — главные разрывные нарушения; *12–15* — места отбора проб, анализы которых использованы в работе: *12* — карабутакский дайковый комплекс Прииргизья, *13* — нижнекарбоновые (?) экструзивно-субвулканические базальты западной части Магнитогорской зоны, *14* — подушечные базальты нижней части березовской свиты Магнитогорской зоны, *15* — базальты наземных лавовых потоков из верхней части березовской свиты. Прямоугольником показана площадь региона рис. 21. Цифрами отмечены выходы фаунистически доказанных ордовикских и кембрийских отложений (см. текст)

массива. Здесь, на северном берегу водохранилища, вскрыта достаточно монотонная толща, сложенная преимущественно подушечными лавами спилитов, диабазами, миндалекаменными афиритами и микропорфиритами базальтового и реже андезито-базальтового состава. Среди них преобладают мелкоподушечные разности простого строения с диаметром тел до 0,6 м, промежутки между которыми выполнены обычно кальцитом или гидротермальным агрегатом эпидота, хлорита, кальцита и др. Отмечаются маломощные лавовые потоки с неровными поверхностями, а также прослои бомбовых и литокластических туфов, сложенных преимущественно фрагментами подушек.

Спилиты состоят, как правило, из удлиненных разориентированных лейст альбита, иногда образующих метельчатые агрегаты и погруженных в сильно измененную основную массу. Выполненные кальцитом округлые миндалины составляют до 15–20% породы.

Вкрапленники в микропорфиритах представлены альбитизированным плагиоклазом и реже пироксеном (измененным авгитом), составляют они 1–3% породы, размер не превышает 4 мм. Основная масса имеет интерсертальную, такситовую, микроофитовую и другие структуры, состоит из альбита, хлорита, измененного пироксена, роговой обманки, эпидота, пренита, кальцита, лейкоксена, пылевидных выделений рудных минералов и др.

Основные эффузивы денисовского комплекса иногда рассланцованы и повсеместно подвержены интенсивным зеленокаменным изменениям — по пироксенам развиваются хлорит и роговая обманка, плагиоклазы практически нацело альбитизированы, стекла нет. Видна также карбонитизация и гематитизация. Потери при прокаливании чаще всего составляют не менее 5–6%. Это затрудняет изучение петрохимии этих пород, однако в слабее измененных разностях все же четко устанавливаются высокое содержание Na (Na_2O = 4,5–5,0%) и низкое — Ti (TiO_2 = 0,6–1,1%) и K. Содержания K_2O обычно колеблются от 0,1 до 0,5%, но доходят в отдельных анализах до 1,2%. В результате средние содержания K_2O в эффузивах денисовского комплекса (0,53% по [200]) существенно выше таковых в раннегеосинклинальных базальтах более западных зон Урала. В связи с интенсивными вторичными изменениями эффузивов денисовского комплекса нет, однако, уверенности, что отмеченные анализы с высокими содержаниями K_2O отражают их первичный состав. В эффузивах комплекса отмечается [200, 278] повышение в 2–3 раза против кларка содержаний V, Ni, Co, есть и рудопроявления Cu.

Эффузивы денисовского комплекса прорваны субвулканическими телами альбитофиров и, реже, кварцевых альбитофиров дацитового и риолит-дацитового состава (отмечаются как чисто натриевые, так и калий-натриевые разности), а также отдельными дайками амфибол-плагиоклазовых порфиритов базальтового состава. Последние выделяются значительно меньшей степенью вторичных изменений и высокими содержаниями K_2O (1,5–1,7%).

В Денисовской зоне наибольшую площадь в целом занимают именно основные вулканиты денисовского комплекса, образующие здесь вместе с небольшими массивами серпентинитов и спиридоновским габбро-плагиогранитным комплексом (рис. 21) достаточно типичную офиолитовую ассоциацию.

Среди эффузивов денисовского комплекса отмечаются редкие прослои осадочных пород: туффитов, кремнистых сланцев и яшм. В пачке сургучно-красных плитчатых яшм с реликтами радиолярий, залегающей в верхней (восточной) части толщи основных эффузивов, у уреза воды северного берега водохранилища (левобережья подпруженной р. Тобол) В.Н. Пучков и К.С. Иванов в 1983 г. собрали многочисленные конодонты (точка 19 на рис. 21) Acontiodus cf. rectus Lindström, Cordylodus cf. spinatus (Hadding), Drepanodus cf. arcuatus Pander, Oistodus sp. indet., Periodon sp., Roundya (?) sp., Prioniodina sp., характерные для аренига – среднего ордовика.

В 680 м восточнее этой точки (или примерно в 100 м выше по разрезу) в пачке плитчатых сургучно-красных и зеленых яшмовидных

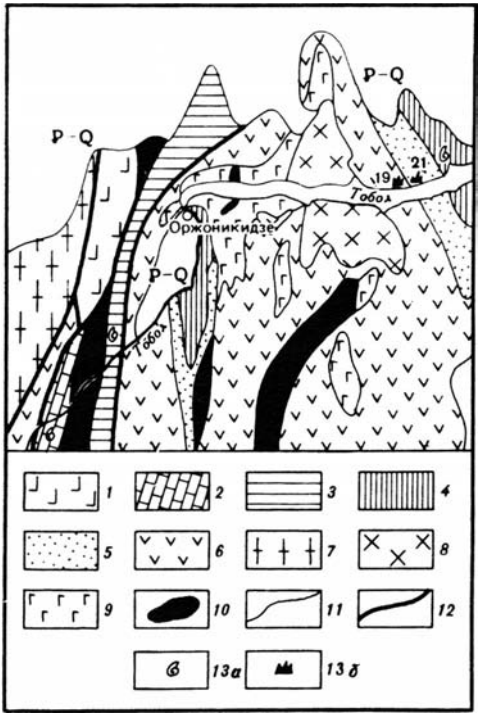


Рис. 21. Геологическая схема средней части Денисовской зоны Урала (с использованием данных П.А. Литвина и др.)

1 — андезитовые порфириты визе; *2* — известняки верхнего девона; *3* — полимиктовые песчаники, конгломераты, глинистые сланцы эйфеля; *4* — глинистые сланцы, алевролиты, песчаники лландовери; *5* — полимиктовые песчаники, алевролиты верхнего ордовика; *6* — диабазы, спилиты аренига – среднего ордовика; *7* — филлитовидные, графитистые и зеленые сланцы, кварцито-песчаники (верхнего протерозоя); *8* — плагиограниты, плагиодиориты; *9* — габброиды; *10* — серпентиниты; *11* — геологические границы; *12* — разрывные нарушения; *13* — места находок фауны и их номера: *а* — макрофауна, *б* — конодонты

туффитов (мощность пачки около 10 м, азимут падения слоистости 40°∠50°) ими же собраны конодонты (точка 21 на рис. 21) Acontiodus cf. rectus Lindström, Cordylodus sp., Ligonodina (?) sp., Falodus prodentatus (Grawes et Ellinson), Oistodus cf. forceps Lindström, Periodon sp. ордовикского возраста (заключение В.А. Наседкиной, УГСЭ ПГО Уралгеология).

Последняя из этих пачек яшмоидов расположена уже в нижней части перекрывающей эффузивы флишоидной толщи переслаивающихся полимиктовых песчаников (в обломках кремни, основные эффузивы и др.), алевролитов, аргиллитов; здесь отмечаются крупные обломки доломитистых известняков, видны четкие текстуры подводного оползания.

Приведенные данные показывают, что основные эффузивы денисовского комплекса имеют не венлокско-лудловский, как считали ранее [231, 71, 66 и др.], а аренигско-среднеордовикский возраст и являются, таким образом, наиболее древними образованиями зоны.

Обнаружение на крайнем востоке Южного Урала ранне-среднеордовикских вулканитов, известных ранее лишь на западе региона, в Сакмарской зоне (см. раздел "Геология Сакмарской зоны Урала", а также [66, 124 и др.]), усиливает элементы симметрии в размещении раннепалеозойских геосинклинальных комплексов Урала. Предполагавшиеся различия в возрасте вулканитов восточных и западных зон еще недавно ошибочно указывались в качестве одного из основных доказательств асимметрии Урала [399 и др.]. Элементы сходства в строении западных и восточных частей Южного Урала подчеркиваются и тем, что в этих, и только в этих местах региона присутствуют блоки кембрийских археоцеатовых известняков, известные в разрезах по рекам Ую и Санарке Зауралья (точка 2 на рис. 20) и в средней части Сакмарской

зоны (у дер. Бикташево и в других пунктах, точка 1 на рис. 20) [236, 384 и др.].

Ранее на восточном склоне южной половины Урала фаунистически доказанные ордовикские отложения были известны лишь в четырех пунктах [375, и др.]. По-видимому, наиболее древними из них (нижнеордовикскими, вероятно, верхнетремадокскими-нижнеаренигскими [66, 375 и др.]) являются известняки, образующие тектонический блок 1×2 км в районе метеостанции Талдык (точка 3 на рис. 22).

Аренигский возраст имеют полимиктовые аркозовые песчаники, алевролиты и глинистые сланцы (маячная свита), обнажающиеся в 13 км северо-западнее пос. Бреды, на горе Маячной (точка 4 на рис. 22) [236, 375 и др.]. Они подстилаются здесь близкими формационно, но "немыми" отложениями рымникской свиты.

К среднему ордовику относятся грубозернистые граувакковые песчаники с прослоями полимиктовых конгломератов, аргиллитов, алевролитов и диабазов, известные в Варненском районе (точка 5 на рис. 20) [236]. Черные кремни Варненского района, первоначально также относившиеся к ордовику, оказались лландоверийскими. Граптолиты лландовери были впервые найдены здесь М.И. Лазаревым [181], позднее эти находки были повторены Н.Я. Анцыгиным, а также В.Н. Пучковым и К.С. Ивановым; последние дополнили их также и сборами конодонтов.

У г. Троицка (точка 6 на рис. 20) обнажаются переслаивающиеся пироксен-плагиоклазовые порфириты трахибазальтового состава (характерны повышенные содержания K_2O и TiO_2 [206]), глинистые, глинисто-карбонатные и другие сланцы, аркозовые песчаники и алевролиты средне-позднеордовикского возраста [375 и др.]. По устному сообщению Н.Я. Анцыгина и В.А. Наседкиной, выполнивших монографическое описание сборов фауны разных исследователей из этого пункта, можно уточнить возраст этой толщи как карадокский.

Во всех четырех указанных пунктах ордовикские толщи, несмотря на различие в возрасте и составе, в целом представляют собой мелководно-морские отложения чехла древних, докембрийских, континентальных блоков. В формационном отношении они сходны с тремадокскими полимиктовыми песчаниками (также содержащими подчиненные тела трахибазальтов [66, 124, 386 и др.]) кидрясовской свиты Сакмарской зоны; те и другие относятся к грабеновым фациям, образовавшимся при заложении Уральской геосинклинали [264 и др.]. По возрасту кидрясовской свите, вероятно, соответствует рымникская свита восточного склона (см. выше). Элементы сходства в строении крайних западной и восточной зон Уральской эвгеосинклинали подтверждают обоснованное ранее положение [264, 135] о формировании ее при раздвижении континентального рифта.

Новые данные позволяют уточнить как аренигское время начала значительного раздвижения Урала в субширотном направлении, поскольку именно со среднего ордовика начинается генерация мощных толщ подушечных лав базальтов как в Денисовской, так и в Сакмарской зонах. В последней они находятся в шарьяжах и также лишь недавно были отделены от силурийско-девонских базальтовых толщ [124].

О том, что именно в аренигское время начался спрединг Уральского палеоокеана, говорит и тот факт, что Восточно-Уральское поднятие (зона) существовало, по-видимому, уже в среднеордовикское время как сиалический блок — микроконтинент, на склоне которого отлагались кремнистые и черносланцевые толщи. Последние имеют значительную мощность (800–1200 м), но были обнаружены и отделены от более молодых толщ лишь недавно [128] и прослежены пока только вдоль западного края Восточно-Уральской зоны. Возраст этих метаморфизованных и рассланцованных серых и черных кремней и углисто-кремнистых и других сланцев (новоорenбургская толща) установлен [128] на основании находки в них многочисленных конодонтов к северо-западу от пос. Кваркено, у пос. Новоорenбургского (точка 7 на рис. 20). Здесь В.Н. Пучков, К.С. Иванов и А.М. Пущаев собрали Acontiodus cf. abundans Br. et Mehl., O. cf. forceps Lind., Prioniodina macrodentata (Grawes et Ellison), Periodon cf. aculeatus (Hadding), Polygnathus sp. ордовикского, вероятно среднеордовикского, возраста (заключение В.А. Наседкиной).

Приведенные новые данные сильно меняют представления о палеогеографии Урала в ордовикский период и дают возможность существенно уточнить историю формирования земной коры региона. Необходимо также внести коррективы в стратиграфические схемы и геологические карты района.

Итак, развитая в Денисовской зоне Урала мощная толща базальтоидов с прослоями сургучных яшм, возраст которой считался венлокским, датирована благодаря находкам конодонтов в интервале ареніг – средний ордовик. Вместе с другими, недавно опубликованными сведениями о вулканогенных и кремнистых толщах ордовика, развитых на Южном Урале, эти данные позволяют по-новому представить палеогеографию Урала в ордовике и уточнить как аренигское время начала значительного раздвигания континентальных блоков в уральском регионе.

ПРИРОДА РАННЕКАРБОНОВЫХ ДЕПРЕССИЙ ЮЖНОЙ ЧАСТИ УРАЛА

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ДЕПРЕССИЙ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА И МУГОДЖАР

В последние годы произведено обследование ряда нижнекарбоновых депрессий на юге азиатского склона Урала и Зауралья. Особое внимание уделено изучению мощного комплекса параллельных меридиональных даек в Восточных Мугоджарах, что послужило ключом к пониманию природы визейских депрессий Магнитогорского мегасинклинория. С краткой характеристики этого комплекса мы и начнем рассмотрение генезиса обследованных визейских депрессий.

Указанный комплекс долеритовых даек находится в прииргизской части Мугоджар непосредственно восточнее зоны древних гранитогнейсовых плутонов среди песчано-глинистых отложений фамена – раннего визе. Западнее комплекса расположено большое поле эффузивов аналогичного состава. Здесь на правом берегу речки Карабутак,

в 4 км западнее горы Манас, в тонком карбонатном межподушечном прослое, К.С. Иванов в 1984 г. обнаружил конодонты башкирского яруса. Галька похожих долеритов встречена в отложениях верхнего визе [184]. Одни исследователи считают их средневизейскими, другие — триасовыми, так как они расположены в 5,5 км от Старокарабутакского грабена, трассирующего с севера соответствующие триасовые структуры.

Лучше всего дайковый комплекс вскрыт в скальных обнажениях широтного каньона р. Карабутак, в 20–25 км к юго-юго-западу от одноименного районного центра Актюбинской области. Здесь на протяжении около 4 км видно, как вертикальные или очень крутопадающие параллельные дайки рассекают друг друга (дайка в дайке), заполняя более 80% всего разреза. Лишь местами отмечаются остатки вмещающих сланцев, падающих на северо-запад под углом около 70°.

Дайки имеют кайнотипный облик со свежими зернами пироксена и плагиоклаза. Их мощность от 0,3 до 20 м и более. Отмечается три разновидности даек. Преобладают дайки светлых среднезернистых долеритов. Они часто рассекаются дайками крупнопорфировых (фенокристы основного плагиоклаза до 100 мм!) долеритов, а те и другие — гораздо более редкими мелкими дайками тонкозернистых пород, отвечающих по химическому составу андезито-базальтам.

Структура среднезернистых долеритов пойкилоофитовая, участками офитовая. Пойкилоофитовые сростки сложены относительно изометричными призмами моноклинного пироксена и лейстами андезина. В промежутках между сростками отмечаются актинолит, хлорит, кварц, скелетный титаномагнетит, апатит и изредка пирит. Пироксен часто замещен роговой обманкой. Плагиоклаз в центральных частях зерен нередко соссюритизирован и иногда пронизан актинолитом.

В крупнопорфировых долеритах присутствуют до трех поколений призматических иногда зональных фенокристаллов лабрадора (N 52–58), обычно сильно пренитизированного с развитием эпидотовых полосок вдоль направлений спайности. Количество вкрапленников достигает 50% объема породы. Вблизи контакта зернистость породы уменьшается и видна зона закалки (20–40 м) с редкими мелкими лейстами плагиоклаза. В обеих разновидностях пород пироксен принадлежит ряду авгит – диопсид ($Ng–Np$ = 0,22–0,025; $2V$ = 48–56°), реже — клиноэнстатит – диопсид. По роговой обманке нередко развивается биотит. В андезито-базальтах встречаются редкие вкрапленники плагиоклаза, пренитизированного и соссюритизированного вдоль трещин спайности. Структура основной массы пойкилоофитовая. Пироксен замещен роговой обманкой и нередко биотитом.

Комплекс параллельных даек к югу прослеживается приблизительно на 45 км, где он тектонически ограничивается выходами девонских отложений. На севере в 4 км от описываемого разреза комплекс даек прерывается массивом раннекарбонового габбро, затем вновь продолжается с перерывами еще на 50 км. Восточнее в 5–10 км неотчетливо намечается вторая зона даек [184].

Песчаники, алевролиты и кремнисто-глинистые сланцы фамена – нижнего визе, вмещающие дайковый комплекс, распространены по

Таблица 5

Средний химический состав рассматриваемых базальтов, % мас.

Окисел	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	49,6	47,9	56,0	49,2	49,5	51,0	45,2	50,6	51,3	51,7
TiO_2	2,0	1,3	1,1	1,4	1,3	0,9	1,7	1,4	1,9	0,8
Al_2O_3	15,8	18,6	18,5	17,2	16,1	16,3	16,6	17,3	16,2	16,2
Fe_2O_3	1,8	1,7	1,3	2,9	3,2	3,5	2,5	4,9	5,7	1,9
FeO	8,2	6,9	4,6	6,5	5,4	6,3	6,8	3,9	6,3	7,1
MnO	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1
MgO	6,8	7,2	5,5	6,1	5,4	7,2	6,7	6,1	5,2	7,3
CaO	9,3	9,4	4,4	8,9	8,0	7,3	8,5	7,6	8,4	8,1
Na_2O	3,2	2,7	5,6	3,3	4,0	2,5	4,0	3,8	2,8	3,8
K_2O	0,6	1,2	0,3	0,9	0,9	1,7	0,5	1,3	1,3	0,2
P_2O_5	0,3	0.2	0,2	–	–	0,2	0,2	0,2	0,7	0,1
Число анализов	1	1	1	27	9	7	16	7	115	77

Примечание: 1–4 — карабутакский дайковый комплекс Прииргизья: 1 — среднезернистый долерит, 2 — крупнопорфировый долерит, 3 — андезито-базальт, 4 — средний состав долеритовых даек [184]; 5 — базальты из фамен-ранневизейской формации Прииргизья [184]; 6 — нижнекарбоновые (?) экструзивно-субвулканические базальты западной части Магнитогорской зоны; 7 — подушечные базальты нижней части березовской свиты Магнитогорской зоны; 8 — базальты лавовых потоков из верхней части березовской свиты; 9 — триасовые базальты Зауралья [116]; 10 — базальты силурийской толеит-базальтовой формации Магнитогорской зоны [116].

всей Прииргизской зоне. Они сильно смяты и обычно обнажаются в виде изолированных полос — блоков с тектоническими контактами. Дайки долеритов местами секут массивы порфировидных амфибол-пироксеновых габброидов [184], местами наблюдаются обратные соотношения и видна габброизация долеритовых даек.

Рассмотренные разновидности долеритов содержат в целом повышенное количество K_2O и имеют более высокую селективность состава TR по сравнению с океаническими толеитами. В них в ряду от среднезернистых долеритов через порфировые долериты к андезито-базальтам уменьшаются содержания TiO_2 и железистость (59,0; 53,9; 51,4%) (см. табл. 5).

В Магнитогорской и Мугоджарской структурно-формационных зонах наиболее сильный вулканизм был во фране и после фаменского перерыва в турне – среднем визе; в позднем визе и серпухове он обнаруживается только в дайковой фации [390]. Предполагаемые возрастные аналоги долеритов карабутакского комплекса отмечаются в западной части Магнитогорской зоны приблизительно в 20 км к северо-западу от Магнитогорска, где среди предполагаемых франских отложений протягивается узкая (1–5 км) полоса экструзивно-субвулканических тел (см. рис. 20). Возможно, что они имеют раннекаменноугольный возраст. Другая полоса подобных вулканитов шириной 2–15 км протягивается на 200 км к северу от широты Магнитогорска. Для обеих полос характерны субвулканические интрузии базальтоидов [390]. Подушечные лавы базальтов наиболее распро-

Таблица 6

Среднее содержание элементов-примесей, г/т

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Li	7,5	7,8	6,0	–	7,2	14,0	36,0	5,7	4,4
Be	1,1	1,0	1,0	2	1,0	1,1	1,0	1,2	0,8
B	54	112	6	–	68	9,1	7	14	2,9
Sc	31	18	25	30	36	38	32	30	35
V	230	160	130	180	220	230	200	250	280
Cr	300	260	320	100	150	170	130	150	140
Co	25	29	15	40	36	37	34	58	28
Ni	43	73	110	100	49	97	100	85	82
Cu	100	120	190	–	170	73	33	50	130
Rb	18	31	9	–	48	9	13	26	10
Y	31	19	21	20	26	29	22	65	13
Zr	130	130	180	200	62	170	130	180	50
Nb	7,0	7,3	6,6	–	8,8	9,8	10,0	7,0	3,0
Mo	1,8	1,2	1,2	3	1,5	0,7	0,8	2,2	–
Sn	2,6	2,0	2,9	–	2,3	0,7	0,5	0,7	1,1
Yb	3,0	3,0	3,0	–	2,2	3,2	2,6	4,0	2,0
Pb	13,0	2,0	4,0	5	7,6	0,8	1,6	11,0	0,4
Число анализов	2	2	1	52	7	18	5	4	14

Примечание. См. примечание к табл. 5. В графе 4 — средние содержания из полуколичественных спектральных определений [184]. Анализы графы 9 выполнены по образцам коллекции К.П. Иванова в лаборатории ИГиГ УНЦ АН СССР.

странены в средней части Магнитогорской зоны (графы 7, 8 в табл. 5), а также в Прииргизской зоне (графа 5 в табл. 5). По содержанию TR карабутакские долериты вполне отвечают подушечным базальтам нижней части березовской свиты (графа 7 в табл. 5–7). Сходны они также с базальтами экструзивно-субвулканических тел Магнитогорской зоны (графа 6 в табл. 5–7) и с наземными базальтами верхней части березовской свиты (графа 8 в табл. 5–7). Состав TR карабутакских долеритов очень близок среднему содержанию TR в континентальных толеитах и совершенно не похож по всем компонентам на состав триасовых базальтов.

Видимые под микроскопом зеленокаменные изменения в карабутакских долеритах также отличают их от мезозойских базальтов. Карабутакские долериты сильно отличаются и от силурийских толеитов Магнитогорской зоны (табл. 5–7).

Комплекс параллельных долеритовых даек долины Карабутака являет собой часть рифтовых образований и свидетельствует о режиме широтного растяжения. Рифтогенез в это время развивался в тонкой переходного типа земной коре, не закончившей своего преобразования. В раннем карбоне происходит внедрение крупных гранитных интрузий и начинается формирование мощных гранито-гнейсовых плутонов позднего палеозоя. По своей тектонической позиции рифтогенез раннего

Таблица 7

Содержание TR, г/т

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
La	8,5	4,8	17,0	6,2	9,0	12,2	25,3	2,8	7,7	31,9
Ce	19,4	11,3	31,6	13,5	24,1	32,8	37,7	8,1	20,3	59,0
Nd	12,9	9,5	17,2	9,7	17,4	15,2	24,5	4,5	13,7	33,9
Sm	4,0	2,2	3,1	2,3	4,7	4,7	6,9	2,2	4,1	6,58
Eu	3,3	4,6	3,2	1,6	2,0	2,2	1,2	0,73	1,3	1,87
Gd	5,8	3,8	4,2	3,3	6,7	5,3	5,5	2,0	4,65	6,2
Dy	6,3	4,6	4,3	2,9	5,1	3,5	7,2	2,8	4,5	–
Ho	0,87	0,69	0,59	0,65	1,2	0,77	0,75	0,47	1,18	1,05
Er	2,8	2,2	1,8	1,8	2,6	2,0	2,7	1,6	2,45	2,89
Tm	0,43	0,33	0,31	0,29	0,36	0,29	0,30	0,22	0,36	0,42
Yb	2,3	2,1	1,6	1,3	2,0	0,6	2,8	1,8	2,45	2,61
Lu	0,42	0,29	0,25	0,24	0,28	0,22	0,25	0,25	0,40	0,42
Y	24,9	19,2	15,8	16,3	21,2	17,1	25,9	19,7	24,0	27,3
Число анализов	1	1	1	6	8	6	2	14	–	–

Примечание. См. примечание к табл. 5.

карбона стоит, видимо, ближе к океаническому, чем к материковому, кратонному, рассекающему мощную континентальную кору.

В то же время нижнекарбоновый рифтинг существенно отличался и от срединно-океанического не только составом извергаемых толеитов, но и неизмеримо меньшим масштабом раздвигания земной коры, не превышающим в карабутакском комплексе 5 км, а в целом по Магнитогорской зоне — 10–20 км.

Начиная с франа по серпухов включительно рассматриваемая территория развивалась в большинстве зон как область поднятия, а вулканизм протекал на фоне устойчивых восходящих тектонических движений нередко в субаэральных условиях [348, 264]. Вместе с тем общепринятым считается представление об общеуральской средневизейской трансгрессии. Приведенные данные, как и другие [348, 390], свидетельствующие о рифтинге в раннем карбоне, делают понятным сочетание этих, как будто противоречивых представлений.

Средневизейская трансгрессия, отмечаемая на Южном Урале лишь в определенных зонах, образование дайкового комплекса в Восточных Мугоджарах, смена подводных излияний базальтов в Магнитогорской зоне наземными с характерными признаками изменения их химического состава, внедрение мощных и протяженных экструзивно-субвулканических тел диабазов в западной части Магнитогорской зоны — все эти явления примерно совпадают во времени и обусловлены одной причиной. Эта причина — подъем и растяжение формирующейся континентальной земной коры, проходящей стадию раннего континентального этапа [264].

О ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ПРИРОДЕ ТЮМЕНСКО-КУСТАНАЙСКОГО ПРОГИБА

Тюменско-Кустанайский прогиб, впервые выделенный под названием Тургайской синеклизы, сформированной на эпикаледонском платформенном основании, охарактеризован в разделе "Особенности зоны сочленения Урала с Казахстаном" как самостоятельное герцинское геосинклинальное образование, связанное с островодужной, завершающей, стадией эволюции Магнитогорской эвгеосинклинальной зоны. Ниже кратко изложена несколько иная точка зрения на его генетическую природу, хотя пока и менее признанная. Ввиду исключительно важного значения Тюменско-Кустанайского прогиба не только как металлогенической области экстра-класса, но и как ключевой структуры для понимания поздней тектонической истории Урала, авторы сочли целесообразным осветить и эти представления.

Проведенные Г.И. Самаркиным и А.М. Пумпянским исследования [149, 284] позволяют в домезозойской истории Тюменско-Кустанайского прогиба выделить два тектоно-магматических этапа и определить платформенный тип развития железоносных магматических формаций. Ранний, средне-позднедевонский, этап связан по времени с развитием предполагаемого вдоль восточной границы Уральского палеоокеана позднедевонского "краевого вулкано-плутонического пояса" [330]. Этот пояс образовался на бывшем микроконтиненте (микроконтинентах?), не потерявшем структурной связи своего фундамента с Казахским материком, как это допускается механизмом образования микроконтинентов [141]. На ранней, геосинклинальной, стадии указанный микроконтинент в верхней зоне земной коры отделялся от материка Денисовской зоной ордовикских субмаринных базальтов. В более поздней истории региона он структурно представлял одну целую или почти целую литосферную плиту с Казахским материком, на окраине которой в позднем девоне была заложена вулкано-тектоническая структура, сходная с краевыми вулканическими поясами.

Отложения раннего этапа до 2200 м мощности вскрыты скважинами в восточной, Боровской, зоне Тюменско-Кустанайской структуры [32]. Характер залегания вулканогенно-осадочных среднедевонских отложений на подстилающих каледонидах неизвестен. В сопредельных с запада структурах вулкано-плутонического пояса (по рекам Тогузак, Караталы-Аят, Арчаглы-Аят и др.) среднедевонские отложения с несогласием ложатся на более древние, в том числе на метаморфизованные силурийские (и ордовикские?) вулканогенные эвгеосинклинальные образования [67]. Нижние горизонты среднего девона в курганской части Боровской зоны представлены эффузивами и туфами основного и среднего состава, сменяющимися вверх по разрезу вулканогенной толщей с преобладающим развитием кремнекислых вулканитов и туфов смешанного состава. Общая мощность девонских вулканогенных отложений в прогибе более 800 м [32].

Обычно разрез вулканогенной части среднего девона перекрывается отложениями вулканомиктовой молассы мощностью до сотен метров. Тесная связь вулканитов с вулканомиктовой молассой подтверждает тектоническое развитие раннего этапа Тюменско-Кустанай-

ской структуры по типу межгорных прогибов. Развитие раннего этапа завершается формацией краснокаменноизмененных высокожелезистых калиевых трахитов, трахиандезитов, трахидацитов и терригенными континентальными красно- и пестроцветными отложениями франского яруса. В целом отмечается возрастная направленность развития девонского вулканизма от натриевых известково-щелочных составов лав к калий-натриевым субщелочным в краевом вулкано-плутоническом поясе и к калиевым щелочным в Боровской зоне прогиба. Развитие высококалиевых вулканитов в позднем девоне в Боровской зоне рассматриваемого региона свидетельствует о том, что здесь к указанному времени была достаточно сформирована земная кора континентального типа. Это существенно отличает геологическое развитие Боровской зоны от истории образования предполагаемого западнее позднедевонского краевого вулкано-плутонического пояса. Увеличение калиевости в верхнедевонских трахиандезитах Тюменско-Кустанайского прогиба по сравнению с одновозрастными базальтоидами краевого пояса в данном случае отражает обычную зависимость изменения состава вулканитов от известково-щелочных к щелочным сериям по мере продвижения в сторону континента.

Начало позднего этапа в развитии Тюменско-Кустанайской структуры относится к фаменскому веку и определяется сменой субаэральных условий образования осадков на субаквальные и накоплением в начале этапа в фамен-ранневизейское время мощных терригенно-карбонатных и карбонатных отложений. В западной, Валерьяновской, зоне рассматриваемой структуры эта смена условий определяется залеганием фаменских аргиллитов на выветрелых в условиях суши органогенных известняках, содержащих обломки вулканитов среднего состава [32]; в восточной, Боровской — перекрытием красно- и пестроцветных отложений франского яруса фаунистически охарактеризованными фаменскими известняками. Судя по мощности осадков, максимальное накопление карбонатных отложений в это время происходило в западной половине прогиба, на что указывали многие исследователи. В середине визейского века вдоль наиболее опустившегося в фамен-ранневизейское время западного края Тюменско-Кустанайского прогиба произошло формирование Валерьяновского вулканического пояса. Главной причиной появления Валерьяновского вулканического пояса является, видимо, широтное растяжение земной коры в визейское время на восточном склоне Южного Урала с проявлением рифтогенеза. Об этом свидетельствуют грубообломочные отложения маслоковецкой свиты, залегающие в основании средневизейских вулканитов Валерьяновского пояса [36], и мощные излияния базальтоидной лавы повышенной щелочности в виде линейно расположенных стратовулканов. Резкое увеличение мощности поздневизейских карбонатных и терригенно-карбонатных отложений в сравнительно узких депрессиях и появление в средневизейское время на юге Урала в Мугоджарах комплексов параллельных долеритовых даек [150] также говорят в пользу сделанного заключения. Таким образом, есть все основания говорить о заложении и развитии в Валерьяновской зоне в визейское время рифтогенной структуры типа авлакогена.

Характер развития базальтоидного магматизма Валерьяновского пояса существенно отличается от базальтоидного магматизма островодужных краевых вулканических поясов и рифтогенных структур древних платформ. Базальтоидный магматизм островодужных вулканических поясов, в том числе развитых на континентальной или континентализированной земной коре (Камчатка, Япония), характеризуется выдержанной латеральной и возрастной зональностью. Она выражается в увеличении щелочности исходных магм от океана в сторону континента и от ранних к поздним сериям. В обоих случаях происходит закономерное изменение состава вулканитов от толеитовой к известково-щелочной и далее к субщелочной и щелочной сериям [204, 383, 315, 53]. Такая последовательность развития базальтоидного магматизма в Валерьяновском вулканическом поясе отсутствует, а установленная здесь вертикальная и горизонтальная зональность развития базальтоидного магматизма не может быть объяснена с позиций развития базальтоидного магматизма зрелых островных дуг. Об этом же свидетельствует отсутствие среди вулканитов пояса пемз и игнимбритов, обычных среди вулканогенных образований вулканических поясов зрелых островных дуг [315].

Отличительной чертой Валерьяновского пояса от краевых вулканических поясов (Охотско-Чукотского, Восточно-Сихотэ-Алинского и др.) является слабое развитие в блоках континентальной коры (Боровская зона) кремнекислых вулканитов (андезитов, дацитов, липаритов), так характерных для всех краевых вулканических поясов. Развитие базальтоидного магматизма Валерьяновского пояса также отличается от развития базальтоидного магматизма рифтогенных структур древних платформ отсутствием ранних производных толеитовой серии и высокотитанистых щелочных оливиновых базальтов, характерных для всех рифтогенных структур древних платформ [75].

Магматизм Валерьяновского вулканического пояса традиционно относят к последовательно дифференцированной андезитовой (щелочноземельной, известково-щелочной) или андезито-базальтовой формации и сопоставляют с вулканическими образованиями современных островных дуг [199, 93] или краевых вулканических поясов [8, 67]. В отличие от пород андезитовой формации современных островных дуг и краевых вулканических поясов вулканогенные образования Валерьяновского пояса характеризуются: 1) преобладающим развитием базальтовых и андезито-базальтовых порфиритов (70–75% от всех химических анализов) и слабым развитием кислых дифференциатов как в эффузивных и субвулканических, так и в интрузивных фациях; 2) повышенной лейкократовостью и повышенной щелочностью пород основного и среднего состава и значительным развитием базальтоидных пород с нормативным нефелином (18–25% от всех химических анализов). Последние особенности приближают габбро и базальтовые порфириты к субщелочным разностям, а андезито-базальтовые и андезитовые порфириты к муджиеритам и плагиопорфирам в натриевой серии и к трахибазальтовым и трахиандезитовым порфиритам и эссекситам (к габбро-монцонитам) — в калий-натриевой.

В составе Валерьяновского пояса преобладают базальтовые и

андезито-базальтовые порфириты повышенной щелочности натриевой серии (валерьяновский и качарский комплексы) и реже встречаются трахибазальтовые, трахиандезитовые порфириты калий-натриевой серии, сопровождающиеся соответственно комагматичными интрузиями габбро-диорит-плагиогранодиоритовой и габбро-монцонит-граносиенитовой формаций. Становление пород натриевой серии на рифтогенной стадии формирования вулканического пояса, на стадии растяжения земной коры, происходило в субаквальных или близких к ним условиях, о чем свидетельствует тесная пространственная и временная связь вулканитов валерьяновского комплекса со средне-верхневизейскими терригенно-карбонатными образованиями. Завершающие стадии развития пород натриевой серии (качарский комплекс) происходили в верхневизейско-серпуховское время в условиях глыбовых тектонических движений, сопровождавшихся местами континентальными красноцветными отложениями [36]. В вулканитах качарского комплекса по сравнению с валерьяновским отмечается незначительное увеличение Ti (в субвулканических фациях) и степени окисления Fe, в остальном между базальтоидами указанных комплексов существенных различий в химическом составе не наблюдается. Развитие Валерьяновского пояса завершается формированием калий-натриевых вулканоплутонических ассоциаций, видимо, уже в субаэральных условиях, что подтверждается краснокаменными изменениями вулканогенных пород.

В базальтоидах натриевой и калий-натриевой серии установлен феннеровский тип дифференциации. Он наиболее четко проявился в курганской части вулканического пояса в субвулканических интрузиях (базальтовых и диабазовых порфиритах, долеритах, габбро-диабазах и др.) в виде фаций ферробазальтов и феррогаббро. Последние содержат до 10–15% первичного (магматического) магнетита. Увеличение значений коэффициента общей железистости базальтоидов от 40 до 85% при относительном постоянстве в них содержания кремнезема отчетливо коррелируется с трендами кристаллизации континентальных толеитовых серий (Карру в Южной Африке и др.). Повышение общей железистости базальтоидных пород сопровождается параллельным уменьшением в химическом составе MgO и менее CaO, что свидетельствует об уменьшении темноцветных минералов в составе базальтоидов при увеличении в них содержаний магнетита. В этом же направлении в обеих сериях состав базальтоидов изменяется от содержащих нормативный нефелин (оливин) до содержащих нормативный кварц (гиперстен). Это подтверждает близость железоносных вулканических серий Валерьяновского пояса к субщелочной ветви производной континентальной толеитовой магмы. Отсутствие четких границ между базальтоидами натриевой и калий-натриевой серий, единство возрастного и структурного контроля позволяют относить их к производным единого базальтоидного магматического очага, эволюционирующего во времени от существеннонатриевого к калий-натриевому типу магм.

С увеличением кремнекислотности состав пород натриевой и калий-натриевой серий приближается к щелочноземельному (андезито-

вому) ряду. Присутствие в Валерьяновском вулканическом поясе пород щелочноземельного ряда, видимо, обусловлено развитием промежуточных коровых магматических очагов в условиях повышенных давлений флюидной фазы [383], что явилось главной причиной появления пород, сопоставимых с производными андезитовых серий (Каскадных гор, Камчатки и др.). В этом случае возрастает коэффициент эксплозивности магматитов и они по характеру продуктов извержения приближаются к магматитам островных дуг. Такие породы более развиты в южной части пояса, где сосредоточена главная масса железорудных месторождений. Тем не менее они не могут определять ни типа исходной магмы, ни состава формации, так как тренды их кристаллизации в группе основных пород соответствуют феннеровскому типу дифференциации, а в умереннокислых — занимают промежуточное положение между трендами кристаллизации андезитовых (известково-щелочных) и континентальных толеитовых серий. Указанные особенности химизма базальтоидных пород сохраняются на всем протяжении Валерьяновского пояса, несмотря на значительные изменения вторичными процессами (хлоритизация, амфиболизация, деанортизация и др.), проявившимися наиболее интенсивно в зонах развития железорудных месторождений.

Своеобразие Валерьяновского вулканического пояса подтверждается также при сопоставлении химического состава базальтоидов с соответствующими анализами пород из различных структурно-формационных зон. Несмотря на повышенную щелочность, базальтоиды натриевой серии ввиду низких содержаний Ti и K не могут быть отнесены к щелочной оливин-базальтовой формации. Они наиболее сопоставимы с субщелочными континентальными толеитами, содержание Ti в которых нередко снижается до одного процента. Аналогичного или близкого к ним состава вулканиты (низкотитанистые, субщелочные, существенно натриевые) отмечаются среди трахибазальт-трахиандезитовой формации наложенных прогибов Кузнецкого Алатау [387] и Минусинской впадины [225]. В Валерьяновском поясе они являются преобладающим типом пород.

Базальтоиды калий-натриевой серии Валерьяновского пояса, особенно в Боровской зоне, сопоставимы с трахибазальтами наложенных прогибов Кузнецкого Алатау и Минусинской впадины, грабена Рио-Гранде [428] и района р. Хеты Верхнеколымского мегасвода [107], т.е. с щелочными оливиновыми базальтами зон активизации континентов. Это подтверждается присутствием в них иногда вторичных цеолитов.

От базальтоидов шошонитовой серии зрелых островных дуг Курило-Камчатской зоны и окраинно-материковых вулканических поясов (Охотско-Чукотского, Восточно-Сихотэ-Алиньского, Андийского) базальтоиды Валерьяновского пояса отличаются повышенной общей железистостью ($FeO^*/MgO \geq 2$) и меньшей калиевостью (K_2O = 1,0–2,4%).

Петрохимические особенности базальтоидных пород Валерьяновского вулканического пояса подтверждаются данными геохимических исследований. Повышенные содержания Sr (380–460 г/т), Ba (208–

658 г/т), Ce (61–141 г/т) свидетельствуют о близости их к континентальным толеитам и щелочным оливиновым базальтам. В то же время для них характерно пониженное в 2 раза по сравнению с принятыми стандартами [223] для континентальных толеитов и щелочных оливиновых базальтов содержание Ni и Co, в 2–3 раза — содержание Cr. Низкие содержания Ni, Co, Cr в базальтовых порфиритах Валерьяновского пояса обусловлены первичной лейкократовостью пород, вследствие чего не могут считаться признаком принадлежности их к производным известково-щелочной серии. Это подтверждается высокими значениями в базальтоидах Ni/Co отношений (1,5–2,8), которые соответствуют Ni/Co отношениям в континентальных толеитах и щелочных оливиновых базальтах [433]. Снижение Ni/Co отношений до 1,1 в субвулканических высокоизвестковистых базальтах, встреченных в скв. 7, расположенной в Боровской зоне, видимо, объясняется принадлежностью их к производным коровых магматических очагов, т.е. появлением в вулканическом поясе вторичных известково-щелочных магм. Не исключено, что базальтоиды скв. 7 относятся к верхнему девону: перекрытие их терригенно-карбонатными отложениями раннекаменноугольного возраста не противоречит такому предположению. Об этом же свидетельствует снижение в них содержаний легких лантаноидов (Ce = 37 г/т, La = 6,5 г/т). Низкие содержания K и P не противоречат отнесению базальтоидов Валерьяновского пояса к серии континентальных толеитов. По нормированным к гранатовому перидотиту содержаниям Ni, Co, V, Sr, Ba, Ce базальтоиды Валерьяновского пояса также относятся к континентальным толеитам и щелочным оливиновым базальтам [223].

Проведенные исследования позволяют относить магматиты Валерьяновского вулканического пояса к производным континентальных толеитовых магм повышенной щелочности и сопоставлять их в натриевой серии с базальт-андезитовой формацией, а в калий-натриевой — с трахибазальт-трахиандезитовой формацией платформенных авлакогенов, формировавшихся в условиях рифтогенеза молодых эпикаледонских платформ.

Магматизм Валерьяновского вулканического пояса предшествовал раннемезозойскому трапповому магматизму Зауралья и Сибирской платформы и имеет с ним ряд общих черт (сходство у базальтоидной группы пород железистости, щелочности, кремнекислотности). Сходство состава и условий формирования базальтоидных пород Валерьяновского пояса с железоносной трапповой формацией Сибирской платформы позволяет ожидать в Тюменско-Кустанайском прогибе, особенно в Боровской зоне, железорудных месторождений жерловых фаций вулканических трубок взрыва (типа Ангаро-Илимских). Признаки таких структур, по геофизическим данным, установлены в курганской части прогиба. Можно предполагать, что совмещение феннеровского типа дифференциации базальтоидов с какими-то последующими и пока неясными условиями (например, с повышением флюидонасыщенности базальтоидных магм в промежуточных очагах) явилось главной причиной появления в этой исходно рифтогенной структуре крупнейших магнетитовых месторождений.

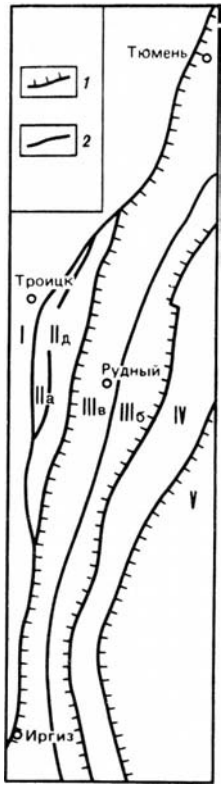
ОСОБЕННОСТИ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ УРАЛА С КАЗАХСТАНОМ

Восточная окраина палеозойского Урала скрыта под мезозойско-кайнозойским чехлом Западно-Сибирской плиты. О продолжении структур Урала на восток имеются лишь весьма приблизительные суждения на основании геофизических данных и редких глубоких скважин, сосредоточенных в отдельных районах в связи с поисками нефти. Эти суждения отражены в книге В.С. Суркова и О.Г. Жеро [364], и у нас нет основания их повторять или комментировать. Несравненно более ценный и представительный материал дает изучение выходов домезозойских толщ на крайнем востоке Южного Урала и кернов тысяч буровых скважин из соседней Тюменско-Кустанайской зоны, где разведывались крупные железорудные месторождения. Ниже приведена характеристика этой и соседней с ней с востока Тобольской зоны, примыкающей уже к Убаганской зоне Казахстана. На геотектоническую природу Тюменско-Кустанайской зоны имеются две различные точки зрения (см. предыдущий раздел).

ТЮМЕНСКО-КУСТАНАЙСКАЯ ЗОНА

Тюменско-Кустанайская зона образует четко обособленную геоструктурную, петрографическую и металлогеническую провинцию. Она прослеживается в субмеридиональном направлении более чем на 1500 км, примерно от широты Уват-Хантымансийского срединного массива (севернее г. Тобольска) до юго-восточной окраины Аральского моря. Ширина зоны меняется от 50 км в центральной части (южное окончание Ливановского разлома) до 200 км в северной части (Тюменская область). В южном направлении прогиб прослеживается, по данным геофизики, в район Северных Кызылкумов и далее на юго-востоке сочленяется со структурами Тянь-Шаня. Эта зона сочленения разными исследователями понимается по-разному. По мнению В.Г. Гарьковца [60, 61], зона трассируется в Чаткало-Кураминский район. Такой же точки зрения придерживаются и другие исследователи [264, 267]. Однако это мнение разделяется не всеми геологами. В частности, А.А. Абдулин и др. [5] считают Чаткало-Кураминский вулкано-плутонический комплекс южным продолжением Тобольско-Убаганской зоны, расположенной восточнее Тюменско-Кустанайской зоны.

Относительно природы Тюменско-Кустанайской вулкано-плутонической зоны в литературе также существуют различные точки зрения: 1) периферическая парагеосинклиналь, отождествляемая с вторичным краевым прогибом [21]; 2) краевой вулканический пояс



Р и с . 22. Структурное районирование восточной окраины варисцид Урала

1, *2* — границы структур первого (*1*) и второго (*2*) порядка. Структурно-формационные зоны: I — Зауральский пояс прогибов и остаточных поднятий, II — Александровско-Денисовская зона: IIа — Александровская грабен-синклиналь, IIд — Денисовская (Октябрьско-Денисовская) эвгеосинклинальная подзона; III — Тюменско-Кустанайская зона: IIIв — Валерьяновская структурно-фациальная подзона, IIIб — Боровская подзона; IV — Тобольско-Убаганская структурная зона; V — Прикокчетавская структурная зона Казахстанской складчатой области

[60]. А.А. Абдулин и др. [5] к краевому вулканическому поясу относят только ее восточную часть — Боровскую подзону. Недавно были высказаны соображения о принадлежности рассматриваемой зоны к типу межгорных впадин рифтового происхождения [149].

Тюменско-Кустанайская зона как крупная отрицательная структура на всем своем протяжении граничит на западе и востоке с более древними структурами по глубинным разломам. На западе зона непосредственно соприкасается с Александровско-Денисовской, на востоке и юго-востоке сочленяется с Тобольско-Убаганской, входящей в складчатую систему Казахстана (рис. 22). В Тюменско-Кустанайской зоне чрезвычайно широко распространены нижнекаменноугольные отложения, представленные вулканогенными, осадочными и вулканогенно-осадочными формациями.

По данным тематических исследований последних лет, проводимых геологами Северо-Казахстанского геологического управления (А.М. Захаров), ордовикско-нижнедевонские отложения широко развиты в крайней, южной, части зоны. Они обнажены также на значительных площадях в соседних структурах с запада и востока, где представлены метаморфизованными толщами осадочных и вулканогенных пород.

Отложения среднедевонско-нижневизейского яруса составляют структурно-вещественный комплекс основания зоны, на котором в визе-серпуховское время формировался вулкано-плутонический пояс с крупнейшими в мире магнетитовыми месторождениями.

О строении основания Тюменско-Кустанайской зоны имеется очень мало данных. Обнаружение древних пород в отдельных разрозненных точках, конечно, не дает сколько-нибудь полного представления об их развитии. Тюменско-Кустанайская зона по структурно-вещественным признакам подразделяется на две подзоны: Валерьяновскую, западную, и Боровскую, восточную. Анализ стратиграфических разрезов, изученных в разных частях зоны, особенности литологического и фациального состава пород позволяют в настоящее время выделить в пределах этих зон ряд формаций, охарактеризованных ниже.

ВАЛЕРЬЯНОВСКАЯ ПОДЗОНА

Геологические комплексы, участвующие в строении зоны, лучше всего изучены в Валерьяновской подзоне. Наиболее древние породы относятся к живетскому ярусу среднего девона. Комплексы вулканогенно-осадочных формаций с рассмотрением литологических, петрохимических и фациальных особенностей состава достаточно полно охарактеризованы в монографических работах А.М. Дымкина [92–94], В.Н. Агафонова [7], А.С. Поспеловой, А.М. Захарова [279], А.А. Абдулина и др. [5], В.А. Шадриной [396]. В составе комплексов в пределах зоны можно выделить следующие главные формации: а) терригенно-карбонатную; б) песчано-сланцевую (чернослацевую); в) осадочно-вулканогенную (андезито-базальтовую вулканоплутоническую); г) вулканогенно-терригенную и д) туринскую липарит-базальтовую (рис. 23).

Терригенно-карбонатная формация вскрыта единичными скважинами в пределах отдельных антиклинальных структур как на севере, так и на юге зоны. Осадочные породы представлены песчано-глинистыми сланцами и известняками, темно-серыми аргиллитами, песчаниками полимиктовыми, тонко-среднезернистыми, с подчиненными прослоями эффузивов среднего состава. Количество известковых пород очень изменчиво; наблюдаются почти карбонатные разрезы, представленные серыми до темно-серых известняками, местами глинистыми с прослоями туффитов; имеются разрезы, в которых известняки почти отсутствуют. Обращает на себя внимание очень слабое изменение пород, в которых повсеместно сохранился глинистый материал, а известняки обнаруживают пелитоморфное строение, в них иногда наблюдаются углистые частицы. Мощность отложений формации не превышает 1000 м. По находкам фораминифер, табулят и брахиопод формация относится к среднему и частично верхнему девону [7].

Песчано-сланцевая формация (чернослацевая) широко развита как по периферии Тюменско-Кустанайской зоны, так и в пределах отдельных площадей в центральной части региона. Отложение осадков формации, судя по геологическому разрезу зоны, непосредственно предшествовало образованию в геосинклинальных трогах протяженных геоантиклинальных поднятий с образованием вулканической гряды. Отложение современных осадков, подобных этой формации, в морских бассейнах осуществляется в восстановительных условиях и относительно спокойном тектоническом режиме [48]. Все это наложило отпечаток на характер формации. В частности, ей свойственны тонкозернистость и черная окраска. Восстановительная среда, как известно, благоприятствует образованию сульфидов, которые повсеместно импрегнируют породы. Одним из характерных признаков формации является наличие скорлуповатых конкрециевидных текстур в породах.

Наиболее полные разрезы этой формации наблюдаются в восточных районах зоны. Здесь преобладают темно-серые до черных тонкослоистые или массивные плотные аргиллиты, почти черные глинистые, и кремнисто-глинистые и углисто-глинистые сланцы.

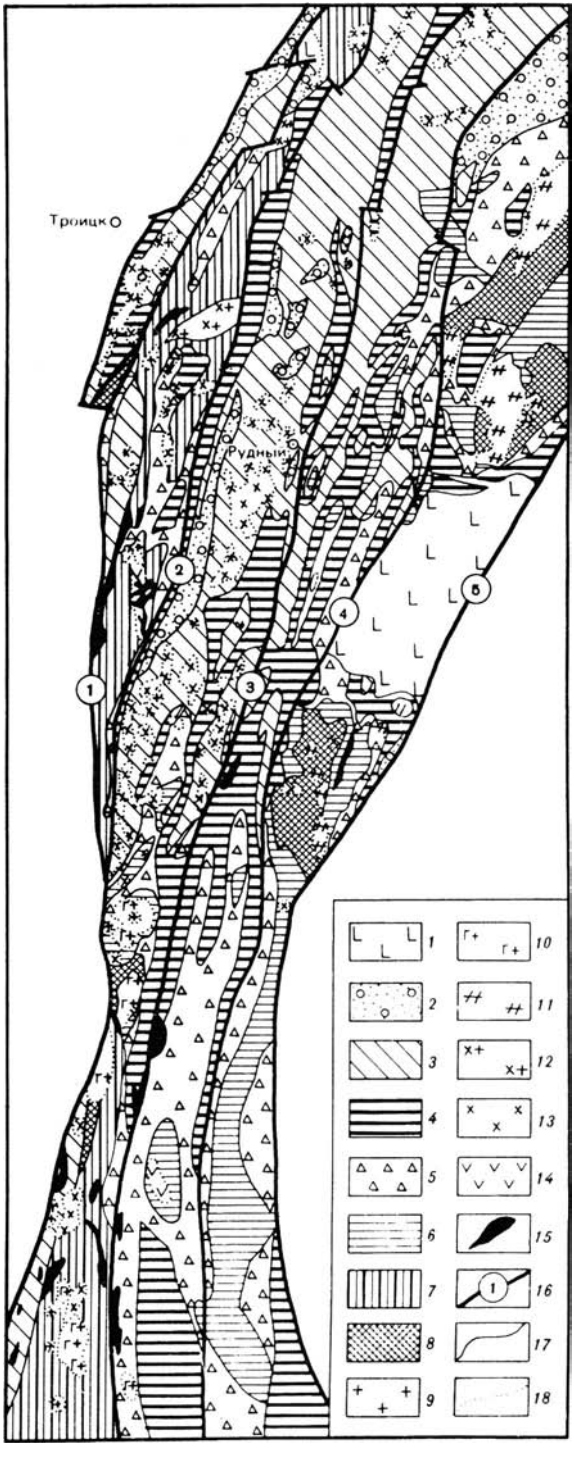
Породы нередко плитчатые с раковистым изломом и рассеянной вкрапленностью сульфидов. Здесь, как и в терригенно-карбонатной формации, осадочные породы очень слабо преобразованы, степень их изменения не достигает даже начальных фаций регионального метаморфизма. Наиболее мощные их накопления пространственно совмещены с рудным полем. Вулканогенные породы в этом разрезе крайне редки. Они встречены в зонах западного борта Валерьяновской подзоны среди песчано-сланцевых пород с прослоями черных углистых сланцев. По составу эффузивы представлены андезито-базальтовыми порфиритами, участками интенсивно рассланцованными. Возраст формации определяется по смешанному турне-визейскому комплексу фораминифер [279]. Мощность отложений от 500 до 1200 м.

Взаимоотношение этой формации с нижележащими толщами изучено недостаточно; в центральной части Валерьяновской подзоны нижний контакт ее с подстилающими породами нигде не вскрыт скважинами; в северной же части зоны (восточный борт в Курганском Зауралье), по данным завершенных в 1982 г. съемочных работ масштаба 1:200 000 (А.М. Пумпянский), нижний контакт постепенный. В северной части прогиба отложения этой формации характеризуются в отличие от центральной (кустанайской) части, как правило, ритмичным строением, обусловленным чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов. Среди этих разностей пород встречаются прослои известняков с фораминиферами.

Отложения этой формации в незначительном объеме наблюдаются и в более западных частях региона, в пределах Александровской грабен-синклинали Александровско-Денисовской структурной зоны. Здесь эта формация представлена преимущественно терригенно-карбонатными породами: углисто-кремнистыми сланцами, темными полимиктовыми песчаниками и известняками с фауной верхнего турне. В нескольких местах, обнажающихся по рекам Средний и Нижний Тогузак, в основании разреза наблюдаются слои мелкогалечниковых конгломератов, т.е. устанавливается локальный перерыв в

Р и с . 23. Распространение вулканогенно-осадочных и интрузивных формаций восточной окраины варисского Урала

Вулканогенно-осадочные формации: *1* — липарит-базальтовая (T_{1-2}), *2* — вулканогенно-терригенная континентальная моласса (C_{2-3}), *3* — осадочно-вулканогенная (железоносная) (C_1v_2–sp), вулканогенно-осадочная (C_1v_2–sp), *4* — карбонатно-терригенная (D_3–C_1v_1), терригенно-карбонатная (D_{2-3}), песчано-сланцевая (D_3–C_1v_1) нерасчлененные, *5* — терригенная (Тобольско-Убаганская зона), нерасчлененные морская терригенная и андезито-базальтовая (Александровско-Денисовская зона) (D_{2-3}), *6* — терригенно-вулканогенная (D_{1-2}), *7* — песчано-сланцевая (S_1ln–w_1), спилит-диабазовая (O_3(?)–S_2w–ld) нерасчлененные (Александровско-Денисовская зона), *8* — нерасчлененные нижнепалеозойский и докембрийский комплексы (PZ_1); интрузивные формации (комплексы): *9* — гранитный позднепалеозойский (PZ_3), *10* — сулукульский габбро-гранитный (C_1–C_3), *11* — убаганский интрузивный (C_{1-2}), *12* — диорит-гранодиоритовая (тобольский комплекс), диорит-гранитная (милютинский комплекс) нерасчлененные (C_{1-2}), *13* — габбро-диорит-гранодиоритовая (соколовско-сарбайский комплекс) (C_{1-2}), *14* — габбро-плагиогранитная (джанганинский комплекс) (O_3(?)–S_2w–ld), *15* — гипербазитовая нерасчлененная по возрасту; *16* — тектонические разрывные нарушения (1 — Тобольский, 2 — Ливановский, 3 — Апановский, 4 — Центральнотургайский, 5 — Севастопольский); *17* — геологические границы формационных комплексов; *18* — границы ареалов распространения интрузивных комплексов


Троицко
Рудный
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18

осадконакоплении. Мощность отложений песчано-сланцевой формации в Александровско-Денисовской зоне не превышает сотен метров.

Осадочно-вулканогенная (андезито-базальтовая вулкано-плутоническая) формация детально описана во многих работах, так как с ней связано образование всех железорудных месторождений [92, 104, 201]. Формация сложена морскими вулканогенно-осадочными породами мощностью 2000–3000 м, распространенными практически повсеместно. Изученность этой формации неравномерная. Разрезы пород, относящиеся к данной формации, наиболее полно исследованы в центральной части зоны — от широты г. Кургана до южного окончания Ливановского глубинного разлома. Формирование вулканогенно-осадочного комплекса происходило в прибрежно-морских условиях. Преимущественным развитием пользуются здесь пирокластические образования, содержащие потоки и покровы эффузивов андезитового и андезито-базальтового состава; карбонатные и терригенные породы играют подчиненную роль.

Пирокластические образования как среди лавовых покровов, так и в самостоятельных прослоях крайне разнообразны по составу. В районе г. Кургана пирокласты представлены кристалло- и литокластическими туфами андезитовых и андезито-базальтовых порфиритов. В наиболее детально описанных районах (Соколовско-Сарбайское рудное поле) пирокластика нижних горизонтов описываемой формации представлена, как правило, метасоматически измененными плотными плагиоклазовыми и роговообманковыми разностями порфиритов среднего и андезито-базальтового состава. Туфогенные породы (туфопесчаники, туфоалевролиты), туфы андезитовых порфиритов с прослоями известняковых туффитов, содержащих морскую фауну среднего визе, по разрезу сменяются толщей преимущественно карбонатных пород, отвечающей по возрасту нижней части верхневизейского подъяруса. Неизмененные разности известняков богаты морской фауной — фораминиферами, обломками мшанок, кораллов, остракод и члеников криноидей. Верхняя часть верхневизейских образований сложена довольно монотонными зеленовато- или темно-серыми известковистыми туффитами, которые вверх по разрезу сменяются весьма пестрыми по фациальному составу терригенными породами, относимыми к серпуховскому ярусу. Эти породы представлены песчаниками с прослоями известковистых брекчий, мелкогалечных конгломератов и маломощных покровов лав и туфов андезито-базальтовых порфиритов, кварцевых и дацитовых порфиров.

Следует подчеркнуть исключительно пестрый состав образований данной формации. Устанавливаются значительные различия в наборе и составе пород, мощности и характере взаимоотношения этих пород как внутри формации, так и с породами вышеи нижележащих формаций. Вулканогенно-осадочные образования данной формации подразделяются на ряд свит и серий, вещественный состав и их характер взаимоотношений исследователями принимается и понимается различно. Так, в пределах северной части подзоны данная формация подразделяется на валерьяновскую

(C_1v_{2-3}) и качарскую (C_1v_3) серии, образования которой между собой связаны согласными и постепенными переходами. Их различия, по мнению А.М. Пумпянского, определяются в основном изменением палеогеографических условий — сменой морского режима на субаэральный. В более южных районах (Качарско-Давыдовский, Соколовско-Сарбайский) между валерьяновской серией (свитой) и качарской свитой (андреевской по Н.Г. Пиунову, В.А. Самохвалову и Г.И. Шестаку) в пределах Качарского рудного поля существуют внутренние стратиграфические несогласия. По их мнению, в пределах собственно валерьяновской свиты, состоящей из толщ, отождествляемых с сарбайской, соколовской и куржункульской свитами, существуют скрытые несогласия, обусловленные перерывами в осадконакоплении. В то же время для расположенного южнее Соколовско-Сарбайского рудного района большинство исследователей подчеркивают согласное залегание этих свит и постепенный характер взаимопереходов.

Отложения, относящиеся к описываемой осадочно-вулканогенной формации, как уже упоминалось ранее, слагают также крупную Александровскую грабен-синклиналь, расположенную в западном борту центральной части Александровско-Денисовской структурной зоны. Здесь формация представлена в основном известняками и вулканогенными породами с прослоями терригенных пород — песчаников, алевролитов и, реже, аргиллитов. Вулканогенные породы представлены пироксен-плагиоклазовыми и плагиоклазовыми порфиритами базальтового, андезито-базальтового состава. В местах прорыва эффузивно-осадочной толщи интрузиями диоритов и гранодиоритов отмечаются рудопроявления скарново-магнетитовых руд. Взаимоотношения пород этой формации здесь также недостаточно выяснены. Нижний контакт их предположительно согласный, но рядом исследователей (Е.П. Щулькин, Ю.П. Бердюгин) подчеркивается наличие внутриформационного перерыва, приходящегося предположительно на поздневизейское время. По их мнению, об этом свидетельствует наличие горизонта полимиктовых песчаников (мощностью 250–300 м). Мощность формации от 1000 до 2000 м.

Таким образом, отложения осадочно-вулканогенной формации образовались в условиях неустойчивого морского режима в период начавшейся регрессии морского бассейна в поздневизейское время. На отдельных участках (особенно в пределах месторождений) типы разрезов этой формации, в целом сходные по общему составу, облику и набору породных ассоциаций, отличаются друг от друга большим или меньшим развитием карбонатных отложений при относительно близком составе эффузивов.

Вулканогенно-терригенная молассовая формация в пределах описываемой территории довольно широко распространена в эрозионно-тектонических депрессиях и центральных частях синклинальных структур, приуроченных преимущественно к пограничным зонам глубинных разломов. Большинство исследователей отложения этой формации по возрасту относят к среднему – верхнему карбону. В частности, в Курганском Зауралье, в пределах Звериноголовской де-

прессии, расположенной в области сочленения Тюменско-Кустанайской и Тобольско-Убаганской зон, А.М. Пумпянским была собрана коллекция фораминифер (определения М.В. Постоялко), характерных для башкирского яруса. В составе формации здесь довольно отчетливо выделяются две толщи: нижния вулканогенно-осадочная и верхняя терригенная. В нижней толще преимущественно развиты зеленовато-серые вулканомиктовые песчаники, алевролиты с прослоями серых органогенно-детритовых известняков и известковистых песчаников с фауной фораминифер, брахиопод и кораллов. Обломки в песчаниках и алевролитах представлены эффузивами среднего и основного состава. В верхней толще, относимой А.М. Пумпянским к московскому ярусу, преимущественно развиты красноцветные терригенные образования: брекчии, конгломераты, гравелиты, разнозернистые песчаники. В обломках встречаются известняки с визейской и визейско-серпуховской фауной. Мощность отложений формации в Курганском Зауралье до 2000 м.

В более южных районах, в Качарско-Давыдовском рудном поле, эта формация также представлена двумя толщами приблизительно одинаковой мощности (350 м). Нижняя состоит преимущественно из известковистых песчаников, алевролитов, брекчий. На ней с размывом залегает вулканогенная толща, представленная преимущественно порфиритами и их туфами базальтового и андезито-базальтового составов. Отличительными особенностями вулканогенной толщи являются: свежесть и более основной состав эффузивов, отсутствие известковистых разностей песчаников, широкое развитие миндалекаменных разностей андезито-базальтовых порфиритов с прослоями диабазовых порфиритов и долеритов. Образование осадков формации происходило в континентальных условиях. Мощность разреза 1000–1500 м.

Нижняя возрастная граница формации определяется по фауне в известковистых гальках, содержащих серпуховские, а в более западных районах (Александровско-Денисовская зона) и позднедевонские фораминиферы.

Верхнекаменноугольные и пермские образования на рассматриваемой территории неизвестны. Палеозой несогласно перекрывается слабо литифицированными мезозойскими отложениями, приуроченными к депрессиям в палеозойском фундаменте. Описываемые ниже отложения относятся к так называемой туринской серии нижнего и среднего триаса (липарит-базальтовая формация). Триасовые отложения широко известны в пределах Тобольско-Убаганской структурной зоны, где ими выполнен ряд крупных грабенов (Кушмурунский и др.). В Тюменско-Кустанайской зоне породы туринской серии достоверно известны лишь в ее северной части, в Курганском Зауралье. По данным проводимых А.М. Пумпянским в последние годы геологосъемочных работ, состав туринской серии представляется в следующем виде. На базальной толще грубообломочных осадков залегает эффузивная толща базальтов и подчиненных им кислых эффузивов с прослоями туфов и осадочных пород. Нередко покровы базальтов характеризуются зональным строе-

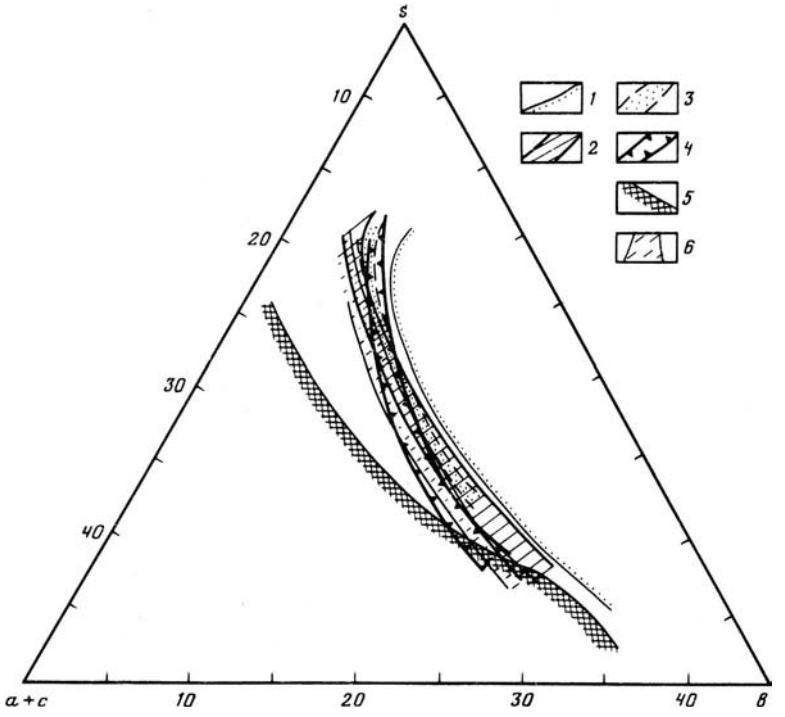
нием: нижняя и реже средняя части потоков преимущественно имеют темно-серую до почти черной окраску, а верхняя — обычно красно-бурая и представлена амигдалоидными разностями пород. В случае мощных покровов зональное строение проявляется в увеличении степени раскристаллизованности от периферических частей к центральной части.

Верхняя часть туринской серии представлена переслаивающимися аргиллитами, алевролитами и песчаниками с подчиненными им прослоями гравелитов и базальтов. К туринской серии относятся также силлы и покровы липаритов и субвулканических тел гранит-порфиров. Они приурочены преимущественно к верхним горизонтам так называемой бичурской свиты. Как и базальты, кислые породы характеризуются кайнотипным обликом. Характерной особенностью химизма кислых пород являются преобладание K над Na и повышенная железистость их, чем они резко отличаются от кислых пород нижнекаменноугольного возраста. Пространственная и временная связь базальтов и липаритов позволяет рассматривать их в составе единой контрастной базальт-липаритовой формации, формировавшейся на начальном этапе платформенного развития.

В составе интрузивных образований рассматриваемой зоны можно выделить следующие главные формации [21, 92, 104, 201]: гипербазитовую, габбро-диорит-гранодиоритовую, габбро-гранитную и долеритовую.

Гипербазитовая формация представлена мелкими массивами в виде прерывистых поясов, приуроченных к глубинным разломам: Тобольско-Ливановскому на западе и Центральнотургайскому — Апановскому на востоке. В размещении массивов обращает на себя внимание одна особенность — они находятся преимущественно вне пределов развития железоносной вулкано-плутонической формации, составляя как бы северный и южный фланги Тюменско-Кустанайской зоны. Породы массивов в значительной степени серпентинизированы. Массивы северо-западной части Тюменско-Кустанайской зоны по формационной принадлежности относятся к дунит-пироксенитовому типу [234].

Габбро-диорит-гранодиоритовая формация находится в тесной пространственной и временной связи с комагматичной андезито-базальтовой, составляя единую вулкано-плутоническую формацию. С ней генетически связано образование крупнейших в стране скарново-магнетитовых месторождений, образующих Главный железорудный пояс Тургая. Интрузивные образования Тюменско-Кустанайской зоны представлены интрузивными и субвулканическими телами соколовско-сарбайского комплекса (габбро-диорит-гранодиоритовая формация). Интрузивные породы с исчерпывающей полнотой описаны в монографических работах А.М. Дымкина [92], А.Е. Бекмухаметова [20], О.К. Ксенофонтова, А.И. Ивлева [201] и др. Массивы этой формации в основном приурочены к центральной части зоны, а также располагаются в наложенных грабен-синклинальных структурах Александровско-Денисовской зоны на западе. В пределах Валерьяновской подзоны интрузивные массивы разме-



Р и с . 24. Диаграмма $(a+c)$ — S – b

a, *c*, *b*, *S* — петрохимические параметры в системе А.Н. Заварицкого. Серии: *1* — толеитовая Курильской островной дуги, *n* = 106 [220], *2* — известково-щелочная Курило-Камчатской зоны, *n* = 1617 [220], *3* — известково-щелочная Охотско-Чукотского краевого пояса, *n* = 400 [377], *4* — известково-щелочная Валерьяновской структурно-фациальной подзоны, *n* = 430 [93], *5* — щелочная океаническая [373], *6* — субщелочная тыловых зон внутренних океанических островных дуг северо-западного сектора Тихоокеанского пояса, *n* = 47 [255, 362, 254]

щены неравномерно и образуют небольшие по размерам (от 10 до 150 км^2) дифференцированные плутоны — от габбро до диоритов и гранодиоритов. В плане эти многочисленные мелкие плутоны образуют ряд близких к изометрической форме ореолов с центрами с юга на север: пос. Бенкала, г. Рудный, с. Усть-Уйское, г. Курган. Особенно отчетливо это наблюдается в железорудных районах юга Валерьяновской подзоны. Приурочены они преимущественно к центрам наиболее интенсивного вулканизма.

Многие исследователи подчеркивают изменение состава интрузивов в зависимости от фации глубинности и величины эрозионного среза. Обычно выделяются следующие интрузивные фазы: ранняя, имеющая состав габбро или габбро-норитов, и поздняя, по составу отвечающая диориту или гранодиориту. В строении отдельных плутонов преимущественно развиты породы какой-либо одной интрузивной фазы. Вмещающие породы, среди которых залегают интрузивы, нередко изменены метасоматическими процессами с образованием осветленных пород, скаполит-скарновых метасоматитов. Мас-

сивы габбро-диорит-гранодиоритовой формации характеризуются гипабиссальным обликом, нередко взаимопереходами к эффузивным породам через порфировые или порфировидные разности идентичных по составу пород (образуя с ними единую вулкано-плутоническую ассоциацию).

Субвулканические тела наиболее широко представлены в северной части зоны в Курганском Зауралье. В пределах железорудных месторождений они слагают преимущественно согласные пластовые тела мощностью от нескольких до 100 м. В петрохимическом отношении это разнообразные породы преимущественно основного и среднего состава (габбро-диабазы, диабазовые порфириты, диорит-порфириты). Для них характерны также интрузивные взаимоотношения с вмещающими вулканогенно-осадочными образованиями. Они прорывают фаунистически охарактеризованные средне-верхневизейские отложения.

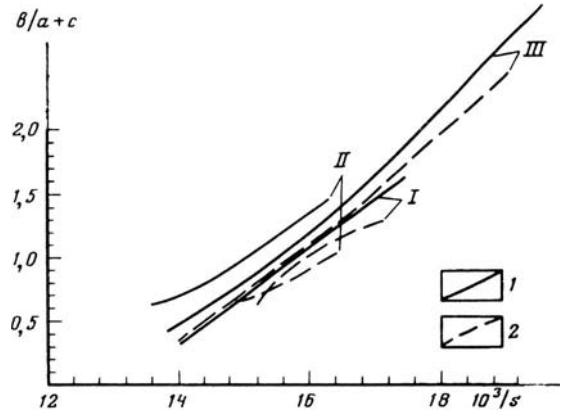
Как уже отмечалось выше, природа валерьяновской вулкано-плутонической ассоциации (андезито-базальтовая и габбро-диорит-гранодиоритовая формация) рассматривается разными исследователями по-разному. Поэтому представляется уместным подробнее остановиться на этом вопросе. Литолого-формационная общность породных ассоциаций и петрохимическое сходство тех или иных образований в какой-либо структурной формационной зоне с вулканогенно-осадочными комплексами современных геоструктурных зон естественно предполагает и сходство в происхождении и развитии древней структуры.

При сравнительном сопоставлении вулканогенно-осадочных пород Валерьяновской вулкано-плутонической ассоциации с соответствующими комплексами краевых вулканических поясов, внутренних островных дуг и подводных вулканических хребтов окраинных морей[1] выявилось следующее:

1. Вулканиты андезито-базальтовой формации Валерьяновской зоны в петрохимическом отношении близки вулканитам подводных хребтов окраинных морей (рис. 24) и относятся к субщелочному типу известково-щелочной серии.

2. Вулканогенно-осадочные образования зоны вполне сопоставимы с аналогичными комплексами подводных вулканических хребтов окраинных морей (в частности, это сходство хорошо прослеживается на примере Ребуно-Монеронского подводного хребта в Японском море [254], где формирование вулканогенно-осадочной толщи (псаммитовых и алевро-пелитовых туффитов, туфопесчаников, пелитовых туффитов, пелитоморфных известняков, доломитов) с

[1] Здесь и далее нами вслед за Г.М. Власовым и др. [48] к внутренним островным дугам относятся те их структуры, которые приближены к окраине континента, такие, как Центрально-камчатская вулканогенная зона и Большая Курильская дуга. Участки внутренних островных дуг (подводные вулканы прикурильской части Охотского моря), составляющие их подводный склон или непосредственно примыкающие к нему (Ребуно-Монеронское поднятие в Японском море, возвышенность Академии наук СССР, прогиб Лебедя в Охотском море), названы нами тыловой зоной внутренних островных дуг.



Р и с . 25. Вариационные кривые состава вулкано-плутонических комплексов

Серии: *1* — интрузивные, *2* — вулканические. Валерьяновская подзона: I — Алешинское рудное поле, II — Соколовское рудное поле, III — Центральнокамчатская зона [382]. Остальные пояснения см. на рис. 24

субвулканическими телами (дайки, силлы) долеритов мощностью до 30 м происходило в морских условиях. В составе вулканитов решительно преобладают базальты и андезито-базальты. В резко подчиненном количестве присутствуют фельзит-порфиры и туфобрекчии риолитового состава. Как было показано выше, аналогичным комплексом представлена и осадочно-вулканогенная формация Валерьяновской зоны. Характерной особенностью краевых вулканических поясов, как известно, [187], являются кислый магматизм и наземные условия формирования краевых поясов, чего не наблюдается в Валерьяновской подзоне.

3. Сходство химизма магматизма Тюменско-Кустанайской зоны с особенностями магматитов тыловых зон внутренних дуг и подводных хребтов окраинных морей устанавливается и по соотношению составов вулканитов и соответствующих им интрузивных аналогов. При сопоставлении петрохимических особенностей вулканогенно-интрузивных комплексов (рис. 25) отчетливо выявляется более лейкократовый состав пород вулканической серии по сравнению с интрузивными эквивалентами. Как видно из диаграммы, указанная закономерность подтверждается и для комагматической серии Центральной Камчатки, в то время как в краевых вулканогенных поясах картина как раз обратная [93, 277]. Указанные закономерности, по-видимому, имеют общее значение для режима становления вулкано-плутонических ассоциаций позднегеосинклинального и раннеорогенного этапов развития подвижных зон.

4. Для магматитов внутренних дуг Центральнокамчатской и Большой Курильской и Валерьяновской зоны по сравнению с Охотско-Чукотским поясом характерно более низкое отношение K_2O/Na_2O в ряду базальт – андезит – липарит. Для магматитов первых двух структур эти отношения соответственно равны 0,4–0,8 и 0,3–0,6, для последнего же имеем 0,5–1,0 (нижний мел) и 0,6–1,2 (верхний мел).

5. Резкие различия между базальтами островодужного типа (Курило-Камчатская дуга, Валерьяновская зона) и континентальными устанавливаются при сравнении содержаний малых элементов и их соотношений. Как показано рядом авторов [220, 433], контрастность в содержании малых элементов особенно отчетлива в группе базальтов и андезито-базальтов. Так, магматиты внутренних островных дуг (Курило-Камчатская дуга) характеризуются отношениями Ni/Co < 2, V/Ni > 10. Магматиты Валерьяновской зоны имеют те же характеристики, тогда как континентальные базальты характеризуются отношениями Ni/Co > 2, V/Ni < 10 [433].

6. Большое сходство с внутренними дугами устанавливается по содержанию TR и соотношению их групп. По данным Л.Л. Леоновой [220], в кислых эффузивах островных дуг содержание ΣTR не превышает 82–105 г/т при отношении Ce/ΣY = 0,8–1,1. Липариты Валерьяновской зоны содержат TR в пределах 86–124 г/т при отношении Ce/ΣY = 0,8–0,9.

7. Обращает на себя внимание резкое различие геофизических характеристик окраинно-континентальных и внутриконтинентальных вулканогенных поясов. В частности, по сочетанию аномалий физических полей — поясов интенсивных положительных гравитационных аномалий, сопровождаемых полосами магнитных аномалий и соответствующих преимущественно зонам дробления и интенсивного магматизма, Валерьяновская подзона вполне сопоставима с тыловыми зонами внутренних дуг.

Таким образом, по набору и соотношению породных ассоциаций, петрохимическим и фациальным особенностям Валерьяновская подзона вполне оправданно сопоставляется с магматитами тыловых зон внутренних островных дуг, в частности с вулканическими хребтами окраинных морей. Формационные группы пород подзоны можно отнести к зрелой и поздней стадиям геосинклинально-орогенного этапа, развивавшимся в пределах шельфа и материкового склона [254], где кора характеризуется относительно слабо "гранитным" слоем.

Однако следует иметь в виду, что нами рассмотрены лишь вопросы, касающиеся химизма вулкано-плутонических комплексов и их геохимических особенностей. Поэтому здесь изложены только некоторые выводы, непосредственно вытекающие из содержания данного раздела. Естественно, что окончательные выводы в целом о природе рассматриваемых зон можно будет сделать после рассмотрения более широкого круга вопросов, включая детальный палеогеографический и структурно-тектонический анализы.

Габбро-гранитная формация (сулукульский комплекс), выделенная А.Е. Бекмухаметовым [21], распространена в южной части Тюменско-Кустанайской зоны. К этой формации отнесены батолитовые интрузивы с площадями выходов от 300 до 400 км^2. Обычно рассматриваются две резко разновозрастные интрузивные фазы: ранняя, соответствующая ранним внедрениям габбро и диоритов, и поздняя, представленная преимущественно гранодиоритами, слагающими основную часть массивов. Вмещающие нижнекаменноуголь-

ные породы в экзоконтактовых ореолах метаморфизованы с образованием скарноидов и по возрасту относятся к нерасчлененному верхнему палеозою.

Долеритовая формация значительно распространена в северной части Тюменско-Кустанайской зоны и представлена преимущественно дайками и силлами долеритов, хорошо изученными в пределах железорудных месторождений и ряда аномалий (Глубоченское, Ипполитовская, Дулинская и др.). Дайки крутопадающие, преимущественно субширотного простирания, мощностью до 100 м.

Микроскопически это довольно однообразные по составу и структуре породы, нередко обладающие зональным строением, заключающимся в увеличении зернистости от периферических частей к центральным частям силловых залежей. По химическому составу долериты очень выдержаны и близки к траппоидам Сибирской платформы. Большое сходство петрографического и петрохимического составов долеритов Курганского Зауралья с липарит-базальтовой формацией позволяет считать их комагматами туринской серии.

Распространение пород этой формации, по-видимому, не ограничивается территорией Курганского Зауралья. Эффузивы кайнотипного облика наблюдаются и в более южных районах Тюменско-Кустанайской зоны, в частности в пределах Качарско-Давыдовского и Алешинско-Введенского железорудных районов, которые разными исследователями относятся либо к нижнему карбону, либо к верхнему палеозою (средний – верхний карбон). Не исключено, что породы так называемого придорожного дайкового комплекса, описанные в западном борту центральной части прогиба, также являются представителями долеритовой формации.

БОРОВСКАЯ ПОДЗОНА

Как уже отмечалось выше, не все исследователи эту подзону рассматривают в составе Тюменско-Кустанайской зоны. А.А. Абдулин и др. [5] Боровскую подзону включают в Центрально-тургайский — Кураминский краевой пояс. В составе комплекса вулканогенно-осадочных пород можно выделить следующие формации: терригенно-вулканогенную, терригенную, карбонатно-терригенную, вулканогенно-осадочную и вулканогенно-терригенную (см. рис. 23).

Терригенно-вулканогенная формация развита в Боровской структурно-фациальной подзоне, где на эрозионном срезе складчатого фундамента в ядрах антиклинальных структур наблюдаются красноцветные терригенные отложения: аргиллиты, алевролиты, песчаники, гравелиты и конгломераты с мощными прослоями лилово-бурых, розовато-серых кварцевых и миндалекаменных трахитовых порфиров, реже, андезитовых порфиритов. В нижней части разреза развиты преимущественно эффузивы кислого и среднего состава, их туфы с подчиненными им вулканомиктовыми песчаниками. По данным В.Н. Агафонова [7], отложения формации по литологическому составу и условиям залегания очень сходны с вулканогенными образованиями нижнего – среднего девона Центрального Казахстана, где последние перекрываются флористически охарак-

теризованными отложениями живетского и франского яруса. Формация в пределах рассматриваемой зоны имеет мощность не менее 1000 м.

Терригенная формация распространена практически повсеместно в южной части Боровской подзоны и представлена преимущественно красноцветной толщей вулканогенно-терригенных пород: конгломератов, гравелитов, песчаников, аргиллитов с редкими прослоями вулканогенных пород среднего и кислого состава. В последние годы в результате проводимых геологосъемочных работ в северной части Тюменско-Кустанайской зоны на продолжении Боровской подзоны (Косолаповская структура) скв. НК-1 вскрыты вулканогенно-осадочные образования, которые А.М. Пумпянский относит к среднему девону по залеганию их под фаунистически охарактеризованными отложениями верхнего девона и по сходству их состава со среднедевонскими образованиями Убаганского поднятия [234]. По мнению А.М. Пумпянского, среднедевонские отложения в Курганском Зауралье связаны постепенными и согласными переходами с распространенными здесь верхнедевонскими отложениями, содержащими фораминиферы франского яруса. Мощность формации более 800 м.

Карбонатно-терригенная формация в разрезе достаточно отчетливо подразделяется на две толщи: 1) нижнюю, преимущественно терригенную, мощностью до 1000 м, сложенную красноцветными аргиллитами, алевролитами, песчаниками, гравелитами, ближе к подошве сменяющимися конгломератами. Обломочный материал последних представлен эффузивами кислого и среднего состава, аргиллитами и другими породами. Песчаники и алевролиты состоят преимущественно из обломков андезитов и нередко содержат миллиметровые прослойки бурого угля. В толще наблюдаются редкие прослои эффузивов и их туфов основного и среднего состава; 2) верхнюю, преимущественно карбонатную, мощностью около 1000 м, представленную известняками, реже доломитами с редкими прослоями углистых аргиллитов, алевролитов, мергелей. Эта порода связана с нижней постепенными переходами. Возраст формации определяется по широкому комплексу фораминифер и брахиопод, характерных для верхов верхнего девона, фораминифер раннетурнейского и позднетурнейско-ранневизейского возраста. Суммарная мощность формации не менее 1500–1900 м.

Вулканогенно-осадочная формация представлена широко, она слагает антиклинальные структуры и состоит преимущественно из доломитизированных известняков и известняков с редкими маломощными прослоями углистых аргиллитов, гипсов. Выше по разрезу начинают преобладать вместо доломитов карбонатно-глинистые отложения среди известняков серого и темно-серого цвета. Для формации характерны появление доломитов как в основном разрезе, так и в кровле с образованием в конце визейского века гипсов и ангидритов, а также развитие подводного вулканизма в визейском веке. В это время карбонатообразование сопровождалось соосаждением вулканогенного материала преимущественно в виде пирокластики и, реже, маломощных лавовых покровов. Вулканиты по составу отвечают эффузивам среднего состава. Возраст пород фор-

мации фаунистически хорошо обоснован находками многочисленных комплексов фораминифер, брахиопод, мшанок, кораллов, соответствующих широкому возрастному диапазону — от среднего визе до серпухова. Мощность формации не менее 2000–2500 м.

Вулканогенно-терригенная формация в центральной части Боровской подзоны представлена красноцветными песчано-глинистыми отложениями (песчаники, аргиллиты) с прослоями грубообломочных (туфобрекчии, туфы, туфопесчаники) вулканогенных пород. По облику и составу породы довольно однотипны во многих разрезах. Различие заключается в преимущественном развитии в отдельных разрезах осадочных и вулканогенных пород. В возрастном отношении породы формации относятся к башкирскому ярусу среднего карбона на том основании, что они связаны постепенными переходами с подстилающей ее вулканогенно-осадочной формацией, а вулканогенные породы нередко характеризуются слабыми вторичными изменениями за счет карбонатизации, альбитизации и т.д. Мощность пород 500–800 м.

В северной части в пределах Курганского Зауралья среднекаменноугольные образования, как установлено геологосъемочными работами последних лет, широко распространены в тектонических депрессиях, приуроченных к зонам глубинных разломов. Здесь эта формация представлена зеленовато-серыми вулканополимиктовыми песчаниками, алевролитами и серыми органогенно-детритовыми известняками с фауной фораминифер, кораллов и брахиопод, относящимися также к башкирскому ярусу. Верхнюю же часть формации образуют красноцветные терригенные отложения молассоидного типа (брекчии, гравелиты, разнозернистые песчаники), которые А.М. Пумпянский относит к московскому ярусу. Общая мощность пород формации 2000 м.

Интрузивные образования Боровской подзоны в формационном отношении относятся к следующим формациям: гипербазитовой, габбро-плагиогранитной, габбро-диорит-гранодиоритовой и габбро-гранитной. Образуют они отдельные небольшие по размерам массивы и расположены преимущественно в северной и южной частях подзоны. Металлогения их остается пока не выясненной.

СОПОСТАВЛЕНИЕ МАГМАТИЗМА ОПИСАННЫХ ПОДЗОН

В настоящее время мало кто сомневается в том, что различные стадии (этапы) развития подвижных зон характеризуются набором определенных вулкано-плутонических комплексов, принадлежащих тем или иным петрохимическим сериям (толеитовая, известково-щелочная, шошонитовая и т.д.). В связи с этим представляется важным провести петрохимические исследования магматитов вышеописанных структурно-формационных зон. При сравнительном анализе в качестве эталона была использована базальт-андезит-липаритовая известково-щелочная серия Курило-Камчатской зоны, петрохимические характеристики которой получены на весьма представительном материале (1600 анализов) [220].

При сравнительном петрохимическом сопоставлении магматитов Тюменско-Кустанайской структурно-формационной зоны обращают на себя внимание следующие особенности в развитии магматизма.

В Валерьяновской подзоне, как уже указывалось выше, вулканиты по петрогеохимическим характеристикам сопоставляются с магматитами тыловых зон внутренних вулканических дуг (см. рис. 24). С субщелочным характером химизма хорошо увязывается распределение некоторых редкоземельных элементов.

Интрузивная серия пород соколовско-сарбайского комплекса в Валерьяновской подзоне является более фемичной относительно комагматичной ей вулканической (см. рис. 25), относительно же известково-щелочной серии островных дуг и интрузивных серий рассматриваемых зон соколовско-сарбайский комплекс является более лейкократовым.

Различия в химизме интрузивных пород и соответствующих им эффузивных эквивалентов возникают, вероятно, вследствие докристаллизационной дифференциации [276]. Суть этого процесса, по нашему мнению, состоит в том, что в расплаве до начала кристаллизации происходит разделение компонентов. Как показывает статистический анализ, докристаллизационная дифференциация приводит к накоплению щелочей, Al, Ti и Mn совместно с летучими компонентами преимущественно в верхней части магматического очага, а Mg, Ca и Fe (не всегда) соответственно в нижней его части. В соответствии с этим породы эффузивной фации имеют более лейкократовый состав по сравнению с интрузивными эквивалентами. Естественно, степень дифференцированности в таком случае будет функцией времени и уровня стояния магматических очагов. Докристаллизационная дифференциация природных магматических расплавов как фактор, обусловливающий изменение состава магм, по-видимому, имеют гораздо большее значение, чем принято думать. Таким образом, закономерность вида $(в/a+c)_п > (в/a+c)_э$ при S-const, отражающая, как известно, соотношение фемических и салических миналов в параметрах А.Н. Заварицкого, является типовым признаком вулкано-плутонического магматизма, характеризующего различные этапы развития подвижных зон (от океанического до позднегеосинклинального), в которых отсутствует влияние корового материала на процессы, протекающие в магматическом очаге.

Близкие по возрасту интрузивные комплексы Александровско-Денисовской, Тюменско-Кустанайской и Тобольско-Убаганской зон характеризуются различной сериальной принадлежностью (рис. 26) от близкой к толеитовой (милютинско-михайловский) к известково-щелочной (убаганский) и к субщелочной высокоглиноземистой (соколовско-сарбайский). Анализ фемичности этих серий по соотношению химических и салических миналов при их одинаковой кремнекислотности показывает, что соколовско-сарбайский комплекс имеет наименьшие значения величины $в/(a+c)$. Аналогичные соотношения установлены для верхнепалеозойских отложений, несмотря на резко различный состав пород, составляющих данные комплексы: джабык-карагайский в Александровско-Денисовской, придорожный

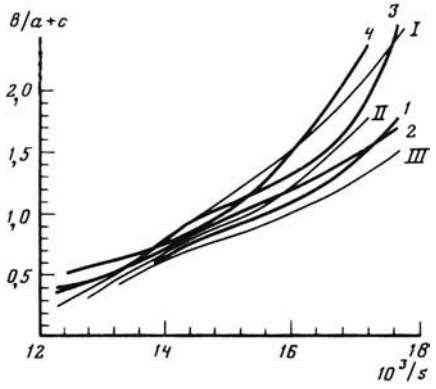


Рис. 26. Петрохимическая диаграмма $b/(a+c) — 10^3/S$

Островодужные вулканические серии: I — толеитовая, II — известково-щелочная, III — субщелочная. Интрузивные серии рассмотренных зон: 1 — Тюменско-Кустанайской, 2 — Тобольско-Убаганской, 3, 4 — Александровско-Денисовской (джанганский (3) и милютинско-михайловский (4) комплексы). Остальные пояснения см. на рис. 24

и в Тюменско-Кустанайской и каинсайский в Тобольско-Убаганской зонах. Развитие магматизма в Валерьяновской подзоне и сопредельных с ней регионах противоположно схеме развития магматизма континентальных рифтов. Как известно [115], в последних, наоборот, центральная часть региона чаще отвечает толеитовому магматизму, а периферия — щелочному с увеличением объемов магмопроявлений.

Указанные различия в составе вулканогенно-интрузивных серий вышеописанных зон, вероятнее всего, обусловлены различной глубиной формирования магмообразующих очагов [275, 276]. В соответствии с этим функцией глубины является и объем интрузивного магматизма, т.е. магматиты повышенной щелочности Валерьяновской зоны, имеющие сравнительно небольшие объемы, соответствуют производным наиболее глубинных очагов, а соседние зоны, характеризующиеся большими объемами интрузивных пород и большей известковистостью, вероятно, являются производными менее глубинных очагов.

В последнее время высказывается мнение о возможной принадлежности Тюменско-Кустанайской зоны к авлакогенным структурам типа Минусинской впадины, характеризующейся, как известно, развитием щелочной оливин-базальтовой формации. В связи с этим необходимо заметить следующее. На современном уровне знаний о магматизме Тюменско-Кустанайского прогиба в целом можно достаточно аргументированно говорить лишь о принадлежности основных типов пород к субщелочному типу известково-щелочной серии [93, 276]. Ошибочное представление о широком развитии щелочной оливин-базальтовой формации обусловлено тем, что базальтоиды субщелочного типа известково-щелочной серии по составу нередко близки к базальтам умеренной щелочности оливин-базальтовой формации Минусинского прогиба, особенностью которых является "полное отсутствие щелочных минералов и даже калинатрового полевого шпата" [72]. Эту близость в составах базальтов обоих формационных типов подчеркивал еще А.Н. Заварицкий: "Но в базальтах оба типа известково-щелочных пород как бы сливаются в общем корне" [103]. Поэтому о формационной при-

Таблица 8

Средние содержания Al_2O_3 и TiO_2 в базальтах разной формационной принадлежности, % мас.

Формация, регион, источник	Al_2O_3	TiO_2
Андезитовая формация		
Внутренние островные дуги и подводные хребты окраинных морей		
Субщелочной тип известково-щелочной серии		
Центральная Камчатка [382]	15,87	0,75
Прикурильская часть Охотского моря	18,28	1,00
Собственно известково-щелочная серия		
Курило-Камчатская зона [220]	18,84	0,98
Субщелочной тип известковисто-щелочной серии		
Курганское Зауралье [234]	18,07	0,96
Валерьяновская зона [93]	18,60	1,07
Континентальные окраины		
Охотский структурный пояс [377]	18,57	1,02
Каскадные горы [205]	17,62	1,09
Андезитовая формация в целом [205]	17,73	1,04
Щелочная оливин-базальтовая формация континентов		
Умеренно-щелочной тип		
Чулымо-Енисейская впадина, Минусинский прогиб [72]	13,68	2,58
Джидинская впадина, Прибайкалье [72]	15,34	2,58
Черниговский комплекс, Днепрово-Донецкая впадина [228]	16,37	1,67
Белоцерковский комплекс, Днепрово-Донецкая впадина [228]	11,45	2,69
Оливин-базальтовая формация в целом [205]	15,33	2,22
Трапповая формация		
Траппы Зауралья и Тургайского прогиба [205]	16,06	1,68
Курганское Зауралье [234]	15,1–16,1	1,52–1,60
Молодые платформы в целом [205]	15,6	1,66
Древние платформы в целом [205]	15,18	1,48

надлежности совокупных типов пород следует судить по химизму всей серии пород (от основных до кислых), а не особенностям одной отдельно взятой группы пород (часть не есть целое). Но, даже несмотря на близость минерального состава базальтов этих формационных типов, при внимательном анализе устанавливаются совершенно отчетливые различия между ними по ряду породообразующих окислов, имеющих важное петрогенетическое значение (Al_2O_3 и TiO_2), и особенно по содержанию редких и рассеянных элементов (табл. 8, 9).

Изложенный материал по геологии зоны сочленения Урала с Казахстаном позволяет сделать следующие выводы:

1. Восточная окраина варисцид собственно Южного Урала представляет собой пограничную структуру, расположенную на юге в зоне сочленения с каледонскими складчатыми сооружениями Казах-

Таблица 9

Содержание редких и рассеянных элементов в базальтоидах разных формациоиных типов, г/т

Формация, регион, источник	Ni	Cr	Co	V	Zr	Be
Андезитовая формация						
Курило-Камчатская зона [220]						
Курильские острова	25	31	33	350		
Камчатка	39	56	36	330		
Валерьяновская зона, включая Курганское Зауралье						
Глубоченское рудное поле	26	17	23	274	94	1,1
Березовское рудное поле	23	44	14	332	104	1,4
Петровское рудное поле	32	30	17	213	64	1,0
Качарское рудное поле	23	94	24	223	81	1,0
Баржагсинское рудопроявление	29	43	25	139	141	1,2
Щелочная оливин-базальтовая формация						
Днепрово-Донецкая впадина [228]						
Оливиновые базальты	160	232	65	633	715	5,5
Щелочные базальты	689	171	99	860	1400	5,5
Восточно-Африканский рифт [228]						
Оливиновые базальты	135	320	51	260	200	
Щелочные базальты	101	187	42	236	138	
Минусинский прогиб [72]						
Базальты	357	136	29	90	42	
Джидинская впадина [72]	94	47	15	50	52	
Трапповая формация						
В целом эффузивные и интрузивные траппы Сибирской платформы [72]	179	143	66	285	122	

стана, а на севере — с Западно-Сибирской плитой, состоящую из ряда в общем разновозрастных неоднородных по составу и строению структурно-формационных зон. Собственно варисские нижнекаменноугольные структуры занимают узкую центральную часть описываемого региона, развивающегося в особом тектоническом режиме, который по своей природе близок к рифтогенезу тыловых зон внутренних островных дуг, заложившихся на коре переходного типа.

2. Структурно-формационные зоны заложились в среднем палеозое на гетерогенном фундаменте, представленном на западе раннегеосинклинальными отложениями (Александровско-Денисовская зона), на востоке — позднеорогенными образованиями каледонид Казахстана (Боровская, Тобольско-Убаганская зоны). В связи с этим Александровско-Денисовская зона может рассматриваться в качестве отторгнутого блока герцинид Урала, в котором Александровская синклиналь представляет собой наложенную структуру, развивающуюся синхронно с собственно Валерьяновской подзоной в средневизейско-серпуховское время.

3. Формационные ряды рассмотренных структурно-формационных зон обладают вполне определенным сходством — приуроченностью

терригенно-карбонатных толщ флишоидного типа к нижней части (девон) и красноцветных моласс к верхней части разреза (верхний палеозой). Визе-серпуховское время характеризуется интенсивным магматизмом преимущественно известково-щелочного типа, связанным с образованием валерьяновского вулкано-плутонического пояса, синхронно с которым, видимо, проявлен мощный интрузивный магматизм в сопредельных зонах.

4. Основу рудной базы рассматриваемой территории как горнопромышленного региона составляют крупнейшие в мире месторождения скарново-магнетитовой формации (Качарское, Соколовское, Сарбайское и др.), которые размещаются в Валерьяновской подзоне Тюменско-Кустанайской зоны. Вулкано-тектонические структуры представлены кальдерами, вулкано-плутонами и куполами, образованными комагматичными комплексами вулканогенных и интрузивных пород, принадлежащих к субщелочной известково-щелочной серии. Железорудные месторождения, как правило, располагаются в периферических частях этих структур и контролируются системами кольцевых и дуговых разломов.

ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ УРАЛА

История формирования земной коры — важнейшая синтетическая часть геологической теории; ее успешное восстановление зависит от достижений множества более частных направлений в геологии — стратиграфии, палеогеографии, литологии, петрологии, геохимии, тектоники и других дисциплин — и требует обобщения огромного количества данных и материалов по всем отраслям геологических знаний. При этом приходится признать, что дискуссионность многих частных выводов по конкретным вопросам геологии, накладываясь и как бы суммируясь, делает решение общих вопросов эволюции земной коры еще более спорным. Даже авторы данного раздела не во всем согласны друг с другом, и изложение некоторых его частей, как увидит читатель, является отражением взглядов преимущественно одного или другого соавтора. Объективная причина этого — в самой специфике проблемы, чрезвычайно сложной и далеко недостаточно разработанной, хотя ей уже и был посвящен в последние годы ряд публикаций [143, 264, 289, 135 и др.]. Авторы считают, что, несмотря не спорность отдельных положений данного раздела, сама постановка новых вопросов, вынос на обсуждение нетрадиционных, но уже достаточно аргументированных и созревших концепций послужат дальнейшему прогрессу в представлении о развитии Урала как самостоятельного геологического образования и как части земной литосферы.

Некоторые особенности принятой нами концепции требуют специальных пояснений. Она значительно отличается от традиционных трактовок, согласно которым вся история Урала рассматривалась в рамках представлений о последовательном проявлении ряда фаз и эпох складчатости (карельской, байкальской, каледонской, герцинской и т.п.) и связанных с ними вспышек вулканизма и метаморфизма. Сами фазы складчатости выделялись отчасти по угловым несогласиям, а преимущественно — по наличию перерывов в разрезах, отвечающих поднятиям и размывам. Такой подход, имевший всеобщее распространение, без достаточного учета формационного характера отложений, привел к неверным заключениям в понимании важнейших вопросов формирования Урала.

Так, учет только стратиграфических несогласий без должного внимания к формациям послужил основанием для ошибочного вывода о существовании в докембрии байкальской и более ранних рифейских геосинклиналей, о проявлении каледонской складчатости на западном склоне Урала [283]. Без учета характера формаций долгое время не мог быть решен и вопрос о природе процессов, приведших к возникновению уральской геосинклинали: по прежним представлениям ее образование непонятным образом следовало непосредственно за байкальской

орогенной складчатостью и было связано с загадочным явлением обрушения земной коры.

История формирования земной коры Урала с позиций современных знаний распадается на три наиболее крупных этапа: архейско-раннепротерозойский (дорифейский), рифейско-вендский (включая и кембрий) и палеозойский (без кембрия). Влияние послепалеозойских процессов на формирование земной коры Урала невелико, и о них будет кратко сказано в конце части о палеозойском этапе.

ДОРИФЕЙСКИЙ ЭТАП

Расположение и состав блоков земной коры допозднепротерозойского возраста, заключенных как среди эвгеосинклинальных комплексов, так и в толщах Центральноуральского поднятия, наводит на мысль о том, что в дорифейское время зона будущего Урала располагалась среди единого Европейско-Сибирского материка. Радиологические данные о возрасте древних толщ и сопоставление состава последних с образованиями фундамента Восточно-Европейской платформы указывают на то, что среди них преобладают карелиды, хотя есть установленные и предполагаемые беломориды, в которых обнаруживаются признаки древнейшего протокорового тоналит-трондъемитового материала, характерного для комплексов "серых гнейсов" архея [306].

Дорифейские образования, непосредственно наблюдаемые в современной структуре Урала, представлены отдельными разрозненными массивами (глыбами, тектоническими клиньями), удаленными друг от друга в меридиональном направлении на сотни и тысячи километров от Мугоджар на юге до полярных широт. Размеры их сравнительно небольшие и, за исключением Мугоджарской, обычно не превышают сотен квадратных километров. Сложены глыбы различными типами амфиболитов, кристаллических сланцев, гнейсов и лептинитов с подчиненным развитием слюдяных и глиноземистых сланцев и кварцитов, иногда железистых. В большинстве из них картируются ранние структуры, формирование которых связано с дорифейскими этапами деформаций. Минеральные ассоциации пород свидетельствуют об однородном метаморфизме на уровнях гранулитовой (Тараташский массив) и амфиболитовой (Мугоджарский, Харбейский массивы) фаций. Иногда среди минеральных ассоциаций амфиболитовой фации отмечаются реликты гранулитовой (Салдинский массив, селянкинский комплекс в Ильменогорском массиве). Это собственно мигматитовые комплексы со своей спецификой ультраметаморфических преобразований, не повторяющейся в более поздние периоды [325]. Слабометаморфизованных фрагментов дорифейской коры, характерных для зеленокаменных поясов и позднеархейско-раннепротерозойских супракрустальных комплексов щитов, на Урале не установлено. Не исключено, что они могут присутствовать среди терригенных и вулканогенно-осадочных "немых" толщ, относимых к палеозою и в той или иной степени преобразованных эндогенными процессами рифейско-палеозойского периода.

У каждого из древних массивов отмечаются индивидуальные

особенности строения, и их стратиграфические разрезы обычно несопоставимы, что вполне естественно при значительной удаленности друг от друга и возможной принадлежности к различным структурно-вещественным комплексам платформы. Однако различаются и пространственно сближенные блоки (Тараташский, Александровский, Уфалейский), и в целом это, вероятно, отражает гетерогенность строения раннедокембрийского фундамента и тектонические особенности сопряжения разнородных его частей в более позднее время. Попытки отождествления отдельных литологических толщ (свит) и протягивание их от глыбы к глыбе на протяжении всего Урала (вкрест простирания основных структур Восточно-Европейской платформы), неоднократно предпринимавшиеся с целью реконструкции раннедокембрийской коры, вряд ли правомерны. Методически более обоснована корреляция эндогенных процессов, т.е. особенностей метаморфизма, магматической деятельности и других с подобными процессами в типовых комплексах щитов, позволяющая определить относительное положение древних глыб в обобщенном гипотетическом геолого-радиологическом разрезе [192, 145].

В основании такого разреза дорифейской коры Урала достаточно отчетливо выделяются архейский чарнокит-гранулитовый (тараташский — более 2,83 млрд лет) и, возможно, подобный ему по времени мигматит-амфиболитовый (мугоджарский) уровни, аналогичные платформенным (кольскому и беломорскому), для которых по современным представлениям характерно присутствие "серых гнейсов".

Радиологические датировки позднекарельского возраста имеются практически во всех древних глыбах Урала [195]. Весьма характерны амфиболитовый диафторез и плагиогранитизация в интервале 2,1–1,9 млрд лет. С наибольшей же условностью выделен предрифейский уровень (марункеуский и, возможно, максютовский комплексы) с возрастом 1,8–1,65 млрд лет, так как достоверные аналоги комплексов этого уровня в пределах платформ не выявлены, а радиологически надежно определен Н.Г. Удовкиной лишь возраст эклогитов хребта Марун-Кеу на Полярном Урале.

Для большинства древних глыб радиологическими методами установлена многоэтапность эндогенной активности, коррелируемая событиями позднепротерозойско-палеозойской истории развития Урала. Однако вещественные преобразования в раннедокембрийских комплексах в связи с этими диастрофизмами проявляются только в виде линейных зон разнотемпературных бластомилонитов либо диафторитов и не во всех случаях могут быть увязаны с конкретными этапами. Чаще же термальное влияние геосинклинальных процессов на консолидированные (жесткие) блоки не приводит к петрографически заметным изменениям в них, но оказывается достаточным для гомогенизации изотопных, в первую очередь K–Ar- и Rb–Sr-систем, что выражается в появлении "омоложенных" значений возраста. Та же закономерность характерна для высокометаморфизованных блоков фундамента Восточно-Европейской платформы, радиологические датировки в которых часто отмечают эндогенную активность в смежных мобильных, проницаемых зонах [108].

В прилегающих к Уралу районах Восточно-Европейской платформы кристаллический фундамент гетерогенен и имеет блоковое строение [64, 29, 345]. В нем отчетливо выделяются массивы архейской консолидации, в той или иной степени преобразованные более поздними процессами. Они обтекаются дугообразными, иногда сложноветвящимися складчатыми системами свекофенно-карельского возраста. Вероятно, и в зоне Урала отмеченные в геолого-радиологическом разрезе уровни не являются границами структурных этажей, изначально сформированных или тектонических помещенных один выше другого, а отражают в основном временные соотношения пространственно разобщенных структурно-вещественных комплексов. Так, глыбы тараташского и мугоджарского уровней могут являться фрагментами архейских амфиболит-гранулитовых ареалов, происхождение которых не ясно и, вероятно, связано с генезисом древнейших протокоровых гранитоидов ("серых гнейсов"), имеющих мантийные отношения изотопов Sr 0,699–0,701 и возраст более 3,6–3,8 млрд лет [306].

В уральских массивах присутствуют петрохимические аналоги протокоровых тоналит-трондъемитовых гнейсов с близкими соотношениями щелочей – кремнезема и других компонентов, но в большинстве случаев они не могут относиться к древнейшим образованиям, чему противоречат их высокое положение в разрезе и значительная зрелость коры (селянкинская толща, первичное отношение изотопов Sr 0,712). Петрохимическим сходством с "серыми гнейсами" обладают и породы палеозойских тоналит-плагиогранитоидных формаций (островодужных), что противоречит представлениям об особом петрохимическом типе древнейших гранитоидов. Вместе с тем имеются и прямые признаки участия протокорового гранитоидного материала в составе древних глыб Урала, на что указывают выявленные в гранулитовых цирконах (2,6 млрд лет) тараташского комплекса догранулитовые цирконовые "ядра" (более 2,83 млрд лет). Эти "ядра" сохраняют признаки идиоморфизма, существенно (до 30–40%) метамиктизированы, обогащены U, Th, P, TR. Все это предполагает генетическую близость их кислому субстрату. Столь древние датировки в СССР немногочисленны, а радиологическая обоснованность раннедокембрийских событий в древних глыбах Урала, в частности в Тараташской [214], приближается к таковой типовых регионов, подобных Балтийскому щиту.

Цирконы, сходные с "догранулитовыми", тараташскими, отмечаются в тоналит-гранодиоритовых гнейсах Мугоджарского массива, крупнейшего из уральских, где и предполагается обнаружение если не собственно "серых гнейсов", то мобилизированного протокорового гранитоидного материала.

Карельские образования с возрастом метаморфизма 2,3–1,9 млрд лет выделяются на Урале достаточно уверенно. Температурные условия этого метаморфизма характеризуются интервалом от эпидот-амфиболитовой до гранулитовой фаций в режимах низких и умеренно высоких давлений, что позволяет предполагать его латеральную неоднородность.

Ультраметаморфические преобразования пород проявлены не во

всех карельских блоках и распространены они меньше, чем в более ранних комплексах. По составу в отдельных массивах преобладают базиты (Александровский, Уфалейский), в других (Салдинский, Селянкинский) значительно развиты породы, богатые кремнеземом. Относительно небольшие размеры глыб затрудняют их корреляцию с типовыми разрезами раннего докембрия в Карелии. Нижнепротерозойские отложения Карелии часто не метаморфизованы либо затронуты преобразованиями на низкотемпературном уровне зеленосланцевой фации [281]. Там же, где наблюдаются зональные переходы с возрастанием степени метаморфизма до амфиболитовой и гранулитовой фаций (Свекофеннская зона и др.), они охватывают столь значительные площади, что в пределах уральских блоков позволяет надеяться на обнаружение лишь реликтов подобных зональностей. Несмотря на сходство уральских блоков с метаморфизованными комплексами Карелии [326], для уверенной реконструкции раннепротерозойской коры данных пока мало. Можно предполагать, что пространственные соотношения карельских и архейских комплексов и геодинамический режим раннего протерозоя в зоне Урала были подобны таковым в прилегающих районах Восточно-Европейской и Сибирской платформ [167, 337].

Вопрос о возможности выделения геосинклинального этапа в карелидах Балтийского щита, видимо, потерял свою основу в связи с датированием поздним археем лопийских (гимольская, порандовская и другие серии) терригенно-вулканогенных "зеленокаменных поясов", а формации собственно карелид (2,6–1,65 млрд лет), не содержащие признаков типичных эвгеосинклиналей, интерпретируются теперь как рифтогенно-депрессионные [250]. Для них характерна трансгрессивно-регрессивная цикличность с периодической активизацией магматической деятельности, обусловливающая накопление наряду с крупнообломочным терригенным и терригенно-осадочным материалом (грабеновые формации?) пестрого комплекса вулканитов (пикриты, оливиновые базальты, кварцевые порфиры и др.).

Сонахождение мантийного и корового материала, по данным изотопного изучения Sr [191], устанавливается и на Урале в толщах селянкинского комплекса (собственно селянкинская свита — $I_{Sr} \approx 0{,}712$, ильменогорская — $I_{Sr} \approx 0{,}703$). Формационные же особенности нижнепротерозойских толщ Карелии и одновозрастных с ними образований Сибирской платформы имеют несомненные черты сходства с соответствующими особенностями дорифейских пород Урала, что позволяет говорить о возможной близости геодинамических режимов их формирования. Возможно, процессы континентального рифтогенеза в зоне Урала были ведущими не только в рифее, но и в карельское время.

Постановка вопроса о рифтогенных процессах в раннем докембрии стала возможна в связи с реконструкцией рифейской предыстории уральской эвгеосинклинали (см. следующую часть раздела). Пластичные деформации кристаллического фундамента при его эндогенном утонении, предшествующем разрыву [136], вероятны и для карельского рифтогенеза, а их отражением могут быть мощные зоны разнотемпературных бластомилонитов в зонах сочленения архейских блоков.

Таким образом, формирование земной коры Урала в дорифее, предполагаемое по результатам изучения ее фрагментов, согласуется с общими закономерностями развития земной коры Восточно-Европейской платформы и типового для докембрия региона — Балтийского щита. Реконструкция же геодинамических обстановок трудна и для периода образования амфиболит-гранулитовых комплексов архея пока не может быть однозначной. В то же время представление о ведущей роли рифтогенных процессов для раннего протерозоя и отсутствии дорифейских эвгеосинклиналей в зоне Урала кажется одним из возможных.

РИФЕЙСКО-ВЕНДСКИЙ ЭТАП

В трактовке рифейской истории Урала до недавнего времени (а отчасти и сейчас) господствовало представление о широком развитии в пространстве и во времени байкальского геосинклинального процесса. Однако в последнее время это представление подверглось полному пересмотру [132, 135, 139, 258, 259, 117, 6, 312].

Многочисленные отечественные и зарубежные исследования последнего десятилетия установили сходство в главных чертах основных этапов (циклов) развития земной коры в позднем протерозое и фанерозое. Это дало возможность при помощи современного формационного анализа произвести переоценку тектонической обстановки рифейских и вендских образований зоны Урала. Новая трактовка привела к заключению, что осадочные и магматические образования рифея и венда западного склона и осевой зоны Урала имеют не геосинклинальную, а платформенную природу. Они порождены диасхизисом (тектоно-магматической автономной активизацией) и связанным с ним подъемом земной коры, а также рифтогенезом, сопровождаемым ее опусканием. Эти процессы предшествовали образованию океанического бассейна уральской эвгеосинклинали. Байкальской эвгеосинклинали в зоне Урала и Тимана не существовало.

Проявления в раме и в древних глыбах внутри уральской эвгеосинклинали верхнепротерозойского метаморфизма и складчатости связаны с внедрением в подкоровые горизонты диапира горячей разуплотненной мантии, а также с пластическим разрывом средних и глубоких этажей платформенной плиты, чему предшествовало образование в последней зоны утонения (шейки). В разделе "Природа верхнепротерозойских формаций" обосновано выделение и дана характеристика новых типов метаморфизма — диасхизисного и шейкового. Их проявления в рамах и срединных массивах эвгеосинклиналей, в том числе и на Урале, ошибочно приписывались предполагаемым более ранним геосинклинальным циклам.

В поясах современных рифтов, так же как и в поясах палеорифтов, задолго до появления самих рифтов отмечается проявление эндогенных процессов, характерных для зон диасхизиса. Эти процессы, обусловленные внедрением в литосферу разуплотненного, видимо частично расплавленного, материала мантии (астеносферы?) сопровождаются куполовидным подъемом земной коры и формированием расчлененного горного рельефа. Значительные площади поднятий, во много раз пре-

вышающие критические возможности коробления литосферы под действием тангенциальных сил, признаки растяжения приповерхностных толщ (грабены, сбросы), внедрения даек и присутствие магматических пород с признаками мантийного происхождения не подтверждают предположения о действии бокового сжатия. Нет данных, которые бы подтверждали связь таких поднятий с орогенной складчатостью. Все свидетельствует об общих условиях растяжения, приводящих к рифтогенезу. Рифтогенный процесс, как показывает изучение многих рифтовых зон Земли [136], может протекать очень долго с неодинаковой интенсивностью и не всегда завершаться полным разрывом континентальной плиты, раздвижением образовавшихся частей и созданием океанического бассейна. Но только такое развитие ведет к образованию типичных эвгеосинклиналей. В общую последовательность событий крупного цикла развития земной коры (подъем земной коры и диасхизис – рифтогенез – внутрикратонное, а затем перикратонное опускание – океаническая структура – эвгеосинклинальная подвижная область – эпиплатформа) хорошо укладывается позднепротерозойско-фанерозойская геологическая история Урала [139].

Разрыв мощной континентальной плиты не может произойти сразу на всю глубину, а должен сопровождаться пластическим растяжением на нижних и сбросами на верхних горизонтах коры. Хрупкие деформации верхнего этажа, денудация куполовидного поднятия с формированием контрастного рифтового рельефа обеспечивают накопление закономерного ряда осадочных формаций. Он начинается на Урале своеобразными континентальными рифтогенными молассоидами и фалаховой формацией, которые затем сменяются алевролитами и сланцами при подчиненном значении песчаных пород и завершаются строматолитовыми карбонатными или терригенно-глинистыми толщами. Активизация рифтогенных процессов привела на Урале к трехкратному повторению этой последовательности в рифее и менее четкому, тоже трехкратному, в интервале самый конец рифея – венд (венд – кембрий) и явилась причиной цикличности осадконакопления. Эта цикличность связана с повторяющимся подъемом и денудацией поверхности, обусловившими стратиграфические несогласия.

Палеогеографические реконструкции не обнаруживают в Башкирском антиклинории крупных постепенно и длительно формирующихся зон поднятий и межгорных прогибов, а указывают на весьма динамическую картину непостоянных относительно узких, но контрастных форм рельефа. Об этом говорят прослои грубых (иногда валунных) конгломератов, многократная смена в течение позднего протерозоя направлений и источников сноса обильного кластического материала на весьма ограниченной площади Башкирского и Уралтауского поднятий Южного Урала [309]. На грабеновый тип рельефа убедительно указывают большие мощности (до 2–3 км) преимущественно обломочных пород в узких депрессиях (15–20 км при длине 100–200 км) при исключительно медленном, в десятки раз ниже геосинклинального, накоплении осадков в целом по всему району Башкирского антиклинория.

Рифтовое и, видимо, особенно послерифтовое опускание определило в течение огромных промежутков времени — около 1 млрд лет — накопление терригенных и карбонатных осадков суммарной мощностью до 10–12 км. Толщи этих осадков испытали лишь уплотнение, эпигенез, отчасти низкотемпературные изменения зеленосланцевой фации и лишь местами подверглись локальному зональному метаморфизму и гранитизации до уровня эпидот-амфиболитовой и альмандин-амфиболитовой ступени (златоустовский, белорецкий, а возможно, также николай-шорский, хараматалоуский, няровейский комплексы). Этот процесс накопления мощных осадочных толщ и развития локального метаморфизма в них был существенным элементом формирования в позднем протерозое верхнего этажа земной коры будущего Урала. Следы этого процесса хорошо сохранились до сих пор на западном склоне и в осевой Уралтауской зоне Урала.

В образованиях нижнего рифея грабенные формации и следы базальтового вулканизма с щелочным уклоном ярко проявлены лишь местами (навышский комплекс, айская свита). Характерная последовательность смены осадков, отмеченная выше, лишь только намечается. Наиболее полно рифтогенно-депрессионная серия осадков и щелочной вулканизм представлены в двух циклах — юрматинском (средний рифей) и каратауском (поздний рифей). Еще в более поздних образованиях, в кудаше и венде (венде – кембрии ?), интенсивность движений, видимо, возросла, циклы стали более короткими. Но грабеновый, молассовый, тип осадков в ашинской серии венда (венда – еембрия ?) проявлен очень хорошо.

Наиболее полно рифтогенно-депрессионный цикл представлен в среднем рифее, в юрматинии (1400±50 – 1050±50 млн лет), отвечающем готскому тектогенезу Европы и эльсонскому Северной Америки. В основании трансгрессивного цикла осадкообразования этого времени лежат конгломераты, нередко валунные, аркозовые и кварцевые песчаники, переслаивающиеся с палеобазальтами. Выше преобладают алевролиты – аргиллиты, сменяющиеся доломитами. Кроме палеобазальтов, характерно проявление щелочного магматизма в виде отдельных нечетко кольцевых интрузий грано-сиенитов и сиенитов с гранитами (Бердяушский массив, 1350±20 млн лет).

Каратауский цикл позднего рифея повторяет в общих чертах юрматинский, хотя магматизм проявлен слабее, песчаники и кварциты имеют несколько меньшую мощность, но зато распространены на более широкой площади.

Далее тектоническое развитие, как уже говорилось, ускоряется, осадочные циклы мельчают и проявлены не столь ярко. Отмечается неполный малый цикл в верху каратавия, включая укскую свиту кудаша (R_4). С учетом более полных разрезов венда на Среднем Урале можно выделить басегско-серебрянский (кудашско-вендский до бутонской свиты включительно) цикл с сильным и характерным локальным развитием щелочных базитов и появлением щелочных ультрабазитов, карбонатитов [110] и граносиенитов (Троицкий массив, 620 млн лет) и с явными признаками хорошо расчлененного рельефа. В конечном доордовикском ашинском цикле карбонатные отложения отсутствуют,

преобладают алевролиты и песчаники[1]. В последних с середины сылвицкой серии впервые вместо кварца и полевого шпата в заметном количестве появляются обломки основных вулканитов и темноцветных минералов мафических пород [6], что вряд ли можно объяснить только интенсивностью движений, обусловившей меньшую зрелость осадка. Возможно, это свидетельствует и о новом значительном накоплении и последующем размыве продуктов базальтоидного вулканизма.

Преимущественно песчаниковые молассы венда – кембрия ашинской серии завершают доордовикское формирование осадочной части земной коры. Слабая сохранность кембрийских осадков и их малые мощности указывают на общий подъем, охвативший зону Урала на обширных пространствах, включая и ашинские депрессии. Новый этап рифтогенеза, сопровождавший это поднятие, привел в конце раннего ордовика к полному расчленению платформы и образованию ордовикско-силурийского океанического бассейна.

Признаков более раннего полного разрыва и раздвижения Азиатско-Европейского континента с образованием океанического бассейна уже в среднем рифее, как это полагает С.Г. Самыгин [331], нет. Напомним, что на всем протяжении прекрасных разрезов верхнего протерозоя в Башкирском антиклинории и его самой верхней части на Среднем Урале полностью отсутствуют признаки формаций океанического дна и островодужных обстановок. Не найдены здесь офиолиты как в полном наборе, так и в виде отдельных их компонентов. Нет ни характерных для офиолитов гипербазитов и габброидов, ни больших масс толеитовых базальтов, ни сопровождающих их скудных кремнистых осадков[2]. Нет граувакк, отложений флиша, практически отсутствуют андезитовые серии и другие образования акваторий островных дуг. Существенно также, что ниже середины сылвицкой (ашинской) серии темноцветный мафический материал в обломочных породах отсутствует, а видны только кварц и полевой шпат. Закономерно расположенные формации пассивных континентальных границ — шельфа, континентального склона и подножия отчетливо появляются на Урале лишь в палеозое [289].

Депрессионные осадки верхнего протерозоя западного склона Урала

---

[1] Этот цикл, по мнению В.Н. Пучкова [287], связан с авалонской складчатостью, приведшей к образованию угловых несогласий между докембрием и ордовиком. Указанные несогласия, однако, могут быть следствием наклона блоков по листрическим сбросам, сопровождающим рифтообразование.

[2] Нельзя согласиться с С.Г. Самыгиным, относящим к кремнистым морским осадкам кварциты и аркозовые песчаники максютовского комплекса Южного Урала. Нет в этом комплексе и надежных признаков офиолитов. По-видимому, столь же неправомерно относить к эвгеосинклинальным образованиям метабазальты карбонатно-сланцевой енганэпейской свиты терминального рифея Полярного Урала, как это делает Л.Л. Подсосова [274]. В близлежащей восточной вулканогенной зоне, представляющей, по данным Л.Л. Подсосовой, вместе с западной единую геосинклиналь Полярного Урала, одновозрастные (по микрофитолитам) отложения няровейского комплекса включают, кроме карбонатно-сланцевых пород, мощные толщи кварцитов. Недавно В.М. Мизин [243] показал, что вулканиты Полярного Урала по своему положению, составу и другим петрологическим признакам принадлежат не к эвгеосинклинальным формациям, а к образованиям областей тектоно-магматической активизации, т.е. к диасхизным.

не могут сами по себе рассматриваться как доказательство перикратонного режима, так как существуют интракратонные депрессии с аналогичным набором формаций. Ближайшими примерами могут служить авлакогены на Русской плите, имеющие тот же возраст и почти тот же набор формаций, что и в рассматриваемой зоне Урала. Не менее убедительны молодые и современные внутриконтинентальные погружения, например Прикаспийская впадина.

Вместе с тем рифейская земная кора Уральского региона не была вполне однородной. Так, в Собском поднятии и в Хараматолоуском блоке Полярного Урала рифейские отложения (няровейская серия) отличаются присутствием толщ графитистых апокремневых (относительно глубоководных) микрокварцитов, наличием протрузий серпентинитов. В основании этой серии в Марункеуском блоке наблюдается площадное развитие древних эклогитов, что, возможно, свидетельствует о глубокой предрифтовой эрозии с выведением на поверхность комплексов нижних частей коры. Близкими чертами отличаются неркаюский комплекс Приполярного Урала и максютовский комплекс Южного. Все эти признаки, возможно, указывают на большую степень деструкции дорифейской коры в начале рифея в указанных районах по сравнению с Башкирским антиклинорием, хотя и в этих районах деструкция не привела к образованию океанической коры.

Процесс формирования геосинклинальной коры в зоне будущего Урала зародился, возможно, еще в раннем протерозое, когда на континентальную литосферу существовавшего тогда Европейско-Азиатского материка стали в этой зоне оказывать влияние первые поступления из глубоких недр разуплотненной мантии. Возможно, именно с ними связано проявление гранулитового метаморфизма высоких давлений около 2 млрд лет назад (сутамская фация глубинности по А.А. Маракушеву). В области неподтвержденных пока предположений находится допущение о связи с этим же мантийным процессом и плагиогранитизации где-то около 1,7–2,1 млрд лет назад. Можно допустить также, что предрифейский подъем земной коры, обусловивший вскрытие эрозией гнейсовых и эклогитовых толщ, был следствием восходящего движения разуплотненной мантии.

В дальнейшем, уже в рифее, процесс мантийного диапиризма с его следствиями проявился уже вполне отчетливо. Он привел к раздроблению и, возможно, к частичному расчленению верхней зоны (10–15 км) карельского фундамента. Видимо, полного раздвига с образованием океанического бассейна при этом не происходило, о чем уже говорилось выше.

Диапир разуплотненной мантии (или ее дериватов), достигнув нижней границы литосферы и более высоких горизонтов, приподнял земную кору, о чем надежно свидетельствуют геологические данные. Для того чтобы локально приподнять литосферу или хотя бы земную кору, нужно давление не только большее, чем создаваемое их весом, но способное вызвать изгиб литосферы или земной коры. Количественные расчеты этого избыточного давления определяются прежде всего принятием тех или иных значений вязкости нижних слоев литосферы и особенно астеносферы, а также выбранными скоростями подъема

диапира и его размерами. Отсутствие надежных, достаточно точных знаний этих параметров приводит к тому, что оценка дополнительных давлений на уровне нижней границы литосферы колеблется от 0,1 до 0,5 гП (1–5 кбар).

Не приводя этих расчетов, отметим, что гидродинамическая связь вершины диапира с его корнями, располагающимися, по представлениям О.Г. Сорохтина [358], Е.В. Артюшкова, А.Л. Яншина, А.Е. Шлезингера [409], в нижней мантии на границе с ядром Земли на глубине более 2500 км может обеспечить дополнительное давление в 5 гП при разности средних плотностей диапира и окружающей его среды в 0,2 г/см^3. В действительности такое давление не может быть достигнуто вследствие податливости астеносферы, ее раздвижения в стороны от диапира, обусловливающего "расползание" последнего под литосферой.

Предрифтовое воздымание коровых толщ на 3–4 км и поднятие базальтовых лав в рифтовых зонах до 6 км, например в вулкане Килиманджаро, говорят, что дополнительное давление достигает около 0,2 гП. Расчет показывает, что это не предел, и дополнительное давление может достигать кратковременно гораздо больших значений, порядка 0,4–0,5 гП, а может быть и выше при более быстром подъеме диапира. Это позволяет считать, что в нижней и средней частях земной коры при подъеме мантийного диапира давления могут возрастать до уровня, необходимого для образования эклогитов. При последующем прогреве можно ожидать проявления минерализации, отвечающей гранулитовой фации.

Допустимо, быть может, предполагать, что реликты гранулитовой фации в салдинском и александровском комплексах и эклогиты в максютовском и марункеуском комплексах Урала свидетельствуют о реализации этой возможности. Такое предположение подтверждается несколькими случаями постепенного понижения степени метаморфизма в краевых частях зон диасхизиса вплоть до перехода метаморфитов гранулитовой ступени в эпидот-амфиболитовые и даже зеленосланцевые толщи вне этих зон (массив Ийлгарн в Австралии, Гренвиллский пояс в Канаде [35, с. 166]).

При расползании диапира в стороны условия высокого давления сменялись в земной коре обстановкой растяжения. Бесспорным доказательством такой обстановки служат рифты на поверхности Земли. В более глубокой зоне, там, где образование открытых трещин, гидродинамически связанных с трещинами поверхностей зоны (т.е. с рифтами), невозможно, происходили пликативные деформации [131, 133]. В верхнем интервале (приблизительно на 10–15 км) эти деформации приводили к образованию плотных милонитов, сменяющихся ниже бластомилонитами, а еще глубже и вблизи зон проницаемости, прогреваемых глубинными флюидами, — полностью перекристаллизованными породами, различными сланцами.

Как известно, сланцы образуются при сильном пликативном уплощении горных пород или искусственных агрегатов. Обычно полагают, что такое уплощение происходит вследствие появления одностороннего сжатия. Но такие же уплощенные структуры образуются и при одностороннем растяжении. В обоих случаях вещество течет в область

меньших давлений. Вся разница заключается лишь в том, что в первом случае процесс идет с повышением, а во втором — с понижением общего (всестороннего) давления.

Изучение допалеозойского метаморфизма в рифейских и более ранних толщах как на западном склоне и в осевой зоне Урала, так и в древних блоках его восточного склона, показало широкое и неоднородное проявление динамического метаморфизма, связанного с коровым растяжением. Этот метаморфизм проявлен в виде разнообразных бластомилонитов и сланцев на уровнях от амфиболитовой и главным образом от эпидот-амфиболитовой до зеленосланцевой фаций. Им охвачена западная часть Тараташского блока, где бластомилониты возрастом 1200–1100 млн лет образовались на уровне эпидот-амфиболитовой фации, а более поздние, возрастом 600–400 млн лет — на уровне зеленосланцевой фации.

Очень характерно, что в Александровском древнем блоке, расположенном к востоку от Тараташского, т.е. в более краевой части Восточно-Европейской платформы, процесс растяжения земной коры начался несколько раньше (1300–1200 млн лет назад), чем на долготе Тараташа, и более сильно охватил толщи земной коры. В результате здесь образовались кристаллизационная сланцеватость и мощные зоны плагиогнейсов с гранатом, ставролитом, кианитом, лабрадором высокой степени амфиболитовой фации. Как показали исследования А.М. Пыстина [301], образование плагиогнейсов происходило при падении давления от 8 до 5 кбар (0,8–0,5 гП) при неизменной температуре. Позже, в интервале 830–540 млн лет, этот процесс сменился гранитизацией, которая непосредственно восточнее, в зоне г. Златоуста, охватила и среднерифейские толщи.

Древняя гранитизация в александровском комплексе сопровождается образованием биотитовых сланцев, структур будинажа и мусковитизацией плагиогнейсов на уровне эпидот-амфиболитовой фации. Этот процесс завершился низкотемпературным зеленокаменным метаморфизмом в зонах позднего рассланцевания, видимо, уже в палеозое.

Разрез земной коры по линии Тараташ – Вишневые горы (Ильмены) дает убедительную картину возрастания степени допалеозойской переработки древних толщ по мере продвижения к востоку, в сторону выклинивающегося платформенного края.

Объем доордовикских магматических образований в верхнепротерозойских толщах, слагающих поверхность земной коры, невелик и вряд ли превосходит несколько процентов от всей массы пород. Но в виде вулканогенных пластов и главным образом даек изверженные породы встречаются нередко. Гораздо менее распространены небольшие интрузии в виде более изометричных тел, обычно не сопровождающиеся заметными ореолами метасоматитов. Сравнительно крупные интрузии, измеряемые многими километрами, единичны, и только на Приполярном Урале в обширной области сочленения в тройной точке они заметно распространены. Здесь, а также на Полярном Урале отмечаются значительные поля преимущественно основных вулканитов.

Как было ранее показано, магматиты доордовика принадлежат к

платформенным диасхизисным и рифтовым образованиям. Они пестры по составу, не обнаруживают строгой последовательности его изменения во времени и пространстве и несут признаки исходно глубинного образования. Для большинства из них в разной степени характерны щелочной уклон, сухость магм, восстановительный химизм, относительно высокая температура. Как показали исследования Б.А. Голдина и Е.П. Калинина [83], основные лавы имеют мантийное происхождение и петрохимическую характеристику, близкую к базальтам платформенных областей. Кремнекислые же лавы выплавлялись из сиалической коры при привносе тепла из мантии сухими базальтовыми магмами.

Мнение В.И. Ленных о принадлежности глубоко измененных метабазитов и зеленых сланцев Полярного Урала и зеленых сланцев максютовского комплекса Южного Урала к эвгеосинклинальным образованиям, основанное на немногих и неполных химических анализах, не может быть принято, так как породы очень сильно изменены и лишь предположительно могут быть отнесены исходно к базальтам. Само по себе присутствие базальтов или вообще базитов также еще не достаточный признак для установления эвгеосинклинальной обстановки [139].

Подводя итог, можно сказать, что дорифейская континентальная кора в зоне Урала, принципиально сходная с кристаллическим фундаментом платформ, в позднем протерозое эволюционирует в связи с процессами диасхизиса и континентального рифтогенеза, ведущими к ее утонению с накоплением терригенно-карбонатных комплексов и небольших объемов магматических пород исходно мантийного происхождения.

ПАЛЕОЗОЙСКИЙ ЭТАП

История океанической структуры Урала начинается с мощного импульса рифтогенеза, приведшего к раздвижению Европейско-Азиатской плиты и к образованию океанической коры. В пользу такого хода событий говорят следующие данные:

1. Началу палеозойского геосинклинального цикла на Урале в пределах его палеоконтинентальных секторов предшествует повсеместное стратиграфическое несогласие, охватывающее значительную часть кембрия. В целом ряде обнажений, расположенных на всем протяжении Урала, достоверно устанавливаются и угловые несогласия между докембрийскими и ордовикскими отложениями [395, 287, 135, 122 и др.].

2. На западном склоне Урала, а возможно, и в Зауралье начало геосинклинальных и перикратонных погружений предваряется образованием терригенных и вулканогенных формаций, сопоставимых с рифтовыми [80, 82]. В ряде районов на протяжении всего Урала, от Полярного до Мугоджар, вдоль края Главной (западной) вулканогенной зоны Урала в фрагментах вулканогенных толщ, лежащих как западнее ее, так и, реже, внутри самой зоны, в основании разреза отмечается переход к платформенным рифтогенным образованиям. Ниже типичных силурийских палеобазальтов залегают базальты переходного и плат-

форменного типа [159, 178]. Иногда они переслаиваются и подстилаются ордовикскими и кварцевыми песчаниками. При этом уже в конце ордовика иногда удается установить постепенное изменение состава базальтов, параллельное смене осадков. При движении с запада на восток и одновременно вверх по разрезу песчаники сменяются глинистыми сланцами и яшмами, базальты приобретают черты океанических толеитов.

3. Структурные планы рифеид и палеозоид на Приполярном Урале не совпадают. Нет полного совпадения и в некоторых других районах (см. рис. 2).

4. На Урале не устанавливается сколько-нибудь достоверных следов позднепротерозойской океанической земной коры. Раннепалеозойские вулканиты и осадки, сопоставимые с современными океаническими, обычно исходно залегают или на платформенных образованиях, или, как обычно, непосредственно на меланократовом габбро-гипербазитовом фундаменте, возраст которого не может быть сильно оторван от возраста перекрывающего их океанического чехла.

Таким образом, остается допустить, что палеозойская структура с корой океанического типа образовалась вследствие разрыва и раздвигания более древней континентальной коры. Тенденция к постоянному и необратимому образованию континентальной коры за счет океанической, являющаяся одной из важнейших общих геологических закономерностей, здесь не была нарушена: сиаль, накопленный к началу палеозоя, сохранился, переместившись латерально.

Раздвигание началось с образования сложной рифтовой зоны, определяемой размещением рифтовых формаций раннепалеозойского возраста. В начале ордовика западные ветви рифтовой системы отмирают. Та же участь позже, видимо в силуре, постигает восточную, Денисовскую, рифтовую зону. Раздвигание концентрируется вдоль единого гигантской протяженности рифта, определившего заложение не только Уральской, но, по-видимому, и Южно-Тянь-Шанской геосинклинали, где в последнее время доказано развитие раннеордовикских геосинклинальных комплексов [37, 1].

Раздвигание континентальной коры представляет собой довольно сложный процесс, начальная стадия которого, включая образование рифта, рассмотрена ранее. В дальнейшем, по мере раздвигания рифта и выхода образующейся пассивной континентальной окраины из зоны активного рифтообразования и опускания верхней границы астеносферы, кора начинает прогрессивно оседать, что обусловливает накопление мощных осадков шельфовой и батиальной зон [289]. Глубинные проявления раздвигания менее ясны, несмотря на это, можно с достаточной уверенностью сказать, что в результате раздвигания не только образуется новая океаническая кора, но и происходит утонение краев расходящихся континентальных глыб. Уменьшение мощности сиаля в этих зонах утонения коры в течение дальнейшего развития в значительной мере компенсируется за счет образования мощной осадочной призмы, в строении которой заметную роль играют кремнекислые породы — кварциты, кремни, а также граувакки. Прослеживая на Урале и в других регионах источники и процессы, приводящие к

образованию этих пород, идущих на достраивание континентальной коры, мы можем убедиться в значительной роли выветривания, механического переотложения и биогенно-осадочного процесса в накоплении сиаля, в пополнении его относительно легкими компонентами.

Утонение краев континентальных глыб мы связываем с образованием "шейки" при пластическом разрыве средних и нижних частей земной коры [132, 134, 137, 289]. При рифтогенезе происходит, однако, не только утонение, но и некоторое изменение состава краев континентальных глыб за счет проникновения в них щелочных флюидов, а также базальтовых лав. Правда, последние, вопреки представлениям некоторых геологов [303], составляют лишь малую долю в общем объеме пород зоны утонения. В Афарской зоне утонения, на которую ссылаются отмеченные геологи, объем даек базальтов составляет лишь 8% от объема материнских пород. С.Н. Иванов [132, 134, 137], А.А. Краснобаев, А.И. Русин [145, 192] связывают с отмеченными событиями разрыва и утонения земной коры на Урале проявления динамического регрессивного метаморфизма на фоне падающего давления. Они показали, что при этом образуются разнообразные бластомилониты, а в более прогретых зонах — кристаллические сланцы. Этот вопрос кратко освещался выше при рассмотрении докембрийской истории Урала. При этом была также показана вероятность проявления в земной коре в предрифтовую и начально-рифтовую стадию высокотемпературного метаморфизма.

Высокий тепловой поток, наблюдаемый над современными континентальными рифтами, вулканическая активность, глобальные тектонические деформации, характеризующие рифтовый процесс, заставляют считать, что метаморфизм рифтовой стадии включает преобразования вещества континентальной коры на уровне зеленосланцевой – амфиболитовой фаций, сопровождаемые мелкомасштабными тектоническими дислокациями (образование складок, сбросов, зон бластомилонитов и других мезоструктур).

Достаточно интересен и другой вопрос — о механизме образования коры океанического типа. Существует большая группа исследователей, к которой принадлежим и мы, придерживающаяся мнения о том, что типичные офиолиты образуются (и образовывались в прошлом) главным образом в структурах типа срединно-океанических хребтов, а также частично в других участках океанического дна (в трансформных разломах, тылах островных дуг и т.д.). При этом самой распространенной в настоящее время является мантийно-магматическая гипотеза происхождения офиолитов, основные положения которой недавно вновь изложены Р. Колманом [170]. Согласно этой гипотезе офиолиты возникают вблизи осевой части срединно-океанического хребта, где на дунит-гарцбургитовом субстрате, представляющем собой "мантийный тектонит" (возможно, рестит), образуется магматическая камера. В этой камере постоянно происходит кристаллизационная дифференциация, приводящая к образованию серии кумулятов, с горизонтом дунит-верлит-клинопироксенитового состава внизу и габброидного — вверху. В верхней части габбро появляются дайки комаг-

матичных им диабазов, которые образуют единый комплекс параллельных даек. Последний вверх по разрезу сменяется серией комагматичных дайкам подушечных базальтовых лав, переслаивающихся с глубоководными осадками.

Эта гипотеза хорошо вписывается в контуры концепции тектоники литосферных плит, но не свободна от серьезных недостатков. Геофизики обычно не обнаруживают под современными срединно-океаническими хребтами сколько-нибудь крупных резервуаров жидкой магмы. Возникают трудности при оценке состава исходной магмы, из которой могли бы произойти кумуляты: для такой магмы не отмечено аналогов в вулканических породах современных океанов. Разрезы офиолитов и в океанах, и на континентах далеко не всегда обнаруживают вышеупомянутую стандартную последовательность. Породы, трактуемые как кумуляты, т.е. прежде всего альпинотипные габбро и пироксениты, обладают признаками метаморфических пород.

Внимательное изучение текстур альпинотипных габброидов указывает на развитие в них складок, флексур, будин, зон бластомилонитов и т.п., а изучение минеральных термобарометров дает температуры значительно ниже солидуса [434, 323]. Эти и другие данные привели А.А. Ефимова и В.Н. Пучкова [97] к гипотезе происхождения офиолитов, свободной от вышеупомянутых недостатков.

Сравнивая составы ксенолитов из вулканитов глубинного происхождения и других мантийных пород с составами уральских габбро, они обратили особое внимание на то, что верхняя мантия под континентами и океанами содержит не только высокомагнезиальные гипербазиты, но и породы, по химизму близкие к альпинотипным габброидам (гранатовые пироксениты и эклогиты). Это позволило предположить, что офиолиты образуются под срединно-океаническими хребтами вследствие подъема пластичного высокоразогретого базит-гипербазитового вещества в виде диапира из глубин верхней мантии, причем поднятие диапира сопровождается ретроградным метаморфизмом и выплавлением океанических базальтов. Неистощенное базит-гипербазитовое вещество (пиролит) в диапире на глубинах 60–20 км, где становится возможным ретроградный переход эклогитов и гранатовых перидотитов и габбро, расщепляется на толеитовую магму и сложный тугоплавкий остаток; в последнем преобладают предельно магнезиальный (дунит-гарцбургитовый) материал, но содержатся также остатки мантийных базитов (эклогитов, гранатовых пироксенитов), превращающихся в анортитовое габбро. На глубинах 25–20 км и менее, в области габбровой фации метаморфизма (фации гранулитов низкого давления по А.Е. Рингвуду [307]), плавление вследствие падения температуры прекращается, завершается переход эклогит – габбро, становятся возможными лишь твердофазные реакции и пластическое течение вещества. В настоящее время и за рубежом появились работы, отрицающие кумулятивное образование 3-го слоя океанической коры [430].

Авторы изложенной гипотезы считают, что в условиях высокопластичной астеносферы происходит гравитационная дифференциация с обособлением крупных блоков габброидного вещества, значительно

более легкого, чем высокомагнезиальный рестит. Это вещество всплывает, накапливаясь у поверхности и образуя 3-й слой океанической коры. В то же время в более глубоких частях диапира происходит выплавление океанических базальтов из новых порций поднимающегося снизу неистощенного мантийного вещества; эти базальты достигают земной поверхности и образуют 2-й слой коры, перекрываясь в свою очередь 1-м слоем, состоящим в основании из глубоководных осадков.

В основу предложенной гипотезы, наряду с данными по другим регионам, лег значительный по объему уральский материал. Время покажет, насколько эта гипотеза конкурентоспособна. Сейчас же можно подчеркнуть то общее, что объединяет изложенные альтернативные гипотезы, а именно: обе они предполагают, что океаническая кора образуется из мантии за счет привноса из ее верхних горизонтов части вещества, несколько обогащенного кремнекислотой, глиноземом, известью, щелочами, летучими и др. (соответственно обедненного Mg, Fe, Cr и некоторыми другими элементами). В этом направлении развития мантийного вещества, по-видимому, трудно сомневаться.

Касаясь общих вопросов механизма формирования зачаточного гранитно-метаморфического слоя переходной коры островных дуг, следует сказать, что этот вопрос, как и в случае с офиолитами, не может быть решен без привлечения внеуральского материала. Пока можно лишь отметить, что мы принимаем в целом схему, основанную на идеях концепции тектоники литосферных плит и экспериментальных данных Д.Х. Грина и А.Е. Рингвуда [88, 307] и многих других. Согласно этой схеме в зоне субдукции происходит погружение в значительной мере гидратированной океанической земной коры на значительные глубины (свыше 100 км) и благодаря высокому давлению и присутствию в коре воды состав выплавляемых эвтектик смещается в сторону более кремнекислых расплавов по сравнению с выплавками в срединно-океанических хребтах. Создаются условия для выплавки известково-щелочных магм из базитового вещества, предварительно превращенного, видимо, в кварцевый эклогит. Предполагается, что таким путем образовались андезитовые серии островных дуг и окраин материковых орогенов. В генезисе островодужных магм, а вероятно, и в процессах палингенеза на уровне коры должны были принимать участие как частично гидратированные, так и водонасыщенные базальты, обогащенные щелочами океанические осадки, привносящие с континентов SiO_2, Al_2O_3, CaO, Na_2O, K_2O и др. [182].

В последнее время близкие схемы развития островодужного магматизма подробно рассматривались разными авторами, например П.И. Уайлли [440].

В силуре ранее всего в Тагильской зоне (в венлоке) в пределах геосинклинали появляются и первые вулканические постройки, сложенные колчеданоносными контрастно-дифференцированными натриевыми вулканитами позднего этапа океанической стадии, возникшими в относительно спокойной тектонической обстановке.

Смена океанической стадии стадией островных дуг произошла неодновременно по всему Уралу. Это позволило разделить уральскую эвгеосинклиналь на ряд структурных зон, границы которых

не совпадают с границами ее современных структур [264]. Критерием выделения этих структурных зон является время смены океанических формаций островодужными. Считалось, что в Западно-Тагильской зоне этот рубеж отвечает концу лландовери – началу венлока, в Восточно-Тагильской — возможно, концу венлока, в Западно-Магнитогорской и Восточно-Магнитогорской[1] — позднему силуру, а в Центральномагнитогорской — девону. Сейчас представления о возрасте вулканогенных формаций Магнитогорской и находящейся на ее южном продолжении Западно-Мугоджарской зоны сильно изменились [241, 150, 297, 298]. В соответствии с этими данными на большей части Магнитогорской зоны смена океанических формаций островодужными произошла в позднем эйфеле, в Сибайском районе — в раннем живете, а в Западно-Мугоджарском — в позднем живете; на юго-востоке Урала, в Денисовской зоне, осадки, похожие на островодужные, известны в силуре и, видимо, даже в верхах ордовика. На Южном Урале зоны островодужного вулканизма соседствуют с областями накопления продуктов океанического (тыловодужного?) вулканизма, сопровождаемого скудными, главным образом кремнистыми, достаточно глубоководными осадками [182]. Пространственное изменение возраста подошвы островодужных формаций позволяет предположить, что в течение довольно длительного времени в пределах уральской геосинклинали сосуществовали обстановки растяжения (тыловые моря и, быть может, срединно-океанические хребты) и сжатия (зоны уноса — островные дуги).

Возникновение островных дуг, связанных с зонами субдукции, представляет собой первый шаг к построению континентальной коры, главнейшей особенностью которой наряду со значительно большими мощностями является наличие гранитно-метаморфического слоя. Именно в островодужную стадию впервые появляются большие массы гранитоидов, преимущественно средней кремнекислотности, с комагматичными им андезитоидами. На Урале имеются лишь вещественные свидетельства существования островных дуг (островодужные комплексы), но не установлено структурных признаков: дугообразное расположение комплексов утрачено при палеозойском тектоническом скучивании земной коры.

Очень важным вопросом, связанным с островодужным этапом развития земной коры Урала, является выяснение полярности субдукции: каково было направление падения зон Заварицкого – Беньофа? Существенная часть этого вопроса освещена В.Н. Пучковым [289, 291], показавшим большое сходство западного склона Урала с пассивными окраинами современных океанов и отметившим парный характер размещения глаукофансланцевого и амфиболитового метаморфизма в духе А. Мияширо. Вместе с тем на востоке Урала устанавливаются признаки верхнедевонской вулкано-плутонической гранитоидной ассоциации [330, 298].

[1] В работе [264] Восточно-Магнитогорской зоной неудачно названы вместе Восточная и Денисовская.

Таким образом, для западного континентального ограничения уральской геосинклинали характерно в основном или полностью пассивное развитие с коллизией на конечных этапах. Восточная же граница геосинклиналей уже в среднем девоне представляла собой активную окраину островодужного типа. Активные окраины, как известно, характеризуются зонами субдукции, падающими обычно под континент или под предваряющие его островные дуги. Из этого следует, что уже в девоне, вплоть до раннего карбона, имело место восточное падение зоны субдукции, которое смещалось навстречу Восточно-Европейской платформе, поглощая силурийско-девонскую океаническую кору, расположенную к западу от нее.

На Южном Урале, в тылу островной дуги наступающего на восток континента, в течение среднего девона существовало море, обмелевшее и превратившееся в сушу в карбоне. Отложения этого тыловодужного моря ныне слагают образования Магнитогорского мегасинклинория.

Полную ясность в этот вопрос пока мешает внести недостаточная изученность Зауралья, закрытого везде, кроме небольшого участка вдоль р. Тобол на Южном Урале, послепалеозойским чехлом.

С.В. Руженцев и С.Г. Самыгин [432] считают, что формации Сакмарской западной зоны представляют собой образования типа внутреннего моря, располагающегося между континентом и островной дугой. Однако такая трактовка совершенно не увязывается с вышеизложенными данными о падении зоны субдукции и не может, кроме того, преодолеть следующих трудностей: во-первых, для Сакмарской зоны не доказано проявления фазы деструкции, синхронной с образованием смежной среднедевонской (силурийско-среднедевонской?) островной дуги [124], как того требует актуалистическая схема [300 и др.]. Во-вторых, это самое главное, на западной континентальной окраине нет решительно никаких признаков субдукции под нее океанической коры. Отсутствуют признаки соответствующего вулканизма, нет вулкано-плутонических формаций, нет характерных гранитоидов, полностью отсутствуют признаки металлогении, активных континентальных границ. Зато ясно проявлены как признаки наличия пассивной континентальной окраины, так и признаки восточного падения зон субдукции, на что уже указывалось выше.

Таким образом, представляется наиболее вероятным предположение, что гранитоидные интрузии среднего девона, более поздние девонский и отчасти карбоновый вулканизм и вулкано-плутонические формации, а также соответствующая этим явлениям островодужная и континентальная металлогения обусловлены субдукцией океанической коры Уральского силурийского океана по зоне уноса Заварицкого – Беньофа, падающей на восток под островодужную и континентальную кору. Субдуцированная океаническая кора на широте Южного Урала занимала ранее положение между теперешней зоной Уралтау и толщами вулканогенного Магнитогорского синклинория там, где мы видим сейчас лишь узкую зону меланжа Главного Уральского глубинного разлома (см. рис. 5).

Движение Восточно-Европейской плиты к востоку навстречу Казахстанскому континенту было возможно за счет субдукции разделяющей их океанической коры силурийского океана. Когда же океан замкнулся и произошло смыкание континентальных краев, указанное движение должно было вызвать сильное тангенциальное сжатие, возможно наползание островодужных (и океанических?) формаций восточного края Уральского палеоокеанического блока на западную пассивную границу, т.е. на восточный край Русской плиты.

Возникает вопрос — какова была ширина Уральского силурийского океана? Следующие соображения указывают, что его ширина, скорее всего, была много более 500 км: 1) значительное количество поздних гранитоидов на восточном склоне Урала и площадь их распространения (шириной ныне 200 км) говорят о существенной субдукции океанической коры; 2) непосредственное соседство более ранних эвгеосинклинальных формаций, подвергшихся лишь диагенезу, и гранитно-метаморфических комплексов высокой амфиболитовой ступени в современной уральской структуре не может быть объяснено без очень крупных (минимум двойная мощность земной коры — порядка 100 км) горизонтальных субширотных движений, приведших в соприкосновение некогда удаленные комплексы; 3) на западном борту Уральского океана существовала зрелая структура пассивной континентальной окраины. Такие зрелые пассивные окраины возникают, судя по современным и недавнего прошлого данным, лишь при больших раздвигах континентальных плит. У Красноморско-Афарского микроокеана таких зрелых окраин еще нет, хотя ширина раздвига там достигает уже 250–300 км; 4) океанический бассейн существовал с конца ордовика до девона. На востоке Южного Урала в Денисовской зоне океан зародился уже в конце раннего ордовика [297]. Первые островные дуги появились, видимо, уже в середине силура. Таким образом, период раздвижения можно оценить приблизительно в 20–30 млн лет. Современная скорость раздвижения океанических бассейнов 4–15 см/год. Принимая скорость 4 см/год для силурийского раздвижения, получим ширину Уральского океана порядка 1000 км; 5) палеомагнитные данные [388 и др.] однозначно говорят о повороте Сибирской платформы на 180° после отрыва ее от Европейской и более позднего причленения к ней противоположной стороной. Это означает, что ширина океана между ними временами превышала 2000 км.

Важной особенностью Урала является мощный габбро-гипербазитовый пояс, расположенный в Главной вулканогенной зоне Среднего и Северного Урала. Он нередко отождествляется с офиолитами, чему, однако, мешает почти полное отсутствие в нем гарцбургитов. Не менее важны другие его отличительные особенности: 1) этот комплекс не имеет "своих" вулканических базальтоидов и сопровождающих их яшм, без которых офиолитовая ассоциация не может считаться полной; 2) в отличие от типичных офиолитовых комплексов, развитых на Урале, он один содержит большие объемы

магматических габброидов, по составу близких островодужным базальтам и отличающихся от океанических толеитов повышенным содержанием K_2O (порядка 0,5 вместо 0,1% у толеитов), P и Sr; 3) платиноносная ассоциация образует диапироподобные массивы центрального типа, протыкающие комплексы океанических базальтов, относимых к ордовику и даже к раннему силуру, и образующие с этими породами горячие контакты на уровне гранулитовой фации [95].

Таким образом, платиноносная ассоциация не только отличается по важнейшим особенностям (включая и металлогению) от типичных офиолитов, но и накладывается на более раннюю (ордовикско-раннесилурийскую) офиолитовую ассоциацию, представленную базальтоидами западного края Тагильской зоны и серпентинитовым меланжем Салатимского пояса. Вместе с тем гипербазиты платиноносного комплекса похожи по ряду структурных, минералогических и геохимических признаков, в том числе и по составу платиноидов и других рудных компонентов, на гипербазитовые комплексы древних платформ (на такие, как Бушвельд в Африке, Кондер в Восточной Сибири и Сарановский на западном склоне Урала). Структурный план полосчатости и псевдостратификации, ярко проявленный в платиноносном комплексе, указывает на внедрение пластичных (вязких) базит-гипербазитовых масс в вулканогенно-осадочную толщу венлока зародившейся островной дуги будущей Тагильской зоны. Пока не получено решающих данных для суждения о тектонической природе Платиноносного пояса, однако можно высказать предположение, что генезис этой ассоциации каким-то образом непосредственно связан с краем континентальной плиты. Возможно, его внедрение было обусловлено напряжениями растяжения, которые обычно возникают в тылу островных дуг.

Как показывают современные активные границы океанов с материками, субдукция происходит обычно от океана под островную дугу (или под береговые орогены андского типа). За островной дугой, между ней и материком, иногда располагается тыловая меланократовая структура растяжения, с которой в нашем случае можно пытаться отождествлять Платиноносный пояс. Островная дуга по отношению к этой структуре должна находиться со стороны океана, т.е. со стороны, противоположной направлению субдукции. Поскольку субдукция в нашем случае была, как мы указывали выше, только на восток, то следы островной дуги должны быть с запада от Платиноносного пояса. Но там их пока не обнаружено. Существуют и другие предположения о тектонической позиции платиноносного комплекса, однако они пока еще недостаточно обоснованы и мы не считаем полезным их здесь излагать.

Существенным элементом формирования земной коры Урала является развитие его "гранитного" слоя. Некоторые особенности зарождения и эволюции этого процесса могут быть реконструированы уже во фрагментах океанической и островодужной коры, сохранившихся в различных зонах Урала. С поздним этапом океа-

нической стадии связано появление незначительных объемов ранних гипабиссальных гранитоидов, образующих с сильно преобладающими базитами габбро-плагиогранитные формации Войкарской, Тагильской и Западно-Мугоджарской зон [111, 370, 407]. Это относительно небольшие с маломощными зонами роговиков штокообразные, пластовые и дайковые тела, сложенные преимущественно амфиболитовыми и пироксен-амфиболитовыми плагиогранитами, иногда постепенно сменяющимися кварцевыми диоритами и диоритами. Широко проявлены микропегматитовые структуры. Комагматичность плагиогранитоидов контрастным натриевым сериям вулканитов устанавливается по пространственному признаку и на основе петрохимических данных. Геохимически они наследуют черты базитового субстрата (повышенные содержания Cu, Mn, Cr, Ti, V, Ni), что сближает их с более поздними островодужными плагиогранитоидными комплексами.

Первые существенные объемы кремнистых пород появляются, видимо, на ранних стадиях формирования островных дуг. На Полярном Урале к ним относятся комплекс существенно тоналитовых массивов батолитового типа (до 1000 км с возрастом 400±10 млн лет при начальном отношении Sr^{87}/Sr^{86} = 0,70385) [35], а также менее широко распространенные комплексы гипабиссальных кварцевых диоритов, гранодиоритов, сиенодиоритов и гранитов [407]. Они образуют единую интрузивную формацию плагиогранитоидов, комагматичную изверженным островодужным вулканитам, которые представлены эффузивно-пирокластическими накоплениями плагиолипарит-дацит-андезитового и андезит-базальтового комплексов. С позднесилурийско-среднедевонским формированием островной дуги отмеченные исследователи связывают проявление палингенно-метасоматических процессов, обусловливающих образование плагиомигматитов и гнейсовидных кварцевых диоритов.

На Среднем и Южном Урале массивы островодужных плагиогранитоидных комплексов (рефтинского, пластовского, милютинско-михайловского, балаталдыкского и др.) также приурочены к осадочно-вулканогенным зонам, а время внедрения их охватывает интервал от позднего силура до позднего девона (раннего карбона?). Они охарактеризованы рядом исследователей [227, 197, 401, 324 и др.] и включают небольшие массивы, вытянутые в субмеридиональном направлении, реже — штокообразные тела. Слагающие их плагиогранодиориты, кварцевые диориты и плагиограниты имеют взаимные постепенные переходы, а количество их в отдельных массивах неодинаково. Иногда присутствуют ксенолиты более основных пород. Характерна обильная жильная фация (местами до 50% объема), представленная лейкократовыми плагиогранитоидами и аплитпегматитами. В породах главной фазы развиты мирмекиты, а в дайках отмечаются микропегматитовые структуры. Для большинства массивов характерны интенсивные деформации и низкотемпературный диафторез (альбитизация, хлоритизация, эпидотизация и др.). Содержание K_2O в породах несколько выше (до 2%), чем в габбро-плагиогранитных формациях (до 1%),

но геохимически они близки, что первым было отмечено Б.К. Львовым [227].

К отмеченным особенностям строения массивов плагиогранитной формации следует добавить, что контакты их с вмещающими толщами в большинстве случаев тектонические либо не обнажены. Там же, где удается наблюдать интрузивные контакты, обращает на себя внимание низкая степень экзоконтактовых преобразований на уровне зеленосланцевой либо эпидот-амфиболитовой фации. Эти изменения могут быть обусловлены поздним диафторезом, повсеместно проявленным и в самих массивах. Мигматитов же инъекционного и других типов в связи с раннеостроводужными плагиогранитоидными комплексами на Среднем и Южном Урале не установлено.

Интенсивные метаморфические преобразования субстрата, вероятно, сопряжены с плагиогранитоидным магматизмом более зрелых стадий развития островных дуг[1]. Увеличение мощности коры островных дуг и продолжающаяся магматическая деятельность должны были способствовать аномальному повышению температуры в нижних горизонтах, ультраметаморфизму и палингенному гранитообразованию. В современной структуре Урала отражение этих процессов можно видеть в зональных плагиогнейсово-сланцевых комплексах островодужной (переходной) стадии. В высокотемпературных зонах есекжальского, борсыксайского, кумакского, еланчикского, сысертского и других комплексов часто присутствуют инъекционные мигматиты и мелкие тела плагиогранитоидов. Общая насыщенность их плагиогранитоидным материалом, вероятно, определяется глубиной эрозионного среза. В цепочке зональных комплексов Западного метаморфического пояса с юга на север на протяжении 300 км наблюдается последовательное возрастание роли плагиогранитоидного материала от наименее эродированного ларинского комплекса через еланчикский и сысертский до Верхисетского плагиогранитоидного интрузива, формирование которого связывается с процессами палингенеза [38]. Характерно, что содержание K_2O в субстрате и прожилках инъекционных плагиомигматитов в породах Верхисетского массива достигает 2,5%, в то время как в плагиогранитоидных комплексах ранних стадий развития островных дуг не превышает 2%, а в наиболее крупном Рефтинском массиве колеблется в пределах 0,5–1,3% [346].

В зональных плагиогнейсово-сланцевых комплексах иногда присутствуют небольшие тела и прожилки нормальных гранитов, что может быть связано с плавлением континентального материала, отмечаемого иногда в современных островных дугах в виде древних блоков (например, в Японской дуге), либо являться отражением более поздних процессов. Основная же масса гранитоидов представлена плагиогранитами – гранодиоритами, в среднем раскисляющими первичный субстрат, который по изотопам Sr является ман-

[1] Идея о том, что более ранние гранитные плутоны восточного склона Урала представляют корни островных дуг, выдвинута Н.А. Штрейсом в 1972 г.

тийным (например, для сысертского комплекса $Sr^{87}Sr^{86}$ = 0,703). Таким образом, если при магматических процессах в островных дугах аккумулируются значительные объемы пород средней кремнекислотности (андезиты, тоналиты – гранодиориты), то процессы палингенеза, вероятно, приводят к дифференциации вещества в разрезе коры переходного типа (с утолщенным "базальтовым" слоем) и накоплению в древних частях более кремнекислых продуктов — гранодиоритов – плагиогранитов, формирующих "гранитный", а точнее, "плагиогранодиоритовый" слой.

Древнейшие коровые образования Земли ("серые гнейсы") и средние составы континентальной коры в целом, рассчитанные различными методами, указывают не на гранитный, а на гранодиоритовый либо тоналит-гранодиоритовый состав. Это невольно наводит на мысль, что основной приток глубинного (мантийного) материала, формирующего континентальную кору, происходит в основном на стадии островных дуг — в самих дугах и активных континентальных окраинах андского типа.

В позднем палеозое кора переходного типа (островодужная), образовавшаяся на Урале, была дополнительно деформирована и метаморфизована. В ее состав были включены верхнедевонские и каменноугольные вулканиты (в том числе калиевые) и осадки. Мощность этой коры благодаря смятию и надвиганию с одновременным сокращением поперечника зоны ее развития увеличилась до типично континентальной (40 км и более). Однако существенных изменений в ее валовом составе, видимо, не произошло. Глубинные процессы корового петрогенезиса, связанные с выравниванием теплового режима и, видимо, продолжающимся в континентальную стадию притоком мантийного типа, способствовали внутрикоровой дифференциации вещества и уменьшению неоднородности по крайней мере в нижних горизонтах. В это время в пластинах (блоках), обладающих достаточной водонасыщенностью, развивались метасоматические и палингенные процессы гранитообразования. По всей вероятности, относительно небольшие объемы нормальных, субщелочных и щелочных гранитоидов Магнитогорской и Иргизской зон, включаемых в габбро-гранитный формационный тип [379], могут быть связаны именно с этими процессами.

Подтверждением правомерности данного предположения является дискуссионность постулата о генетической связи гранитоидов с габбро для большинства массивов магнитогорского комплекса [363, 391, 360, 285]. В указанных работах приводятся доказательства палингенного происхождения рассматриваемых гранитоидов и широкого развития метасоматических процессов, объясняющих чрезвычайную пестроту состава и обилие пород повышенной щелочности. Радиологические данные указывают на широкий интервал времени (350–260 млн лет) формирования этого комплекса. Можно предположить, что магнитогорский комплекс включает массивы разных этапов переходной и континентальной стадии развития, а объединяющие их признаки — повышенная щелочность гранитоидов при некотором преобладании окиси натрия, гипабиссальность станов-

ления и маловодность исходного расплава — связаны с особенностями строения земной коры, в том числе, как это предполагает А.И. Русин, с незначительным развитием водонасыщенных комплексов, следствием чего являются минимальные объемы генерируемых магм ("сухих") и слабая дифференциация коры с нечетким обособлением "гранитно-метаморфического" слоя.

Авторы отдают себе отчет в дискуссионности некоторых сторон предложенного объяснения. В частности, оно требует известного ограничения распространенных представлений о высокой подвижности воды, которые якобы следуют из работ Д.С. Коржинского о вполне подвижных компонентах. Альтернативное предположение допускает возможность существования в континентальную стадию продолжающегося восходящего потока сквозьмагматических флюидов. Исходным источником последних могут быть погруженные вдоль зоны уноса Заварицкого – Беньофа толщи гидратированной океанической коры. В этом случае степень водонасыщенности и другие особенности гранитоидов должны зависеть главным образом от температуры, обусловленной в основном глубиной формирования магм и неоднородной проницаемостью коры для поднимающихся высокотемпературных флюидов.

Приведенная выше последовательность событий может характеризовать механизм образования коры, названный автохтонным [263]. Это название не очень удачно, так как описанный процесс включает скучивание фрагментов океанической коры и, что особенно существенно, погружение (пододвигание) океанической коры под материковую или под океаническую же кору, дающее мощный восходящий поток горячих флюидов.

Дальнейшая разработка модели автохтонного формирования континентальной коры требует детального формационного анализа собственно плагиогранитоидных комплексов.

Под аллохтонным способом формирования континентальной земной коры А.В. Пейве и др. [263] понимают механизм образования континентальной коры, при которой происходит тектоническое совмещение комплексов палеоокеанической структуры с гранито-метаморфическими образованиями более древней континентальной коры.

Аллохтонный механизм формирования земной коры на Урале наиболее вероятен в карбоне. Правда, высказана и другая точка зрения [272, 267] о сравнительно раннем (в Тагильской мегазоне — уже с конца силура) надвигании океанической коры на континентальную. Действительно, в современной структуре, как это подтверждается данными сейсмических профилей МОВ, докембрийские метаморфические образования Осевой зоны Западно-Уральского мегантиклинория перекрыты в районе Нижних Серег и в других местах палеозойскими комплексами Тагило-Магнитогорской мегазоны и видимая амплитуда этого перекрытия составляет по горизонтали десятки километров. Однако, во-первых, время этого надвигания явно удревнено. Как показано В.Н. Пучковым, данные по истории Зилаиро-Лемвинской палеозоны, развивавшейся на краю

континента, однозначно говорят о том, что надвигание на этот край со стороны океанической палеоструктуры началось не ранее карбона (на Южном Урале не ранее фамена). Во-вторых, это надвигание вряд ли было значительным: комплексная интерпретация геофизических данных, проведенная Н.Б. Берлянд [27], показывает отсутствие признаков значительного участия блоков древней континентальной коры в фундаменте Тагило-Магнитогорской мегазоны. Если же допустить существование таких блоков на еще больших глубинах, то следовало бы ожидать появления структурно-вещественных признаков их активизации в орогенную эпоху (появления больших объемов калиево-натриевых гранитов и др.), как это имеет место в Урало-Тобольской мегазоне. Признание справедливости вышеприведенной аргументации приводит к выводу о преимущественно автохтонном пути формирования земной коры в Тагило-Магнитогорской мегазоне.

В Урало-Тобольской мегазоне различаются участки с различной степенью перекрытия раннедокембрийских сиалических блоков фрагментами палеозойской коры, формирование которой до этого можно предполагать автохтонным путем. Всего меньше это перекрытие в Восточных Мугоджарах, где палеозойские пластины образуют отдельные синформы (например, Буруктальская) или сохраняются в позднепалеозойских грабенообразных впадинах (Балкымбайская и др.), а докембрийские образования в перечисленных структурах в основном обнажены.

Взаимоотношения автохтонных и аллохтонных элементов в Урало-Тобольской зоне представляет собой особую проблему, тесно связанную с проблемой тектонической природы выходов древних комплексов в этой зоне в окружении эвгеосинклинальных толщ. Возможно несколько вариантов трактовок этих выходов, в частности в наиболее крупном Мугоджарском блоке это: 1) микроконтинент, образовавшийся в начале палеозоя при разрыве верхней крупной части земной коры древней плиты и заложении впадины [144, 141]; 2) выступ поддвинутых под эвгеосинклинальные комплексы континентальных краев океанической впадины на месте их сдвоения [267]; 3) вытянутый, затем приподнятый (всплывший) выступ края восточного континента [140]. В первом случае следует предполагать, что Денисовская зона ордовикского базальтового вулканизма параавтохтонна, т.е. образовалась восточнее микроконтинента. Второму варианту противоречат признаки наличия переходных комплексов континентальной окраины на западном склоне Урала [289] и отсутствие признаков легкого, сиалического, фундамента под Тагило-Магнитогорской зоной (о чем говорилось выше). В третьем случае В.Н. Пучков делает вывод о шарьированности эвгеосинклинальных комплексов Еманжелинско-Варненской, Алапаевско-Теченской, Мариинской, Иргизской и Денисовской зон на восточную континентальную окраину. Их сходство с комплексами Тагило-Магнитогорской зоны, на которое указывает В.А. Коротеев [181], подтверждает это толкование. Другим возможным объяснением третьего варианта, как допускает С.Н. Иванов (см. ниже), является

параавтохтонное образование упомянутых эвгеосинклинальных толщ на вытянутом крае восточного континента.

Эта проблема остается открытой, хотя мы и даем наиболее вероятный вариант истории формирования тектонической структуры Южного Урала. Пока отметим некоторые факты по этой проблеме.

У г. Бреды, у метеостанции Талдык, в районе г. Троицка и южнее широко распространены терригенные отложения ордовика (кварциты, аркозы), прорванные дайками толеитовых базальтов континентального типа [62]. В последнее время удалось установить, что жиландытауская свита Восточных Мугоджар, представленная толщей кремнистых сланцев, содержит не только граптолиты лландовери, но радиолярии позднесилурийско-раннедевонского облика и конодонты раннего девона.

Эти палеозойские комплексы могут представлять собой фрагменты автохтонного миогеосинклинального разреза микроконтинента или восточной континентальной окраины. Известно также, что палеозойские метаморфические комплексы Суундукско-Челябинской зоны представлены преимущественно толщами, содержащими мало вулканитов; поскольку стратиграфия их изучена очень плохо, можно предполагать, что и они в значительной части отвечают автохтонному чехлу.

В блоковых структурах типа Салдинской древние породы выходят на поверхность в центральных частях предполагаемых поднятий, будучи окружены океаническими и эпиокеаническими формациями. Сильно уплощенные тектонические клинья раннедокембрийских образований (селянкинский комплекс) выявлены в Ильменогорско-Гаевской полиметаморфической зоне, представляющей собой, по-видимому, структуру типа глубинных надвигов, сложенную преимущественно в различной степени гранитизированными тектонитами (бластомилонитами). Наконец, в Суундукско-Челябинской и Свердловской зонах присутствие таких древних блоков только угадывается по появлению батолитоподобных массивов калиево-натриевых гранитов, которые, как можно предполагать, образовались за счет палингенеза, переплавления древнего сиаля. Такая разная степень погребения связана не только и не столько с масштабами первичных перекрытий, сколько, вероятно, с мощностью и составом самых древних блоков коры: блоки с заметной мощностью континентальной коры, сложенные относительно легкими породами, не могут быть глубоко задавлены в мантию под тяжестью перекрывающих их фрагментов океанической коры вследствие плавучести этих блоков; изостатически компенсируясь, они обусловливают почти полную эрозию перекрывших их отложений. Сиалические блоки с утоненной или более тяжелой корой имеют больше шансов остаться погребенными. Вероятно, именно поэтому офиолитовые комплексы западного склона Южного Урала, лежащие на континентальной коре значительной мощности, сохранились лишь в виде останцев.

Недавно были высказаны соображения [140] о том, что залегание мафических толщ, характерных для океанической коры, на

сиалическом основании не обязательно всегда означает их тектоническое надвигание на континент. По-видимому, возможной причиной налегания указанных мафических толщ на сиалическую кору является их исходное образование на утоненном крае континентальной плиты в этап, предшествующий ее полному разрыву или сразу после ее разрыва, когда утоненные выклинивающиеся края сиалической коры еще не поднялись в полной мере под влиянием изостатических сил. Такой путь образования земной коры предложено называть парааутохтонным. Хороший пример такого накопления базитов на утоненном крае континентальной коры дает микроокеаническая структура Афаро-Красного моря. Возможно, что именно таким парааутохтонным путем были образованы мафические комплексы Самарско-Кракинской зоны [140]. Ранее данная трактовка этих образований как аллохтонных [264] встретила резкие возражения [338 и др.], аргументация которых, как установили К.С. Иванов и В.Н. Пучков [123], была ошибочной. Тем не менее остались непарированные доводы. Главные из них, как считает С.Н. Иванов [140], снимаются при допущении парааутохтонного образования данных мафитов на сиалической утоненной коре в этап ее глубинного растяжения с одновременным раздвижением поверхностных блоков.

На основе модели хрупкого разрыва верхних толщ земной коры и пластического растяжения при раздвижении нижних частей земной коры была предложена новая схема образования древних глыб (микроконтинентов) среди палеозоид восточного склона Урала [144, 141]. Согласно этой схеме они образуются при раздвиге плиты, когда в результате пластического растяжения нижних частей земной коры ее верхняя часть хрупко разрывается на несколько частей. Подтверждение такого механизма указанные авторы видят в отсутствии куполовидного строения (свидетельствующего о всплывании) у ряда древних глыб сиалической коры Урала — у Мугоджарской, Салдинской и др., залегающих без зональных метаморфических ореолов среди палеозоид.

Предлагаемый механизм образования налеганий мафических пород на сиалическую кору не означает отказа от представления о тектоническом надвигании океанической коры на континентальную. Однако масштабы этого явления авторами очерков оцениваются по-разному. В.Н. Пучков (вслед за М.А. Камалетдиновым, Т.Т. Казанцевой и др.) полагает, например, что массивы Крака имеют чисто аллохтонное происхождение, хотя и признает в них наличие некоторых черт петрологического сходства с окраинно-континентальными мантийными диапирами типа Бени Бушера [291].

Таким образом, совмещение палеозойских толщ и древних блоков могло происходить разными путями: парааутохтонным, аллохтонным и путем отщепления от платформы микроконтинентов. Аллохтонный путь реализовался, видимо, как надвиганием океанической коры на край континентальной, так и главным образом путем поддвигания ее под платформу в окраинно-континентальной зоне (зонах?) субдукции, о чем уже говорилось ранее.

В более западных частях Урала конец раннего карбона характеризуется временным уменьшением тектонической деятельности с недолгим квазиплатформенным этапом развития (визейский и серпуховский века). После этого, по-видимому, начался новый этап тектонических перемещений, при котором все комплексы, в том числе и раннекаменноугольные, подвергались новому интенсивному сжатию с образованием надвигов и шарьяжей как западной, так и восточной вергентности.

Неравномерное развитие тектонических движений привело к образованию на восточном склоне Урала двух уровней размывов и несогласий — предсредневизейского и позднебашкирского, отвечающих, по А.А. Пронину [283], одноименным фазам складчатости. Недавно было показано, что предсредневизейский размыв и последующая депрессия были обусловлены не складчатостью, а предрифтовым подъемом, рифтингом и последующей депрессией [150]. По представлениям В.Н. Пучкова и А.С. Перфильева, складчатые процессы были растянуты во времени, хотя и дискретны. Продолжение тектонической переработки (сжатия, скучивания) мощной, но еще недостаточно зрелой континентальной коры Урало-Тобольской мегазоны идет в карбоне и перми на фоне развивающегося палингенеза, образования массивов калиево-натриевых гранитов.

Процессы палингенеза приводят к перераспределению кремнекислых продуктов в разрезе формирующейся коры. Как указывалось выше, при аллохтонном корообразовании скучивание включает в кору не только относительно "сухие" высокометаморфизованные блоки докембрия, надежно выделяемые в современном эрозионном срезе, но и, вероятно, слабометаморфизованные (водонасыщенные) толщи, в том числе, возможно, и предгеосинклинальные типы рифейских и вендских толщ западной и осевой зон Урала. Преобладающее сжатие континентальной стадии (покровообразование) вряд ли благоприятно для значительного притока глубинных флюидов, без чего в сухих толщах невозможно интенсивное проявление процессов орогенного метаморфизма и гранитообразования. Этим, возможно, и объясняется, как полагает А.И. Русин, слабое развитие гранитоидов в Тагильской и Магнитогорской зонах. Неравномерностью же распределения в формирующейся коре водонасыщенных комплексов можно объяснить неоднородность метаморфизма континентальной стадии и некоторые особенности состава позднепалеозойских массивов Главного гранитного пояса Урала.

Различия в составе и строении позднепалеозойских массивов гранитоидов (степнинский и санарско-борисовский типы комплексов), выявленные на восточном склоне Южного Урала еще Б.К. Львовым [226, 227], позднее были дополнены примерами по другим районам и интерпретированы как связанные с различной глубинностью и водонасыщенностью генерируемых магм — адамеллит-гранитный и гранитный формационные типы [379]. Гранитоиды же повышенной основности из массивов гранитной формации отнесены к тоналит-гранодиоритовому формационному типу (пластовский тип по Б.К. Львову).

Такое подразделение, вытекающее из хорошо известной из экспериментов на простых системах зависимости содержания свободного кремнезема в Q–Ab–Or котектиках от давления P_{H_2O}, одновременно основывалось на предположении о закономерном уменьшении водонасыщенности коры вниз по разрезу (до "сухих" гранулитов), что, вероятно, правомерно для зрелой континентальной коры. Однако в период скучивания и гранитообразования неоднородность коры по насыщенности водой и по проницаемости высокотемпературными флюидами могла быть значительной. Поэтому процессы палингенеза при достижении необходимых температур и давлений могли протекать на разных глубинах и, таким образом, генерировать магмы различной водонасыщенности на близких уровнях. Не может быть строго регламентирован и состав магм. Многочисленные данные из экспериментов по плавлению искусственных и природных объектов показывают, что генерирующиеся в коровых условиях расплавы содержат "резисторы" (твердые частицы плагиоклаза, биотита, амфибола и др.), повышающие основность пород и зависящие от исходного субстрата [437, 440, 439, 307]. Поэтому появление пород повышенной основности (тоналитов, гранодиоритов, адамеллитов) наряду с наиболее легкоплавкими гранитами вполне закономерно. Такое объяснение не требует поисков особых условий генерации некотектической адамеллитовой магмы и последовательной кристаллизации тоналитов и кварцевых диоритов из двух котектик, как это иногда предполагается [379].

В процессе становления массивов, медленного их остывания и перекристаллизации в гранитоидах повышенной основности диафторические преобразования проявляются ярче, чем в нормальных гранитах, что принимается иногда за разделяющую их фазу метаморфизма, часто не проявленную во вмещающих комплексах. Следует добавить, что и содержание K_2O в тоналитах и гранодиоритах массивов гранитной формации достигает 3,5%, т.е. значительно выше, чем в плагиогранитоидных комплексах переходного (островодужного) этапа. Все это позволяет предполагать, что колебания в составах пород в позднепалеозойских массивах гранитоидов в большинстве случаев связаны не с их принадлежностью к разным этапам формирования континентальной коры, не с их различной формационной природой, а с неоднородностью коры в процессе ее становления и с различным загрязнением котектических выплавок резисторами (реститовыми минералами).

Эти предположения, касающиеся возможных причин колебания составов гранитоидных пород и их формационного подразделения, затрагивают одну из важнейших проблем петрологии — комплементарности продуктов в магматическом петрогенезисе. Совокупность всех имеющихся на сегодня данных показывает, что ведущим процессом магмообразования в континентальной коре и мантии является селективное анатектическое плавление. Появление в различных *P–T*-условиях котектических выплавок, формирующих закономерные серии магматических пород, должно сопровождаться образованием таких же закономерных серий тугоплавких остатков (ре-

ститов). Реститовая природа магнезиальных гипербазитов, комплементарных базитовым вулканитам, практически общепризнана. Убедительные данные о реститовой природе малотитанистых магнезиальных габбро, не имеющих эквивалентов среди базальтов, получены при изучении габбро-гипербазитовых комплексов Урала [96]. Естественно предположить, что тугоплавкие остатки формируются не только в мантии, но и в коровых условиях, где возможно появление лишь наиболее легкоплавких минимальных гранитоидных выплавок.

Нереальность достижения в коре температур 1000–1100°С, необходимых для выплавления тоналитовых пород, привела П.И. Уайли [440] к выводу о значительной исходной насыщенности тоналитовых расплавов тугоплавкими минералами либо вообще их реститовой природе. Таким образом, кроме намечающейся серии реститовых (немагматических) пород и проблемы их отождествления с конкретными массивами или составными частями массивов (тоналит-гранитных, габбро-гранитоидных), заслуживает внимания вопрос о загрязнении расплавов реститовым материалом. Наглядным примером такого загрязнения может служить серия марианитов – бонинитов, в стеклах андезитового состава которых присутствуют ортопироксен и даже оливин. Все это согласуется с высказанными выше соображениями и имеет непосредственное значение для формационного анализа магматических пород.

Вышеизложенные рассуждения касаются процессов, происходивших в позднем карбоне – перми на восточном склоне Урала. В это время на западном склоне развивается структура Предуральского краевого прогиба с накоплением мощных, многокилометровых, толщ флишоидов и моласс. Одновременно начиная с карбона происходит постепенное (с востока на запад) вовлечение шельфовых и батиальных фаций западного склона Урала в зону альпинотипной линейной складчатости. Судя по отсутствию отчетливых следов всеуральских перерывов и угловых несогласий в верхнекаменноугольных и пермских отложениях, процесс складчатых движений был длительным, практически непрерывным, хотя и с ослаблениями и усилениями.

Это с некоторыми оговорками признавал и А.А. Пронин [283, с. 130], отмечавший, что в восточной части Уральской геосинклинальной области в позднем палеозое невозможно выделить какую-либо из западноевропейских фаз и вообще выделить тектонические фазы можно по косвенным признакам только в области западного склона Урала и Приуралья. Упомянутые косвенные признаки весьма расплывчаты: можно определенно говорить лишь о заметном ослаблении терригенного сноса с востока в Предуральский прогиб в кунгурское время, что обусловило накопление эвапоритов. Новое усиление терригенного сноса связывалось А.А. Прониным [283] с предуфимской фазой складчатости, однако кратковременная фаза деформаций не могла бы обеспечить столь длинного дальнейшего развития Предуральского прогиба, миграции его оси к западу и накопления осадков мощностью во многие тысячи

метров. Складчатость продолжалась; она сопровождалась формированием западновергентных крупноамплитудных чешуйчатых надвигов и шарьяжей. В последних местами участвуют и океанические формации. Этот процесс тектонического скучивания и мощного осадконакопления наряду с более ранними процессами осадконакопления, о которых говорилось ранее, по-видимому, окончательно компенсировал тот "дефицит" сиаля, который возник на континентальной окраине вследствие рифтогенеза.

Формирование континентальной коры на Урале закончилось к концу палеозоя. В раннем мезозое кора Урала вместе с Приуральем и Зауральем испытала слабые растягивающие напряжения, которые не привели к существенному преобразованию коры, а лишь способствовали появлению траппов и угленосных впадин. В конце триаса – начале юры кора подверглась сжимающим напряжениям, что вызвало образование надвигов с амплитудой в несколько километров в бортах угленосных впадин, локальных зон линейной складчатости типа гряды Чернышева и, возможно, сдвиговых зон большой протяженности. Таким образом, возраст завершающей складчатости на Урале близок к древнекиммерийскому, т.е. формально она принадлежит к альпийскому циклу. Однако вклад этой фазы деформаций в формирование вещества земной коры Урала был незначительным.

На неотектоническом этапе развития Урал вновь пережил эпоху сводообразных поднятий, довольно значительных на севере и юге Урала. Поскольку Урал в целом изостатически компенсирован, это может быть объяснено некоторым новым увеличением мощности коры под влиянием сжимающих напряжений. Не исключены и другие причины возникновения горного рельефа. Возможно, например, что в четвертичное время произошло быстрое изостатическое поднятие, сменившее позднемеловую депрессию, обусловленную эндогенными причинами.

Горообразующие процессы на Урале, по-видимому, не прекратились и в настоящее время. Об этом, в частности, говорят результаты изучения современной геодинамики Урала путем специальных исследований напряженного состояния пород в подземных горных выработках [9]. Было установлено, что одним из важных элементов механизма неотектонического развития Урала является горизонтальное сжатие земной коры, ориентированное субширотно, т.е. вкрест простирания области новейшего поднятия. Значения субширотных напряжений сжатия примерно от 40 до 500 кг/см^2. Наиболее интенсивны они на территории между Свердловском и Челябинском (от 200 до 500 кг/см^2). Одной из причин наблюдаемых здесь концентраций напряжений может быть давление Уфимского выступа платформы.

Об этом говорят сведения о сейсмичности Урала [222]: установленные эпицентры землетрясений в 5 и 6 баллов концентрируются на Среднем Урале (правда, такая концентрация отчасти может быть связана с искажениями, вносимыми методикой установки эпицентров как инструментальными методами, так и путем опроса жителей).

Инструментальные данные достаточно четко говорят о некотором тяготении эпицентров к западной части Урала. Это позволяет считать, что в целом в настоящее время динамически наиболее напряжена зона сочленения Урала и Русской платформы.

Материалы и рассуждения, изложенные в книге, позволяют сделать основные выводы.

1. Формирование земной коры Урала в дорифее, восстанавливаемое по единичным фрагментам метаморфических толщ, подчиняется главным закономерностям, выявленным в Восточно-Европейской платформе. Исходный субстрат гранулит-чарнокитовых и амфиболит-мигматитовых комплексов сформировался около 3 млрд лет назад. Гранулитовый метаморфизм умеренных давлений (алданская фация глубинности) связан с субширотными складчатыми структурами и имеет возраст более 2,7 млрд лет. Около 2,3–2 млрд лет назад проявились ареальный высоко- и среднетемпературный диафторез и плагиомигматизация. Метаморфизуемый материал неоднороден по своему составу и природе и позволяет предполагать существование протогеосинклинальных, платформенных и рифтогенных режимов. Последние, видимо, были характерны для конца раннего протерозоя.

2. В позднем протерозое, в рифее и венде, в зоне Урала имели место неоднократные поднятия аномальной разуплотненной мантии или ее дериватов. Они обусловливали временное возрастание в литосфере давления и температуры, подъем земной коры и затем ее раздвижение с образованием рифтов. При этом в начальной стадии породы кровли диапира, видимо, испытывали диасхизисный прогрессивный метаморфизм высоких давлений и температур. Этот процесс сменялся неравномерным расползанием мантийного диапира, пластическим растяжением и утонением земной коры и, возможно, литосферы в целом. В результате на поверхности Земли проявилось общее ритмическое опускание, сопровождаемое многокилометровым накоплением осадков перикратонного типа. Толщи нижней половины земной коры, подвергшейся растяжению, испытали в это время шейковый динамический метаморфизм, обусловленный односторонним падением давления. Он проходил на фоне общего диафтореза, нарушаемого локальным вторжением гранитоидов. В конечном итоге карельская земная кора в позднем протерозое испытала утонение и нарушение цельности с накоплением терригенно-осадочных комплексов и небольших тел магматических пород повышенной щелочности исходно мантийного происхождения.

3. Появление палеозойской океанической структуры Урала связано с развитием процессов рифтогенеза — разрывом древней существенно континентальной коры и дрейфом новообразованных континентальных фрагментов. Происходило не только образование новой океанической коры, но и утонение краев расходящихся континентальных глыб, испытывающих при этом динамотермальный метаморфизм с изменением состава и структуры этих краев.

4. Механизм образования океанической коры дискуссионен. Ши-

роко распространенная мантийно-магматическая гипотеза происхождения офиолитов основана на допущении возможности образования "кумулятов" на уровне 3-го слоя океанической коры. Однако можно предположить, что габброиды альпинотипных офиолитов, по крайней мере часть из них, имеют более глубокое мантийное происхождение и представляют собой результат всплывания и ретроградного метаморфизма блоков мантийных базитов на фоне общего подъема диапира, сложенного базит-гипербазитовым мантийным веществом, под срединно-океаническими хребтами. Недостаточно пока разработанным звеном этой гипотезы является механизм дифференциации диапира, приводящий в условиях, близких к астеносферным (частичное плавление), к отделению габбро в нерасплавленном состоянии.

5. При разрыве и начальной стадии раздвижения Европейско-Азиатской литосферной плиты основные вулканиты и отчасти другие образований верхней зоны океанической коры отлагались на утоненной континентальной коре, сначала на ее шейке, соединяющей расходящиеся континенты, а затем на вытянутых в сторону океана языках-клиньях сиалического метаморфизованного материала. Не исключено, что такой процесс образования мафитов на сиалическом основании имел место в Сакмарско-Кракинской зоне западного склона Урала. Он назван параавтохтонным.

6. Начало построения континентальной коры на базе океанической связано с образованием островных дуг, впервые отмеченных на Урале в силуре. При этом, видимо, имели место: а) палингенно-метасоматические процессы в океанической коре, которые становятся возможными за счет накопления в ней (в том числе и в осадочном слое океанического чехла) воды и целого ряда литофильных элементов; можно предполагать поступление их как из океана, так и снизу из субдуцированной океанической коры, подвергшейся обезвоживанию и метаморфизму; б) образование и подъем аллохтонных андезитоидных и более кремнекислых магм в зонах субдукции за счет переплавления материала океанической коры на больших глубинах; в) зональный метаморфизм и анатектические процессы при возрастании мощности коры с перемещением плагиогранитоидного материала в верхние горизонты.

Перечисленные процессы привели к образованию тонкого гранитно-метаморфического слоя. Дальнейшее тектоническое скучивание коры переходного (островодужного) типа обусловило образование мафической малодифференцированной коры со слабо развитым гранитно-метаморфическим слоем, но с нормальной (континентальной) мощностью. Этот тип формирования континентальной коры, в наибольшей степени характерный для Урала, назван А.В. Пейве автохтонным.

В самом конце девона и в карбоне развивается также и аллохтонный механизм образования континентальной земной коры, особенностью которого является тектоническое надвигание океанической коры на край континентальных блоков. Всего отчетливее следы этого механизма непосредственно видны в отдельных фрагментах западного склона Урала, хотя сейчас еще нельзя сказать,

какая часть мафических толщ, лежащих здесь на сиалической коре, создана аллохтонным и параавтохтонным способами, если последний признать возможным.

7. В середине раннего карбона на значительной части территории современного обнаженного Урала установился период квазиплатформенного развития с проявлением кратковременного рифтогенеза по восточной ее окраине. Затем последовал мощный процесс позднепалеозойской тектонической переработки и палингенеза в захороненных в разной степени насыщенных водой континентальных блоках, приведший к связанному с ним образованию батолитоподобных интрузий калиево-натриевых гранитов. На западном склоне Урала в связи с продолжающимся сжатием в это время происходит образование глубокого Предуральского краевого прогиба. Прогиб заполняется флишоидами и молассой, образовавшимися за счет размыва горного сооружения, которое в это время воздымалось с востока от прогиба. Таким образом, произошло уравнивание избытка сиалических масс, накопившихся в восточных зонах Урала, и дефицита сиаля, унаследованного от раннепалеозойской рифтогенной континентальной окраины на западном склоне хребта.

8. Все перечисленные выводы и фактические данные, среди которых решающее значение имеют новые сведения о возрасте вулканогенных толщ на конодонтной основе, позволяют предполагать следующий ход палеозойской истории Южного Урала (включая Мугоджары).

В конце раннего ордовика раздвижением континентального рифта началось образование океанической структуры. Разрыв верхней части земной коры произошел не только по одной оси раздвижения. Верхняя жесткая часть коры приблизительно до глубины 10 км, лежащая на пластически растягиваемой нижней части, хрупко разорвалась и немного раздвинулась, кроме главного осевого разрыва, еще в нескольких зонах, заполняющихся базальтами. Такими зонами были: западнее главного разрыва, вероятно, Зилаиро-Сакмарская, а восточнее — Денисовская (рис. 27). Механизм одновременного параллельного возникновения нескольких зон разрыва и образование между ними микроконтинентов обоснованы в работе [141] и могут быть подтверждены наблюдениями в районах многих современных рифтов.

Возможны и другие механизмы разрыва континентальной коры, в том числе, по мнению В.Н. Пучкова, и разрыв с последовательным "перескоком" зоны спрединга, как это представляется в мобилистских реставрациях формирования океанической коры севера Атлантики и других океанских регионов.

Так или иначе, но раздвигание завершилось созданием позднеордовикско-силурийского Уральского океана, включающего у восточного борта микроконтинент (микроконтиненты?). На склонах последнего отлагались вначале терригенные, а затем кремнисто- и глинисто-сланцевые толщи, тектонически скученные во время позднепалеозойского сжатия Урала. Отдельные фрагменты этих толщ имеют различный возраст — от среднего ордовика до эйфеля включи-

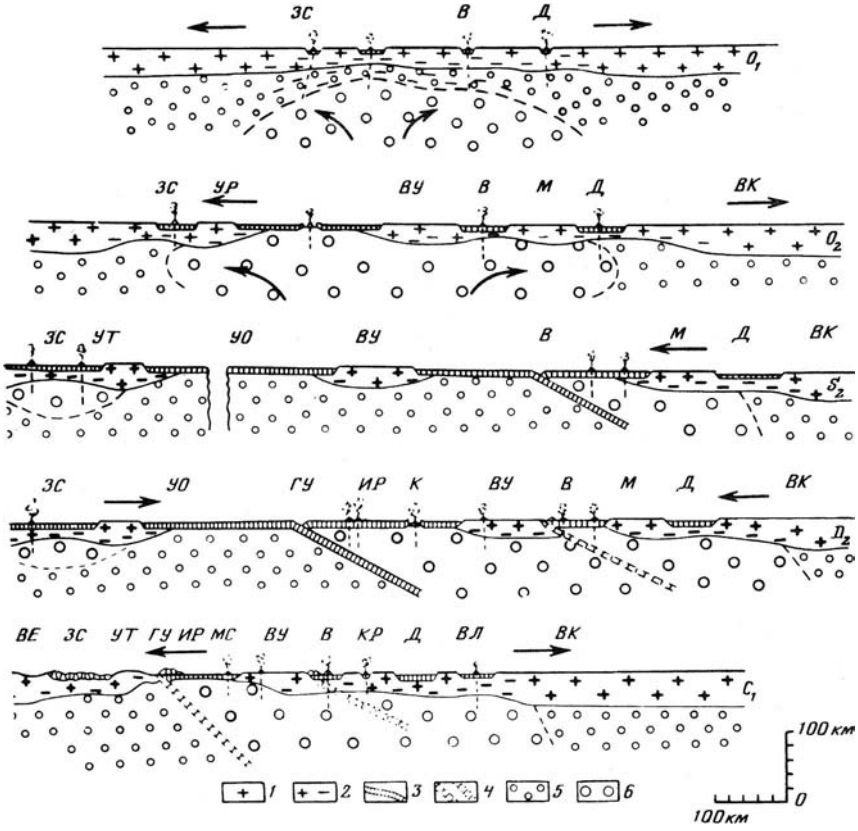


Рис. 27. Предполагаемая схема развития основной структуры Южного Урала в ордовике – карбоне

1 — континентальная доордовикская земная кора; *2* — то же, деформированная при растяжении и частично вновь образованная в палеозое; *3* — базальтоиды и другие породы океанической коры и континентальных рифтогенных депрессий, а также андезитоиды островных дуг; *4* — метаморфизуемая океаническая кора; *5*, *6* — мантия: *5* — нормальная, *6* — аномальная. Буквы на рисунке: ВЕ — Восточно-Европейский континент, ЗС — Зилаиро-Сакмарская зона, УТ — Уралтау, УО — Уральский океан, ГУ — Главный глубинный разлом Урала, ИР — Ирендык, К — Карамалыташ, МС — Магнитогорский синклинорий, ВУ — Восточно-Уральское поднятие, В — Восточная зона, КР — Карабутакский рифт, М — Мариинская зона, Д — Денисовская зона, ВЛ — Валерьяновская зона, ВК — Восточный континент

тельно по нашим находкам конодонтов [128 и неопубликованные данные]. Это указывает на значительную длительность существования Восточно-Уральского (Мугоджарского) и, по-видимому, других микроконтинентов среди палеозойской эвгеосинклинали.

Следы образований океанической коры ордовика – силура видны теперь западнее хребта Ирендык в зоне Главного Уральского глубинного разлома (поляковский комплекс) и на востоке в Восточной зоне.

В силуре, а возможно, и несколько ранее вдоль восточного края океанической впадины стала формироваться островная дуга, и в конце силура – начале девона началось общее закрытие Ураль-

ского палеоокеана. Об этом свидетельствует существование во второй половине силура – раннем девоне на его восточной окраине формаций зрелой островной дуги. Наиболее мощной островная дуга была в эйфельское время, остатки ее образуют современный хребет Ирендык и прилегающие к нему с запада базальтовые и осадочно-вулканогенные толщи баймак-бурибаевской свиты. Появление дуги свидетельствует о существовании здесь зоны субдукции, падающей под восточный континент. По этой зоне океаническая кора погружалась, а островная дуга надвигалась на океан с образованием в своем тылу зоны вторичного спрединга, породившего тыловое расширяющееся море (ныне основная часть Магнитогорского мегасинклинория). В среднем девоне, особенно в эйфеле, оно достигло максимального развития и глубины. Об этом свидетельствуют комплексы параллельных даек и обильные толеитовые подушечные базальты, перемежающиеся вверху с красными яшмами. Наиболее полно эти образования представлены на юге региона, в Западных Мугоджарах, где среди них нет терригенных осадков и известняков. Принадлежность западномугоджарских базальтов к зонам активного спрединга была установлена [143] и неоднократно подтверждалась позже. Эти формации считались океаническими. Однако наряду с низкими содержаниями K, P, Rb, Sr в них отмечены содержания Cr, Ni, La, U, Th (последние ниже кларка) и отношения La/Yb, более характерные для значений, промежуточных между составом базальтов срединно-океанических хребтов и островных дуг [119].

Живетские лавы хребта Карамалыташ и приблизительно соответствующие им по возрасту и составу более восточной Учалинско-Бриентско-Ащебутакской зоны ранее [264, 267] также относились к образованию океанического дна. Однако их химические особенности в отличие от силурийских палеобазальтов Восточной зоны, а отчасти и от силурийских и ордовикских (?) палеобазальтов из зоны Главного Уральского глубинного разлома делают их несколько непохожими на состав океанических толеитов. К таким особенностям относятся повышенная железистость (0,64) и нередко пониженное содержание Ti (около 1% в карамалыташской свите). Подтверждением океанической природы палеобазальтов зоны Главного Уральского глубинного разлома (поляковский комплекс) и краевоморской ("вторично-геосинклинальной") природы карамалыташских и западномугоджарских комплексов служат содержания в них TR. Кривая содержаний TR, нормализованных по хондриту, в палеобазальтах поляковского комплекса совпадает с кривой толеитов срединных океанических хребтов [336]. Аналогичные кривые для палеобазальтов карамалыташского (сибайского) комплекса показывают не обеднение легкими TR, а, наоборот, заметное обогащение ими. Соответствующие по возрасту и структурному положению базальты Западных Мугоджар обнаруживают в левой части кривую TR, характерную для океанических толеитов (пониженные содержания), а в правой — нарастание содержаний в сторону легких элементов, что показательно для островодужных кривых TR. Все

эти особенности состава вполне укладываются в диапазон их колебаний в базальтах тыловых морей островных дуг. Характер осадков, сопровождающих карамалыташские базальты (яшмы, реже, терригенные породы и рифовые известняки), и особенно более поздних, также свидетельствует о морской, скорее всего тыловодужной, обстановке.

Сказанное выше подтверждает предположение об образовании западномугоджарских, карамалыташских и других девонских базальтов не в срединно-океанических хребтах, а в зоне вторичного тыловодужного спрединга, где генерировались комплексы как очень близкие к океаническим, так и заметно отличающиеся от них.

Более молодые терригенные и карбонатные отложения этого тылового моря свидетельствуют об его обмелении и превращении затем в сушу с проявлением трахириолитового и трахибазальтового вулканизма во время пароксизмов растяжения [150].

Зона субдукции целиком поглотила земную кору силурийского океана в конце девона. От нее остались лишь следы в зоне Главного Уральского глубинного разлома, трассирующие вместе с серпентинитовым меланжем древнюю зону уноса Заварицкого – Беньофа.

Дегидратация силурийской океанической коры, поддвинутой под край восточного континента, привела к выплавлению из нее и из сиалической коры разнообразных, в том числе гранитоидных расплавов. Эти расплавы обусловили появление во второй половине девона вулкано-плутонического пояса [264 и др.], а затем восточнее в среднем визе — Карабутакского рифта и Валерьяновской цепи андезито-базальтовых стратовулканов. Еще позже они вызвали образование гранитоидов "Главной гранитной зоны" Урала. Можно предположить, что сближение и столкновение в карбоне – перми восточного континента и припаянных к нему субконтинентальных новообразований, с одной стороны, и континента Восточно-Европейской платформы — с другой, обусловили не только сжатие и складчатость, но и наползание части океанической коры на край западного континента. Однако состав предполагаемых аллохтонов (Сакмарского и Кракинского) не включает ясно выраженных андезитовых или андезито-базальтовых островодужных серий. С.Н. Иванов допускает предположение, что они в действительности не являются аллохтонами в том понимании, которое им обычно дается [264, 267 и др.], а являются следами самостоятельной зоны разрывов в утоненном крае Восточно-Европейской платформы.

Докембрийский этап. На Урале дорифейские комплексы отмечаются в виде изолированных массивов (тектонических клиньев, глыб) как среди рифейских образований, так и в палеозойской эвгеосинклинальной зоне восточного склона Урала. Строение и состав дорифейских комплексов индивидуальны и не позволяют прослеживать отдельно литологические толщи от массива к массиву. В то же время соотношение их главных минеральных ассоциаций и их состав имеют общие черты с типовыми комплексами Восточно-Европейской платформы. Вместе с радиометрическими данными о присутствии в кристаллических толщах уральского докембрия

исходного субстрата возрастом 3–2,9 млрд лет это позволяет выделять среди них как преобладающие карелиды, так и беломориды.

Исходным субстратом являются гранулит-чарнокитовые и, вероятно, незональные амфиболит-мигматитовые комплексы. Гранулитовый метаморфизм умеренных давлений (алданская фация) имеет возраст более 2,7 млрд лет. Около 2,3–2 млрд лет назад в зоне Урала проявился ареальный метаморфизм с малоградиентной зональностью в режимах низких и повышенных давлений, обусловивший высокотемпературный диафторез и интенсивные ультраметаморфические преобразования (плагиомигматизацию, гранитизацию, анатексис) в архейских блоках. В позднекарельское время изменения древних толщ происходили в температурном интервале фации зеленых сланцев. Метаморфизуемый материал дорифейских комплексов неоднороден по своему составу и природе и позволяет предполагать существование протогеосинклинальных, платформенных и рифтогенных режимов.

Формационный анализ рифейских и вендских толщ западного склона и осевой зоны Урала показал, что они принадлежат не к геосинклинальным осадочным и магматическим формациям, а к платформенным, рифтогенно-депрессивным. Осадочные толщи испытали несколько этапов складчатости. Главный этап складчатости относится к палеозою. Но отмечаются и ясные реликты доордовикских формаций. Формационная принадлежность смятых и перекрывающих их доордовикских толщ к континентальным образованиям (аркозовые песчаники и др.) и отчасти другие наблюдения заставляют считать, что эти деформации связаны не с геосинклинальной складчатостью, а с рифтогенезом.

Развитие доордовикского термального и динамического метаморфизма в амфиболитовой и зеленосланцевой фации является неизбежным следствием внедрения в литосферу диапиров разуплотненной мантии и последующего разрыва и частичного раздвижения земной коры. Разрыв ее на верхних горизонтах происходит хрупко с образованием грабенов (рифтов), а на глубинах свыше приблизительно 10 км хрупкий разрыв сменяется пластическим растяжением с образованием сужающейся шейки. Шейковый метаморфизм обусловливает появление сланцев и происходит на фоне падающего давления. На Урале отмечается не менее трех циклов рифтогенеза в рифее и трех менее четких в рифее – венде – кембрии.

Не имеется данных, которые бы указывали на полный разрыв в позднем протерозое земной коры с образованием океанического бассейна.

Фанерозойский этап. Палеозойская океаническая структура была создана импульсом рифтогенеза, приведшего к раздвижению в конце раннего ордовика Европейско-Азиатской литосферной плиты. В пользу этого говорят следующие данные: 1) повсеместное стратиграфическое и структурное несогласное залегание аркозовых песчаников или конгломератов ордовика на докембрийских отложениях; 2) характерное изменение типа формаций в широтном направлении:

с западного края Урала по мере движения на восток и одновременно вверх по стратиграфическому разрезу отмечается смена песчаника ордовика глинистыми сланцами и яшмами, базальты теряют платформенные признаки и в силуре полностью приобретают состав океанических; 3) структурные планы рифейских образований и палеозоид в ряде случаев не совпадают; 4) нет следов позднепротерозойской океанической коры; 5) раннепалеозойские океанические вулканиты в Главной вулканогенной зоне восточного склона Урала залегают чаще всего непосредственно на меланократовом фундаменте, под которым геофизика обычно не обнаруживает отчетливых следов сиалической коры.

Об оседании пассивной окраины континента по мере выхода ее из зоны разрыва свидетельствуют мощные накопления вдоль всего Урала шельфовых и батиальных осадков. Ранние тектонические проявления и метаморфизм связаны с рифтовым процессом и последующим раздвиганием плит литосферы. Образование офиолитов океанической коры, видимо, могло произойти путем частичного выплавления толеитов из поднимающегося диапира гранатовых пироксенитов и эклогитов мантии. В рестите остались анортитовое габбро и высокомагнезиальные гипербазиты. Андезитовые и тоналитовые серии Урала образовались, скорее всего, путем частичного выплавления из гидратированной океанической коры в фокальных зонах Заварицкого – Беньофа. В силуре в океаническом бассейне Урала появляются контрастно-дифференцированные натриевые вулканические постройки, с которыми связаны колчеданные месторождения. Им в интрузивной фации отвечают небольшие тела плагиогранитов среди преобладающих базитов. Последние наследуют геохимические черты базитового субстрата.

Развитие островодужных комплексов в Западно-Тагильской зоне началось в конце лландовери – начале венлока, в Западно-Магнитогорской и Центральномагнитогорской зонах — в начале среднего девона, в Восточной и Денисовской — в раннем силуре. Островодужные обстановки сосуществовали, видимо, с обстановками растяжения в соседних зонах. С островодужной ранней стадией связаны излияния и эксплозии андезитовых, андезито-базальтовых, плагиориолит-дацит-андезитовых лав и формирование плагиогранитных комплексов (пластовского, рефтинского, балаталдыкского и др.), особенно крупных на Полярном Урале.

Многие достоверные признаки, в том числе расположение островодужных формаций и вулкано-плутонических комплексов, показывают субдукцию океанической коры на восток под окраину восточного континента с ее островодужными образованиями. Установлено, что на западе Уральского силурийского океана была пассивная континентальная окраина с характерными формациями шельфа континентального склона и подножия. Ширина Уральского силурийского океана по различным косвенным признакам может быть оценена в 500–1000 км.

Обсуждение тектонической позиции ордовикских палеобазальтов Денисовской зоны на юго-востоке Урала и полевые наблюдения

на Восточно-Уральском поднятии приводят к предположению о существовании в ордовике и силуре микроконтинента (микроконтинентов?) к западу от нее. Этот микроконтинент, сложенный доордовикскими и ордовикскими континентальными формациями, видимо, отделял Денисовскую зону от расположенного западнее океана.

Уральский океан, зародившийся в конце раннего ордовика, уже в силуре начал поглощаться зоной уноса, падающей на восток под островную дугу. В тылу дуги в среднем девоне происходил вторичный спрединг, образовавший тыловое море. Осадки и вулканиты этого моря слагают основную часть современного Магнитогорского мегасинклинория. К конце девона океаническая кора была поглощена, и в карбоне произошло столкновение наступающей с востока литосферной плиты с плитой Восточно-Европейской платформы. Следы океанической коры сохранились лишь в зоне Главного Уральского глубинного разлома, исходно представляющего собой древнюю зону уноса (зону субдукции), а также в Магнитогорской зоне.

Габбро-гипербазитовый Платиноносный пояс Урала не принадлежит к офиолитовой ассоциации. По многим особенностям он схож с гипербазитовыми комплексами древних платформ. Слагающие его клинопироксеновые гипербазиты и лабрадоровые габброиды прорывают офиолитовые ассоциации силура.

В позднюю островодужную стадию формирование плагиогранитоидов сопровождалось метаморфизмом, образованием мигматитов и палингенезом. В позднем палеозое земная кора переходного типа (островодужная) на Урале была дополнительно деформирована и метаморфизована. В ее состав были включены верхнедевонские и каменноугольные вулканиты и осадки. Мощность коры благодаря сжатию и надвиганию увеличилась до 40 км и более. Признаки формирования земной коры путем надвигания океанической на континентальную (аллохтонный способ формирования земной коры по А.В. Пейве) в Зилаирском синклинории на западном склоне Урала обнаруживаются не ранее фамена, большей частью лишь в карбоне. До этого времени здесь отсутствуют перерывы в осадконакоплении, с которыми можно было бы связывать надвигание.

Кроме предложенного А.В. Пейве автохтонного и аллохтонного механизмов образования континентальной земной коры, намечается и парааутохтонный. Он заключается в накоплении океанических базальтов и осадков в депрессиях, образованных над утоненной и растянутой нижней частью континентальной земной коры. С.Н. Иванов предполагает, что таким путем могла сформироваться Денисовская зона на востоке от главной оси спрединга и, быть может, Сакмарская — на западе.

Во второй половине раннего карбона на большей части Урала отмечается уменьшение тектонической активности. Предвизейский размыв и последующая депрессия на восточном склоне Южного Урала были обусловлены не складчатостью, а предрифтовым подъемом и последующим рифтингом. Об этом свидетельствуют локализация

осадков и вулканитов в узких зонах и комплексы параллельных долеритовых даек.

Первое появление на Урале незначительных объемов гранитоидного материала (штоки, пластовые и дайковые тела), включаемого обычно в габбро-плагиогранитные формации, связано с поздним этапом океанической стадии. Основной же приток кремнекислых продуктов в новообразующуюся континентальную кору происходит на стадии островных дуг. Собственно плагиогранитоидные формации этой стадии наследуют геохимический облик офиолитов. Ранние из них комагматичны островодужным вулканитам, а поздние — сопряжены с метаморфизмом переходной стадии развития земной коры. Образование их связано с процессами глубинного палингенеза, обусловливающими дифференциацию вещества и формирование коры переходного типа. Эволюция составов плагиогранитоидных формаций ясно выражается в увеличении содержания в породах K_2O от 0,5 до 2,5%.

Массовое развитие процессов палингенеза и формирование крупных батолитов калинатровых гранитов происходят в континентальную стадию. Увеличение мощности формирующейся континентальной коры до 40 км и более, возможно, затрудняет значительный приток мантийного материала и достижение температур, достаточных для выплавления гранитоидов повышенной основности (тоналитов, гранодиоритов). Наиболее реальны минимальные гранитные выплавки, состав которых, по-видимому, контролируется степенью водонасыщенности блоков (пластин) и может изменяться при захвате ими реститового материала. Строение ряда крупных массивов (Челябинского, Суундукского и др.), традиционно рассматривающихся как полиформационные (производные островодужной и континентальной стадий), лучше объясняется "загрязнением" их составных частей реститовым материалом. В целом в континентальную стадию происходит внутреннее перераспределение вещества формирующейся коры с обособлением "гранитного" слоя. Возможно, что этот процесс стимулировался в зонах, включающих блоки с заметным содержанием воды. Отсутствие этого благоприятного фактора, быть может, и приводит к появлению таких зон, как Тагильская и Западно-Магнитогорская с незначительным развитием "сухих" гранитоидов повышенной щелочности и с не выраженным геофизически "гранитным" слоем.

На западном склоне Урала в континентальную стадию (поздний карбон – пермь) формировался Предуральский краевой прогиб с мощным накоплением флишоидов и моласс. Развивалось складкообразование и шарьирование толщ на запад.

Формирование земной коры на Урале закончилось в основном в палеозое. В мезозое отмечались лишь слабые растягивающие (в триасе) и сжимающие (в начале юры) движения, обусловившие появление траппов в Зауралье и на Западно-Сибирской плите. В кайнозое произошло некоторое поднятие, вызвавшее обновление рельефа.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Абдулин А.А.* Геология Мугоджар. Алма-Ата: Наука, 1973. 391 с.

2. *Абдулин А.А., Авдеев А.В., Сеитов Н.С.* Тектоника Сакмарской и Орь-Илекской зон Мугоджар. Алма-Ата: Наука, 1977. 238 с.

3. *Абдулин А.А., Заравняева В.К., Кориневский В.Г.* Новые данные по стратиграфии зеленокаменной вулканогенной зоны Южных Мугоджар // Вопросы геологии и меденосности Мугоджар. Алма-Ата: Наука, 1963. С. 26–39.

4. *Абдулин А.А., Цирельсон Б.С., Быкадоров В.А.* и др. Тектоника области сочленения структур Урала, Тянь-Шаня, Центрального Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1976. 228 с.

5. *Абдуллаев Р.Н., Пучков В.Н., Сургутанова Д.М., Иванов К.С.* Ордовикские терригенные кремнистые толщи хребта Северный Нуратау // Узб. геол. журн. 1983. N 3. С. 42–53.

6. *Аблизин Б.Д., Клюжина М.Л., Курбацкая Ф.А.* и др. Верхний рифей и венд западного склона Среднего Урала. М.: Наука, 1982. 140 с.

7. *Агафонов В.Н.* Девонская система // Геология СССР. Т. 34. Тургайский прогиб: Геологическое описание. М.: Недра, 1971. С. 108–135.

8. *Агеев С.Г., Волчков А.Г.* Локализация медно-порфирового оруденения на Урале // Разведка и охрана недр. 1982. N 9. С. 14.

9. *Алейников А.Л., Беллавин О.В., Бугайло В.А.* и др. Некоторые вопросы изучения геодинамики Урала // Строение и развитие земной коры и структуры разных полей Урала по геофизическим данным. Свердловск. 1976. С. 88–90.

10. *Алексеев А.В.* Магматические комплексы зоны Урал-Тау Южного Урала и их металлогенические особенности // Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала: Тез. докл. III Урал. петрогр. совещ. Свердловск, 1974. Ч. 1. С. 28–29.

11. *Алексеев А.А., Волошин В.Л.* Магматизм зоны Урал-Тау // Магматизм и эндогенная металлогения западного склона Южного Урала. Уфа, 1973. С. 55–65.

12. *Андреев Б.В., Иванова Т.В., Келлер Б.М.* и др. Стратиграфия верхнего протерозоя восточной окраины Русской плиты и западного склона Южного Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981. N 10. С. 57–67.

13. *Анфимов Л.В., Козлов В.И., Ротарь А.Ф.* и др. Зрелость обломочных зерен кварца из песчаников базальных свит рифейских серий Южного Урала // Литология и полез. ископаемые. 1983. N 5. С. 114–118.

14. *Аполлонов М.К. Абдулин А.А.* К вопросу о стратиграфическом положении толщи кремнистых пород девона Южных Мугоджар // Вопросы геологии и меденосности Мугоджар. Алма-Ата: Наука, 1963. С. 59–63.

15. *Артюшков Г.В., Беэр М.А.* О роли вертикальных и горизонтальных движений в образовании прогибов на континентальной коре в складчатых областях // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. N 9. С. 25–52.

16. *Архангельская В.В.* Размещение эндогенных редкометальных месторождений в свете идей тектоники плит // Геодинамика и полезные ископаемые. М.: Наука, 1976. С. 160–162.

17. *Балашов Ю.А.* Геохимия редкометальных элементов. М.: Наука, 1976. 232 с.

18. *Бачин А.П.* О строении Даульско-Кокпектинского ультраосновного массива // Докл. АН СССР. 1973. Т. 212. N 2. С. 433–436.

19. *Беккер Ю.Р.* Историко-геологические комплексы докембрия Уральской складчатой области // Магматизм, метаморфизм, металлогения западного склона Урала. Уфа, 1976. С. 13–23.

20. *Бекмухаметов А.Е.* Формирование скарново-рудных зон магнетитовых месторождений южного Тургая. Алма-Ата: Наука, 1970. 205 с.

21. *Бекмухаметов А.Е.* Закономерности размещения и систематизация маг-

нетитовых месторождений Тургайского прогиба и Мугоджар // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. N 9. С. 77–98.

22. *Белковский А.И., Локтина И.Н.* К проблеме выделения сланцевых обрамлений в полиметаморфических комплексах высоких давлений // Метаморфизмы горных пород Урала. Свердловск, 1979. С. 101–117. (Тр. ИГиГ УНЦ АН СССР; Вып. 146).

23. *Белковский А.И., Селиверстов Г.Ф.* О формационной принадлежности Суроямского щелочно-ультраосновного массива: (Средний Урал). // Докл. АН СССР. 1976. Т. 230. N 3. С. 660–663.

24. *Белковский А.И., Царицин Е.П.* Клинопироксениты эклогит-сланцевых комплексов // Докл. АН СССР. 1980. Т. 254. N 5. С. 1203–1207.

25. *Белянина Г.П.* Петрогенезис основных вулканитов недифференцированной серии Западных Мугоджар // Ежегодник — 1973 ИГиГ УНЦ АН СССР. Свердловск, 1974. С. 97–100.

26. *Берлянд Н.Г.* Развитие земной коры Уральской эвгеосинклинали по геофизическим данным // Сов. геология. 1981. N 8. С. 71–81.

21. *Берлянд Н.Г., Бушуев А.С., Гиптов О.Б., Кривцов К.А.* О возрасте фундамента Большеземельской тундры // Сов. геология. 1980. N 8. С. 95–104.

28. *Богданов А.А., Зоненшайн Л.П., Муратов М.В.* и др. Тектоническая номенклатура и классификация основных структурных элементов земной коры материков // Геотектоника. 1972. N 5. С. 3–21.

29. *Богданова С.В., Гафарова Р.А.* Состав и строение фундамента восточной части Русской плиты // Тектоника фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформы. М.: Наука, 1978. С. 71–107.

30. *Богданова С.В., Лапинская Т.А., Постникова А.В.* Метаморфические комплексы фундамента восточной части Русской плиты // Метаморфические комплексы фундамента Русской плиты. Л.: Наука, 1978. С. 155–198.

31. *Боголепов К.В., Чиков Б.М.* Геология дна океанов. М.: Наука, 1976. 247 с.

32. *Богуш С.И., Бочкарев В.С., Юферев О.В.* Палеозой юга Западно-Сибирской равнины. Новосибирск: Наука, 1975. 43 с. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 297).

33. *Бородин Л.С.* Геохимия главных серий изверженных пород. М.: Недра, 1981. 195 с.

34. *Борукаев Ч.Б.* Типы и эволюция докембрийских структур: Автореф. дис. … д-ра геол.-минерал. наук. Новосибирск, 1983. 31 с.

35. *Борукаев Ч.Б., Башарин А.К., Берзин Н.П.* Проблемы тектоники докембрия // Докембрий континентов: Основные черты тектоники. Новосибирск: Наука, 1977. С. 151–202.

36. *Бочкарев В.С.* Тектонические условия замыкания геосинклиналей и ранние этапы развития молодых платформ. М.: Недра, 1973. 126 с.

37. *Буртман В.С., Клишевич В.Л., Чернышук В.П.* и др. Новые данные о палеозойском океане в Южной Фергане // Докл. АН СССР. 1977. Т. 237. N 3. С. 668–672.

38. *Бушляков И.Н., Соболев И.Д.* Петрология, минералогия и геохимия гранитоидов Верхисетского массива. М.: Наука, 1976. 340 с.

39. *Буякайте М.И.* Геохимия изотопов стронция в породах Войкаро-Сыньинского офиолитового массива Полярного Урала: Автореф. дис. … канд. геол.-минерал. наук. М., 1982. 28 с.

40. *Варганов В.Г.* Девон центральной части Уфимского амфитеатра // Сов. геология. 1981. N 2. С. 54–66.

41. *Варганов В.Г., Анцигин Н.Я., Наседкина В.А.* и др. Стратиграфия и фауна ордовика Среднего Урала. М.: Недра, 1973. 227 с.

42. *Варганов В.Г., Шурыгина М.В., Анцыгин Н.Я.* и др. Силур центральной части Уфимского амфитеатра // Сов. геология. 1973. N 5. С. 56–71.

43. *Варлаков А.С.* Рифтогенные — догеосинклинальные офиолиты в допалеозойской истории Урала // Эволюция офиолитовых комплексов. Свердловск, 1981. С. 34–38.

44. *Василевский Н.П.* Стратиграфия и вулканизм верхнего палеозоя юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1952. 304 с.

45. *Вассерман Б.Я., Журавлев В.С., Кушнарева Т.И.* и др. Новые сведения о составе и возрасте фундамента Большеземельской тундры // Докл. АН СССР. 1974. Т. 214. N 4. С. 929–931.

46. *Виноградов А.П.* Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры // Геохимия. 1962. N 7. С. 555–671.

47. *Виноградская Г.М.* Генезис гратоидов Златоустовского района на Урале // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1963. Т. 96. С. 34–65 (Минерал. сб.; N 3).

48. *Власов Г.М., Борисов О.Г., Петри-*

ченко Е.Д., Попкова М.И. Молодые геосинклинали Тихоокеанского пояса, их вулканогенные и рудные формации. М.: Наука. 1978. 178 с.

49. *Водорезов Г.И.* Основные черты стратиграфии палеозоя Мугоджар // Основные идеи Н.Г. Кассина в геологии Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1960. С. 97–137.

50. *Водорезов Г.И.* Взаимоотношения спилитов, вариолитов и перлитов в диабазово-спилитовой формации Мугоджар // Материалы по геологии Южного Урала. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1961. Т. 67а. С. 5–32.

51. *Водорезов Г.И., Розман Х.С.* О девонских отложениях Кемпирсайского района в связи с вопросом о возрасте гипербазитов Южного Урала // Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала. М.: Госгеолтехиздат, 1956. Вып. 1. С. 16–27.

52. *Воинова Е.В., Кириченко Г.И., Константинова Л.И.* и др. Геологическое строение Орско-Халиловского района. М.: Госгеолиздат, 1941. 131 с.

53. *Волынец О.Н., Пополитов Э.И., Патока М.Г., Аношин Г.Н.* Геохимия позднеплиоцен-четвертичных субщелочных и щелочных лав Курило-Камчатской островной дуги // Геохимия магматических пород океана и зон сочленения океан – континент. Новосибирск: Наука, 1984. С. 108–126.

54. Вулканические ассоциации докембрия Урало-Монгольской провинции. Новосибирск: Наука, 1976. 87 с.

55. *Вялухин Г.И., Пучков В.Н., Бегешев А.Г., Десятниченко Л.И.* Горизонтальные перемещения на западном склоне Среднего Урала и их влияние на размещение девонских бокситов // Геодинамика и полезные ископаемые: Тез. докл. М.: Наука, 1976. С. 182–183.

56. *Гаврилов А.А.* Марганценосный вулканогенно-осадочный комплекс ордовика Южного Урала и Северных Мугоджар. М.: Наука, 1967. 111 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 169).

51. *Ганеева Г.М.* Долериты Урала // Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1963. С. 267–268. (Тр. I Урал. петрогр. совещ.; Т. 2).

58. *Гарань М.И.* Возраст и условия образования древних свит западного склона Южного Урала. М.: Госгеолтехиздат, 1946. 51 с.

59. Гаррис М.А. Этапы магматизма и метаморфизма в доюрской истории Урала и Приуралья. М.: Наука, 1977. 296 с.

60. *Гарьковец В.Г.* Новые данные о связи Тянь-Шаня с Уралом и вопросы структурно-металлогенического районирования территории Узбекистана // Сов. геология. 1967. N 11. С. 112–123.

61. *Гарьковец В.Г.* О некоторых чертах различия Урала и Тянь-Шаня и о свидетельствах направленного развития Урало-Тянь-Шаньского складчатого пояса // К проблеме связи Урала и Тянь-Шаня. Алма-Ата: Наука, 1969. С. 29–43.

62. *Гауэр К.Е.* Особенности тектонического строения докембрийских и нижнепалеозойских отложений Троицкого района // Тр. ИГиГ УНЦ АН СССР. 1978. Вып. 135. С. 53–62.

63. *Гафаров Р.А.* Строение докембрийского фундамента севера Русской платформы. М.: Наука, 1963. 212 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 85).

64. *Гафаров Р.А.* Проблемы тектоники фундамента Восточно-Европейской платформы // Тектоника Восточно-Европейской платформы и ее обрамления. М.: Наука, 1975. С. 136–144.

65. *Гафаров Р.А.* Сравнительная тектоника фундамента и типы магнитных полей древних платформ. М.: Наука, 1976. 270 с.

66. Геологическая карта Казахской ССР. Масштаб 1:500 000. Сер. тургайско-мугоджарская. Алма-Ата, 1981. 228 с.

67. Геологическое строение Тургайского прогиба. Л., 1961. 296 с. (Тр. ВСЕГЕИ; Т. 53).

68. Геология и палеогеография западного склона Урала. Л.: Недра, 1977. 199 с.

69. Геология океана: Осадкообразование и магматизм океана. М.: Наука, 1979. 415 с.

70. Геология СССР. Т. 12. Пермская, Свердловская, Челябинская и Кустанайская обл. Кн. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1969. 721 с.

71. Геология СССР. Т. 34. Тургайский прогиб. Кн. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1971. 534 с.

72. Геохимия глубинных вулканических пород и ксенолитов. М.: Наука, 1980. 331 с.

73. Геохимия изотопов в офиолитах Полярного Урала. М.: Наука, 1983. 183 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 376).

74. *Гецен В.Г.* Строение фундамента Северного Тимана и полуострова Канин. Л.: Наука, 1975. 142 с.

15. *Гладких В.С., Пятенко И.К.* Толеитовые и щелочные оливиновые базальты рифтовых зон континентов // Ак-

туальные вопросы современной петрографии. М.: Наука, 1974. С. 206–220.

76. *Глебовицкий В.А., Другова Г.М., Москвиченко Н.И.* и др. Цикличность и общая направленность в развитии метаморфических процессов в фундаменте древних платформ и подвижных поясов неогена // Геология и металлогения метаморфических комплексов. Свердловск, 1977. С. 40–58.

77. *Голдин Б.А.* Петрогенетическая эволюция рифейского и раннепалеозойского вулканизма приосевой зоны севера Урала: Автореф. дис. … д-ра геол.-минерал. наук. Свердловск, 1973. 37 с.

78. *Голдин Б.А., Калинин Е.П., Пучков В.Н.* Породообразующие минералы докембрийских гранитов севера Урала как критерий условий их формирования // Докембрийско-раннепалеозойская история развития Урала: Тез. докл. Свердловск, 1980. С. 65–67.

79. *Голдин Б.А., Пучков В.Н.* Тектоническая эволюция западного обрамления эвгеосинклинали на севере Урала // Магматизм, метаморфизм и металлогения севера Урала и Пай-Хоя: Тез. докл. Сыктывкар, 1972. С. 47–48.

80. *Голдин Б.А., Пучков В.Н.* Венднижнепалеозойский вулканизм на севере Урала // Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала: Тез. докл. III Урал. петрогр. совещ. Свердловск, 1974. Ч. 1. С. 81–83.

81. *Голдин Б.А., Пучков В.Н.* Тектоническая эволюция и вулканизм западного обрамления Уральской эвгеосинклинали на севере Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. N 1. С. 59–69.

82. *Голдин Б.А., Пучков В.Н.* Раннепалеозойский (рифтовый) магматизм западного склона Урала // Докембрий и нижний палеозой Урала. Свердловск, 1978. С. 63–71.

83. *Голдин Б.А., Фишман М.В., Давыдов В.П., Калинин Е.П.* Вулканические комплексы рифея и нижнего палеозоя севера Урала. Л.: Наука, 1973. 212 с.

84. *Головня С.В., Наумова И.С., Хвостова В.П.* Муассанит в эклогитах д. Шубино: Южный Урал // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. N 1. С. 118–120.

85. *Городницкий А.М., Зоненшайн Л.П., Мирлин Е.Г.* Реконструкции положения материков в фанерозое. М.: Наука, 1978. 122 с.

86. *Грачев А.Ф., Федоровский В.С.* Зеленокаменные пояса докембрия: Рифтовые зоны или островные дуги? // Геотектоника. 1980. N 5. С. 3–24.

87. *Грешнер С.Г.* О возрасте кремнистой толщи и нижележащего вулканогенного комплекса, вмещающего медноколчеданное месторождение Джиланды // Ежегодник — 1970 ИГиГ УНЦ АН СССР. Свердловск, 1971. С. 167–169.

88. *Грин Д.Х., Рингвуд А.Э.* Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968. 331 с.

89. *Дзоценидзе Г.С.* Вулканизм и литогенез // Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Мир, 1975. Вып. 4. Кн. 1. С. 24–34.

90. *Добрецов Н.Л.* Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск: Наука, 1974. 129 с.

91. *Добрецов Н.Л., Молдаванцев Ю.Е., Савельева Т.Н.* и др. Петрология и метаморфизм древних офиолитов: На примере Полярного Урала и Западного Саяна. Новосибирск: Наука, 1977. 221 с. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 368).

92. *Дымкин А.М.* Петрология и генезис магнетитовых месторождений Тургая. Новосибирск: Наука, 1966. 167 с.

93. *Дымкин А.М., Полтавец Ю.А., Нечкин Г.С.* Геолого-петрологические особенности железоносных вулкано-плутонических ассоциаций. Свердловск, 1982. 71 с.

94. *Дымкин А.М., Щербак В.М.* Особенности метасоматических и вулканогенно-осадочных руд Тургая. Новосибирск: Наука, 1973. 185 с.

95. *Ефимов А.А.* "Горячая тектоника" в гипербазитах и габброидах Урала // Геотектоника, 1977. N 1. С. 24–42.

96. *Ефимов А.А.* Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблемы офиолитов. М.: Наука, 1984. 230 с.

97. *Ефимов А.А., Пучков В.Н.* О происхождении офиолитовой ассоциации. Свердловск, 1980. 63 с.

98. *Ефимов А.А., Таврин И.Ф.* О генетическом единстве платиноносных дунитов Урала и Алданского Щита // Докл. АН СССР. 1978. Т. 243. N 4. С. 991–995.

99. *Ефимова Л.П.* Геологическая позиция и возраст Суроямского гипербазитового массива на западном склоне Урала // Докл. АН СССР. 1973. Т. 210. N 5. С. 1160–1163.

100. *Жилин И.В., Селиверстов Г.Ф., Петров В.И.* Палеозойский магматизм Нязепетровского района // Вопросы петрологии вулканитов Урала. Свердловск, 1975. С. 15–30.

101. *Жилин И.В., Фоминых В.Г., Селиверстов Г.Ф., Петров В.И.* Щелочные породы и метасоматиты Суроямского апа-

тит-титаномагнетитового месторождения // Метаморфические породы в офиолитовых комплексах Урала. Свердловск, 1979. С. 101 — 111.

102. *Журавлев В.С., Осадчук М.И.* Структурно-фациальная зональность рифейско-складчатого фундамента Тимана // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1960. Т. 35. Вып. 3. С. 89–102.

103. *Заварицкий А.Н.* Изверженные горные породы. М., 1960. 479 с.

104. Закономерности размещения и образования магнетитовых и хромитовых месторождений Мугоджар и Тургайского прогиба. Алма-Ата, 1968. 293 с.

105. *Засядчук И.М., Камалетдинов М.А, Камалетдинов Р.А., Мансуров А.А.* О возрасте азямской свиты и структуре площади ее развития // Вопросы геологии окраины Русской платформы и Южного Урала. Уфа, 1963. Вып. 8. С. 79–82.

106. *Захаров А.М.* Силурийская система // Геология СССР. Т. 34. Тургайский прогиб. Кн. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1971. С. 108–135.

107. *Захаров М.Н.* Некоторые петрографические особенности базальтоидов континентальных сводов Востока СССР // Геология и геофизика. 1983. N 9. С. 30–38.

108. Земная кора восточной части Балтийского щита К.О. Кратц и др. Л.: Наука, 1978. 228 с.

109. *Зильберман А.М., Чернышева Е.М., Кичигин Ю.Н.* Базальтоидные формации западного склона Среднего и Северного Урала // Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала: Тез. докл. III Урал. петрогр. совещ. Свердловск, 1974. Ч. 1. С. 59–62.

110. *Зильберман А.М., Чернышева Е.М., Кичигин Ю.Н.* Новые проявления щелочного-ультраосновного вулканизма на западном склоне Среднего Урала // Магматизм Урала. Свердловск, 1980. Вып. 3. С. 30–46.

111. *Знаменский Н.Д.* Гранитоиды габбровой формации Урала. Свердловск, 1966. 145 с. (Тр. ИГ УФ АН СССР; Вып. 71).

112. *Зоненшайн Л.П.* Реконструкции палеозойских океанов // Дрейф континентов. М.: Наука, 1976. С. 28–71.

113. *Зоненшайн Л.П.* Опыт изучения океанической коры на Урале // Эволюция офиолитовых комплексов: Тез. докл. Свердловск, 1981. С. 53–55.

114. *Зоненшайн Л.П., Городницкий А.М.* Палеозойские и мезозойские реконструкции континентов и океанов. Ст. 1. Ранне- и среднепалеозойские реконструкции // Геотектоника. 1977. N 2. С. 3–24.

115. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М.* Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 231 с.

116. *Иванов К.П.* Триасовая трапповая формация Урала. М.: Наука, 1974. 155 с.

117. *Иванов К.П., Червяковский Г.Ф.* Поздневендско-раннепалеозойский вулканизм тафрогенного типа Приуральской зоны западного склона Южного Урала // Древний вулканизм Южного Урала. Свердловск, 1981. С. 3–17.

118. *Иванов К.С.* Геология батиальных (кремнисто-вулканогенно-терригенных) отложений Уфимского амфитеатра: Автореф. дис. … канд. геол.-минерал. наук. Свердловск, 1983. 26 с.

119. *Иванов К.С.* О геологии вулканогенных толщ Западных Мугоджар. Свердловск, 1983. 71 с.

120. *Иванов К.С., Иванов С.Н., Пучков В.Н.* Природа и возраст вулканогенных толщ Мугоджар // Докл. АН СССР. 1983. Т. 270. N 2. С. 391–394.

121. *Иванов К.С., Иванов С.Н., Пучков В.Н.* Время существования океанической коры на Южном Урале // Докл. АН СССР. 1984, Т. 274. N 4. С. 897–900.

122. *Иванов К.С., Кориневский В.Г., Парначев В.П.* О тектоническом режиме позднего докембрия и соотношении ордовикских и доордовикских отложений на западном склоне Южного Урала // Геологическая история Урала. Свердловск, 1981. С. 49–58.

123. *Иванов К.С., Пучков В.Н.* О наиболее позднем магматизме западного склона Урала и его тектоническом значении // Докл. АН СССР. 1981. Т. 260. N 3. С. 691–694.

124. *Иванов К.С., Пучков В.Н.* Геология Сакмарской зоны Урала: Новые данные. Свердловск, 1984. 86 с.

125. *Иванов К.С., Пучков В.Н.* Девонский базальтоидный магматизм Зилаиро-Лемвинской зоны Урала // Геология зоны сочленения Урала и Восточно-Европейской платформы. Свердловск, 1984. С. 41–50.

126. *Иванов К.С., Пучков В.Н., Кориневский В.П., Пелевин И.А.* Первые находки конодонтов в зеленокаменных толщах Мугоджар // Ежегодник – 1982 ИГиГ УНЦ АН СССР. Свердловск, 1983. С. 3–6.

127. *Иванов К.С., Пучков В.Н., Пелевин И.А.* К стратиграфии зеленокаменных толщ Западных Мугоджар // Новые данные по палеонтологии и биостратиграфии палеозоя Урала. Свердловск, 1984. С. 64–71.

128. *Иванов К.С., Пущаев А.М., Пучков В.Н.* Новые данные по палеонтологии и биостратиграфии палеозоя Урала. Свердловск, 1984. С. 51–64.

129. *Иванов С.Н.* О происхождении главных вулкано-плутонических ассоциаций геосинклиналей // Теоретические проблемы вулкано-плутонических формаций и их рудоносности. М.: Наука, 1969. С. 163–187.

130. *Иванов С.Н.* О происхождении главных ассоциаций эвгеосинклиналей и их металлогении // Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1969. С. 15–30. (Тр. II Урал. петрогр. совещ.; Т. 3).

131. *Иванов С.Н.* Предельная глубина открытых трещин и гидродинамическая зональность земной коры // Ежегодник — 1969а ИГиГ УФАН СССР. Свердловск, 1970. С. 212–234.

132. *Иванов С.Н.* О байкалидах Урала // Докл. АН СССР. 1977. Т. 327. N 5. С. 1144–1147.

133. *Иванов С.Н.* Геологические основы металлогении эвгеосинклиналей // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1978. Т. 12. С. 14–26.

134. *Иванов С.Н.* Метаморфизм разрыва плит // Докл. АН СССР. 1978. Т. 238. N 4. С. 908–911.

135. *Иванов С.Н.* О байкалидах Урала и природе метаморфических толщ в обрамлении эвгеосинклинали. Свердловск, 1979. 75 с.

136. *Иванов С.Н.* Зона утонения при разрыве плит и ее значение для понимания структуры и истории складчатых поясов // Тектоника: Докл. сов. геол. МГК. 26-я сес. М.: Наука, 1980. С. 45–52.

137. *Иванов С.Н.* О доордовикской истории Урала и предгеосинклинальном развитии земной коры вообще // Доордовикская история Урала. Свердловск, 1980. С. 3–28.

138. *Иванов С.Н.* О природе энсиалических геосинклиналей позднего докембрия: На примере байкалид Урала // Докембрий: Докл. сов. геол. МГК. 26-я сес. М.: Наука, 1980. С. 33–39.

139. *Иванов С.Н.* О байкалидах Урала и Сибири // Геотектоника. 1981. N 5. С. 47–65.

140. *Иванов С.Н.* Офиолиты на сиалической коре // Эволюция офиолитовых комплексов. Свердловск, 1981. Вып. 2. Вулканизм, метаморфизм. С. 72–78.

141. *Иванов С.Н.* Срединные массивы как результат тектонического расслоения литосферы // Докл. АН СССР. 1984. Т. 279. N 5. С. 1182–1185.

142. *Иванов С.Н., Ефимов А.А., Минкин Л.М.* и др. Природа Уральской геосинклинали // Докл. АН СССР. 1972. Т. 206. N 5. С. 1117–1180.

143. *Иванов С.Н., Кориневский В.Г., Белянина Г.П.* Реликты рифтовой океанической долины на Урале // Докл. АН СССР. 1973. Т. 221. N 4. С. 939–942.

144. *Иванов С.Н., Краснобаев А.А., Русин А.И.* Срединные массивы Уральского подвижного пояса // Литология и осадочная геология докембрия. Алма-Ата, 1981. С. 57–59.

145. *Иванов С.Н., Краснобаев А.А., Русин А.И.* Докембрий Урала // Докембрий в фанерозойских складчатых поясах. Л.: Наука, 1982. С. 81–94.

146. *Иванов С.Н., Нечеухин В.М.* Доорогенная металлогения эвгеосинклиналей в свете тектоники плит // Тектоника и структурная геология: Планетология. М.: Наука, 1976. С. 140–148.

147. *Иванов С.Н., Перфильев А.С., Нечеухин В.М.* и др. Палеозойская история Урала // Магматизм, метаморфизм и рудообразование в геологической истории Урала. Свердловск, 1974. С. 13–38.

148. *Иванов С.Н., Перфильев А.С., Нечеухин В.М.* Новые принципы составления региональных тектонических карт на примере Урала // Докл. АН СССР. 1975. Т. 221. N 1. С. 161–163.

149. *Иванов С.Н., Самаркин Г.И., Пумпянский А.М.* О природе Тюменско-Кустанайского прогиба // Докл. АН СССР. 1985. Т. 280. N 1. С. 201–204.

150. *Иванов С.Н., Семенов И.В., Червяковский Г.Ф.* Рифтогенез предконтинентальной стадии развития Урала // Докл. АН СССР. 1984. Т. 274. N 2. С. 387–391.

151. *Ивенсон Ю.П.* Магматизм Тимана и полуострова Канин. М.: Наука, 1964. 127 с.

152. *Ильинская М.Н.* Силурийские базальтоиды Западно-Мугоджарского синклинория и базальты современного океана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. N 6. С. 20–30.

153. *Ильинская М.Н., Коптева В.В., Перфильев А.С.* и др. Геология центральной части Сакмарской зоны Урала // Сов. геология. 1973. N 7. С. 56–76.

154. *Казаков А.Н., Миллер Ю.В.,*

Дук В.Л., Харитонов А.Л. Структурная эволюция метаморфических комплексов. Л.: Наука, 1977. 159 с.

155. *Каймаков А.К., Есипова Г.А., Савушкина М.А.* Новые данные по магматизму на Алешинском месторождении // Геология, металлогения и вещественный состав руд черных металлов Казахстана. Алма-Ата, 1977. Вып. 1. С. 3–22.

156. *Камалетдинов М.А.* Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974. 230 с.

157. *Камалетдинов М.А., Казанцева Т.Т., Казанцев Ю.В.* Особенности строения шарьяжей Уфимского амфитеатра // Бюл. МОИП. Отд. геол., 1981. Т. 56. N 3. С. 34–44.

158. *Канн Д.Р.* Вариации содержания главных химических элементов в базальтах дна океана // Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973. С. 91–102.

159. *Каретин Ю.С.* Ордовикский цикл в развитии геосинклинального вулканизма Урала // Вопросы петрологии и металлогении Урала: Тез. докл. IV Урал. петрогр. конф. Свердловск, 1981. С. 98–99.

160. *Кац Ш.Н., Генина Л.А.* Региональный метаморфизм горных пород Центрально-Уральского поднятия в пределах Башкирии // Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала: Тез. док. III Урал. петрогр. совещ. Свердловск, 1974. Ч. 1. С. 56–58.

161. *Кейльман Г.А.* Геологическое строение Уфалейского гранитного массива // Сов. геология. 1963. N 10. С. 120–122.

162. *Кейльман Г.А.* Основные черты геологии гнейсово-мигматитовых комплексов Урала // Тр. II Урал. петрогр. совещ. Свердловск, 1969. Т. 5. С. 7–11.

163. *Кейльман Г.А.* Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 1974. 100 с.

164. *Кейльман Г.А., Глушкова Г.А., Болтырев В.Б., Бутин В.В.* О возрасте гнейсово-мигматитовых комплексов Урала: Геология метаморфических комплексов Урала // Тр. Свердл. горн. ин-та. 1973. Вып. 91. С. 28–38.

165. *Келлер Б.М.* О формациях рифея: Енисейский кряж, Южный Урал // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. N 7. С. 99–108.

166. *Келлер Б.М.* Тектоническая история и формации верхнего докембрия. М.: ВИНИТИ, 1973. 120 с. (Итоги науки и техники. Общая геология; Т. 5).

167. *Келлер Б.М., Кратц К.О.* Общая стратиграфическая шкала докембрия СССР и пути ее совершенствования // Общие вопросы расчленения докембрия СССР. Л.: Наука, 1979. С. 127–146.

168. *Козлов В.И.* Рифей Уралтауского антиклинория // Корреляция докембрия. М.: Наука, 1977. Т. 2. С. 210–223.

169. *Козлов В.И.* Основные черты стратиграфии верхнего докембрия Башкирского Урала // Докембрийские толщи Башкирского мегантиклинория на Урале и их металлогения. Свердловск, 1978. С. 3–16.

170. *Колман Р.Г.* Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.

171. *Кононова Л.И.* Значение конодонтов для стратиграфии фаменских и турнейских отложений Урала // Конодонты Урала и их стратиграфическое значение. Свердловск, 1979. С. 72–93.

172. *Корень Т.Н., Петровский А.Д.* Силурийские отложения западного склона южной части Южного Урала // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1967. Вып. 144. С. 66–86.

173. *Кориневский В.Г.* Нижнедевонская толща Западных Мугоджар и ее аналоги на Южном Урале // К проблеме связи Урала и Тянь-Шаня. Алма-Ата: Наука, 1969. С. 114–119.

174. *Кориневский В.Г.* Новые данные по стратиграфии вулканогенного девона на юге западного склона Урала // Вулканизм Южного Урала. Свердловск, 1974. С. 111–120.

175. *Кориневский В.Г.* Вулканизм ордовика юга Сакмарской зоны Урала // Силуро-девонский вулканизм Южного Урала. Уфа, 1975. С. 108–115.

176. *Кориневский В.Г.* Вулканогенные породы нижнего силура Сакмарской зоны Мугоджар // Вопросы петрологии вулканитов Урала. Свердловск, 1975. С. 58–71.

177. *Кориневский В.Г.* О наличии в силуре тентакулитов отрядов Novakiidae и Styliolinidae // Ежегодник – 1975 ИГиГ УНЦ АН СССР. Свердловск, 1976. С. 4–5.

178. *Кориневский В.Г.* Ордовикский вулканизм Южного Урала // Вопросы петрологии и металлогении Урала: Тез. докл. IV Урал. петрогр. конф. Свердловск, 1981. С. 94–96.

179. *Кориневский В.Г., Бурменский А.П.* К стратиграфии вулканогенно-осадочных толщ живетского яруса Западных Мугоджар // Вулканогенные формации Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1967. С. 26–37.

180. *Кориневский В.Г., Костик Г.А.* Разрез по реке Шулдак // Путеводитель геологических экскурсий: III Урал. петрогр. совещ. Свердловск, 1974. С. 23–33.

181. *Коротеев В.А.* Среднепалеозойский вулканизм в формировании земной коры Урала: Автореф. дис. … д-ра геол.-минерал. наук. Свердловск, 1982. 48 с.

182. *Коссовская А.Т., Шутов В.Д.* Типы регионального эпигенеза и локального метаморфизма и их связь с тектонической обстановкой на материках и океанах // Геотектоника, 1976. N 2. С. 15–30.

183. *Костеров Е.И., Гачкевич И.В.* Красноармейско-Баталинская вулканоплутоническая структура в Зауралье и ее меденосность // Геология и поиски месторождений редких и цветных металлов. Свердловск, 1976. С. 64–73. (Тр. СГИ; Вып. 131).

184. *Костик Г.А.* Магматические формации Прииргизья // Вопросы петрологии вулканитов Урала. Свердловск, 1975. С. 3–14.

185. *Костик Г.А.* Магматические формации Прииргизья: Автореф. дис. … канд. геол.-минерал. наук. Актюбинск, 1978. 38 с.

186. *Костик Г.А., Костик И.Е., Милецкий Б.Е.* и др. Путеводитель Мугоджарской экскурсии. Актюбинск, 1966. 59 с.

187. *Косыгин Ю.А., Парфенов П.М., Воинова И.П.* и др. Тектоника, глубинное строение и структурная эволюция советского Дальнего Востока // Тектоника территории СССР. М.: Наука, 1979. С. 208–232.

188. *Кочергин И.А.* Сарбайское магнетитовое месторождение. Алма-Ата, 1971. 156 с.

189. *Краснобаев А.А.* Морфологические особенности и альфа-свинцовый возраст цирконов из различных образований Урала // Абсолютное датирование тектономагматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 г. М.: Наука, 1966. С. 140–152.

190. *Краснобаев А.А., Бородина Н.С.* Геохимические особенности, генезис и возрастная корреляция рифейских гранитоидов и липаритовых порфиров Златоустовского района: Южный Урал // Вопросы петрологии гранитоидов Урала. Свердловск, 1970. С. 109–123.

191. *Краснобаев А.А., Ронкин А.И.* Схематический геолого-радиологический разрез докембрия Урала // Ежегодник – 1978 ИГиГ УНЦ АН СССР. Свердловск, 1979. С. 7–9.

192. *Краснобаев А.А., Ронкин Ю.Л., Степанов А.И.* и др. О возрасте гранитизации и природе субстрата гнейсов Сысертско-Ильменогорского комплекса // Ежегодник — 1977 ИГиГ УНЦ АН СССР. Свердловск, 1978. С. 3–6.

193. *Краснобаев А.А., Сумин Л.В.* Гетерогенность пирконов и проблемы пирконовой геохронологии полиметаморфических комплексов Урала // Петрология литосферы и рудоносность. Л.: Наука, 1981. С. 200–201.

194. *Краснобаев А.А., Ферштатер Г.Б., Степанов А.И.* и др. Петрология и рубидий-стронциевая геохронология Бердяушского массива рапакиви: Южный Урал // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. N 1. С. 21–37.

195. *Краснобаева А.Г., Вишнев В.С., Баталова О.В.* Некоторые особенности геологического строения земной коры Уральской геосинклинали: По электромагнитным данным // Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала: Тез. докл. III Урал. петрогр. совещ. Свердловск, 1974. Ч. 1. С. 42–44.

196. *Краузе С.Н., Маслов В.А.* Ордовик, силур и нижний девон западного склона Башкирского Урала. Уфа, 1961. 96 с.

197. *Ксенофонтов О.К.* Магматические и рудные формации Западного Тургая // Вестн. ЛГУ. Геология и геофизика. 1970. N 24. С. 97–110.

198. *Ксенофонтов О.К.* Металлогения пригеосинклинальных прогибов: На примере Валерьяновского прогиба Тургая // Дорогенная металлогения эвгеосинклиналей. Свердловск, 1976. С. 123–125.

199. *Ксенофонтов О.К.* Магматические формации области сочленения Урала и Казахстана и их металлогеническая специализация: Автореф. дис. … д-ра геол.-минерал. наук. Свердловск, 1982. 37 с.

200. *Ксенофонтов О.К.* Тургайская группа зон // Магматические комплексы Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1983. С. 93–135.

201. *Ксенофонтов О.К., Ивлев А.И.* Магматизм и метаморфизм // Геология СССР. Т. 34. Тургайский прогиб. Кн. 2. М.: Недра, 1971. С. 9–142.

202. *Кузьмин М.И.* Геохимия фанерозойских магматических пород и геодинамические условия их формирования в подвижных поясах: Автореф, дис. … д-ра геол.-минерал. наук. Иркутск, 1981. 51 с.

203. *Кулиш Е.А.* Высокоглиноземистые метаморфические породы нижнего архея Алданского щита. Хабаровск, 1973. 369 с.

204. *Куно Х.* Латеральная вариация

базальтовой магмы вкрест окраин континентов и островных дуг // Окраины континентов и островные дуги. М.: Мир, 1970. С. 249–262.

205. *Кутолин В.А.* Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск: Наука, 1972. 207 с.

206. *Лазарев М.И.* К стратиграфии ордовикских вулканогенно-осадочных образований Зауральского поднятия // Стратиграфия палеозоя Южного Урала. Уфа, 1977. С. 3–8.

207. *Ламберт Р. Ст.Дж., Холланд Дж.Г.* Геохимия гнейсов Амитсок // Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980. С. 201–212.

208. *Лапинская Т.А., Богданова С.В.* Основные черты геологического строения и главнейшие метаморфические и магматические комплексы докембрийского фундамента Волго-Уральской нефтегазоносной области // Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1976. Т. 1. С. 106–114.

209. *Левинсон-Лессинг Ф.Ю.* Сферолитовые породы Мугоджар // Тр. СПб о-ва естествоисп. 1905. Т. 33. Вып. 5. С. 131–165.

210. *Ленных В.И.* О зональности метаморфизма миогеосинклинали Южного Урала // Глубинное строение Урала. М.: Наука, 1968. С. 228–236.

211. *Ленных В.И.* Эклогит-глаукофансланцевый пояс Южного Урала. М.: Наука, 1977. 160 с.

212. *Ленных В.И.* Эволюция докембрийских базит-гипербазитовых комплексов западного склона и главного офиолитового пояса Урала // Эволюция офиолитовых комплексов. Свердловск, 1981. С. 49–71.

213. *Ленных В.И Краснобаев А.А.* Абсолютный возраст метаморфических пород // Петрология и железорудные месторождения тараташского комплекса. Свердловск, 1978. С. 69–76.

214. *Ленных В.И., Петров В.И.* Новые данные о магматизме и метаморфизме пород западного склона Южного Урала в связи с историей его тектонического развития // Тектоника и магматизм Южного Урала. М.: Наука, 1974. С. 129–140.

215. *Ленных В.И., Петров В.И., Панков Ю.Д.* Диабазы тараташского комплекса и щелочные (калиевые) базальты в его обрамлении // Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала: Тез. докл. III Урал. петрогр. совещ. Свердловск, 1974. Т. 1. с. 34–37.

216. *Ленных В.И., Пучков В.Н., Белковский А.И., Вализер П.М.* Зоны дислокационного метаморфизма западного склона Урала // Материалы к 5-му Всесоюз. петрогр. совещ. Алма-Ата, 1976. Т. 1. Проблемы петрологии С. 319–321.

217. *Ленных В.И., Пучков В.Н., Вализер П.М.* Пространственное положение и относительный возраст глаукофановых сланцев в северо-западном контакте Войкаро-Сыньинского массива: Полярный Урал // Докл. АН СССР. 1976. Т. 228. N 5. С. 1167–1170.

218. *Ленных И.В.* Кислые и средние интрузивные комплексы Южного Урала и их металлогения // Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала. М.: Госгеолтехиздат, 1961. Вып. 8. С. 82–95.

219. *Леоненок Н.И.* Силурийские отложения Кос-Истекского района: Северные Мугоджары // Тр. Лаборатории геологии угля. 1955. Вып. 3. С. 116–225.

220. *Леонова Л.Л.* Геохимия четвертичных и современных вулканических пород Курильских островов и Камчатки // Геохимия. 1979. N 2. С. 179–197.

221. *Лермонтова Е.В., Разумовский Н.К.* О древнейших отложениях Урала: Нижний силур и кембрий в окрестностях Кидрясово на Южном Урале // Зап. ВМО. 1932. Вып. 1. С. 185–217.

222. *Ломакин В.С., Силина И.К.* Состояние и перспективы изучения сейсмичности Урала // Строение и развитие земной коры и структуры рудных полей Урала по геофизическим данным. Свердловск, 1976. С. 91–97.

223. *Лутц Б.Г.* Химический состав континентальной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1975. 167 с.

224. *Лутц Б.Г.* Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 247 с.

225. *Лучицкий И.В.* Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. М., 1969. 275 с.

226. *Львов Б.К.* Геолого-петрографические и минералого-геохимические особенности герцинских интрузий восточного склона Южного Урала // Тр. Урал. петрогр. совещ. 1963. Т. 3. С. 47–53.

227. *Львов Б.К.* Петрология, минералогия и геохимия гранитоидов Кочкарского района: Южный Урал. Л.: Изд-во ЛГУ, 1965. 164 с.

228. *Ляшкевич З.М., Марушкин А.И.* Вулканические формации Днепрово-До-

нецкой впадины. Киев: Наук. думка, 1982. 179 с.

229. Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала: Тез. докл. III Урал. петрогр. совещ. Свердловск, 1974. Ч. 1. 212 с.

230. Магматизм, метаморфизм и рудообразование в геологической истории Урала. Свердловск, 1974. 243 с.

231. *Мазина Е.А.* Докембрий и палеозой собственно прогиба // Геологическое строение Тургайского прогиба. М.: ВСЕГЕИ, 1961, с. 36–71. (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер.; Т. 53).

232. *Максимова З.Л.* Трилобиты среднего и верхнего девона Урала и северных Мугоджар. М.: Госгеолтехиздат, 1955. 263 с.

233. *Мальков Б.А.* Петрология дайковой серии щелочных габброидов Северного Тимана. Л.: Наука, 1972. 128 с.

234. *Малютин Н.Б., Смирнов Е.П., Дегтева М.Н.* Геологическое строение складчатого фундамента в Среднем Зауралье. М.: Недра, 1977, 222 с.

235. *Мамаев Н.Ф.* К истории развития восточного склона Южного Урала в докембрии и нижнем палеозое // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1964. N 2. С. 92–100.

236. *Мамаев Н.Ф.* Геологическое строение и история развития восточного склона Южного Урала. Свердловск, 1965. 169 с.

237. *Маркс В.А., Яковлева О.М.* О роли давления при формировании метабазитов западного обрамления габбро-гипербазитовых комплексов Урала // Геология, тектонический режим и металлогения метаморфизма: Тез. докл. Свердловск, 1977. С. 36–37.

238. *Мархилевич И.И.* Геологические исследования в округах Сергинско-Уфалейских заводов на Урале // Тр. Всесоюз. геол.-развед. объединения ВСНХ СССР. 1932. Вып. 162. С. 1–41.

239. *Маслов В.А.* Девон восточного склона Южного Урала. М.: Наука, 1980. 224 с.

240. *Маслов В.А.* Девон восточного склона Южного Урала: Автореф. дис. … д-ра геол.-минерал. наук. Свердловск, 1984. 41 с.

241. *Маслов В.А., Артюшкова О.В., Барышев В.Н.* Обоснование возраста рудоносных комплексов Бурибаевского рудного района по фауне конодонтов. Уфа, 1984. 45 с.

242. *Мельникова Г.Б.* Петрология андезитов Главной вулканогенной зоны Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. N 11. С. 34–44.

243. *Мизин В.И.* Петрология верхнепротерозойско-нижнепалеозойских вулканических комплексов западного склона Полярного Урала: Автореф. дис. … канд. геол.-минерал. наук. Свердловск, 1981. 23 с.

244. *Милецкий Б.Е., Силивря Е.П., Федоров В.И.* и др. Критерии, методика и направление поисков скрытого колчеданного оруденения в Мугоджарах // Поиски скрытого колчеданного оруденения на Урале. М.: Наука, 1983. С. 31–36.

245. *Миловский А.В.* Докембрий и нижний палеозой Западного Казахстана. М.: Изд-во МГУ, 1977. 268 с.

246. *Молдаванцев Ю.Е.* Метаморфические пояса севера Урала // Тр. I. Урал. петрогр. совещ. Свердловск, 1963. Т. 3. С. 219–222.

247. *Москалева С.В.* Гипербазиты и их хромитоносность. Л.: Недра, 1974. 279 с.

248. *Нагибина М.С., Хаин В.Е., Яншин А.Л.* Типы структур тектоно-магматической активизации и закономерности их развития // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1975. Т. 2. С. 41–55.

249. *Назаров Б.Б.* Радиолярии нижнего – среднего палеозоя Казахстана. М.: Наука, 1975. 203 с.

250. *Негруца В.З., Загородный В.Г., Стенарь М.М.* и др. Тектоника раннего докембрия восточной части Балтийского щита: Состояние изученности и проблемы // Региональная тектоника раннего докембрия. Л.: Наука, 1980. С. 5–17.

251. *Нейман-Пермякова О.Ф.* Геология Нижнесергинского района // Тез. докл. 17-й сес. МГК. М.; Л.: ОНТИ НКТН СССР, 1937. С. 258–259.

252. *Новикова А.С.* Зоны метабазитов в фундаменте Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1975. 185 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 265).

253. *Огаринов И.С.* Глубинное строение Урала. М.: Наука, 1974. 67 с.

254. Основные черты геологического строения Японского моря. М.: Наука, 1978. 263 с.

255. *Остапенко В.Ф.* Подводные вулканы прикурильской части Охотского моря и их значение для понимания новейшей истории этого региона // Докл. АН СССР. 1978. Т. 242. N 1. С. 168–172.

256. *Оффман П.Е.* Происхождение Тимана. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 139 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 58).

257. *Павлинов В.Н.* О стратиграфии и тектонике Сакмаро-Курганского района на Южном Урале // Тр. МГРИ, 1963, вып. 1. С. 279–311.

258. *Парначев В.П.* Позднедокембрийские вулканогенно-осадочные комплексы Башкирского антиклинория // Доордовикская история Урала. Свердловск, 1980. Вып. 1. С. 50–60.

259. *Парначев В.П.* Вулканические комплексы и тектонический режим западного склона Южного Урала в позднем докембрии // Древний вулканизм Южного Урала. Свердловск, 1981. С. 18–30.

260. *Парначев В.П., Козлов В.И., Титунина И.В.* Новые данные о строении, составе и условиях формирования аршинского метавулканического комплекса Южного Урала: Поздний докембрий // Древний вулканизм Южного Урала. Свердловск, 1981. С. 69–86.

261. *Парначев В.П., Титунина В.П.* К петрологии эффузивных пород айской свиты западного склона Южного Урала // Магматические комплексы Среднего и и Южного Урала. Свердловск, 1982. С. 38–50.

262. *Паталаха Е.И., Радченко И.Т.* Экспериментальная проверка эффекта Артюшкова и тектогенез // Докл. АН СССР. 1973. Т. 211. N 3. С. 588–590.

263. *Пейве А.В., Зоненшайн Л.П., Книпер А.Л.* и др. Тектоника Северной Евразии: Объяснит. записка к Тектонической карте Северной Евразии масштаба 1:5 000 000. М.: Наука, 1980. 182 с.

264. *Пейве А.В., Иванов С.Н., Нечеухин В.М.* и др. Тектоника Урала: Объяснит. записка к Тектонической карте Урала масштаба 1:1 000 000. М.: Наука, 1977. 120 с.

265. *Пейве А.В., Штрейс Н.А., Моссиковский А.А.* и др. Палеозоиды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса // Сов. геология. 1972. N 12. С. 7–25.

266. *Пейве А.В., Штрейс Н.А., Перфильев А.С.* и др. Структурное положение гипербазитов на западном склоне Южного Урала // Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971. С. 9–24.

267. *Перфильев А.С.* Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. М.: Наука, 1979. 188 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 328).

268. *Петров Н.Ф.* Новые данные о возрасте и стратиграфии бардымской свиты // Тр. Свердл. горн. ин-та. 1969. Вып. 57. С. 37–39.

269. *Петрова И.А.* Петрология доордовикских магматических формаций западного склона Полярного Урала и их металлогенические особенности // Тр. II Урал. петрогр. совещ. 1969. Т. 3. С. 181–188.

270. *Петровский А.Д.* Кембрийские, ордовикские и силурийские отложения Южного Урала и Северных Мугоджар: Автореф. дис. … канд. геол.-минерал. наук. Л., 1965. 28 с.

271. *Плюснин К.П.* Зональность и стадийность развития складчатых структур Урала и роль тектонических покровов // Тектоника и магматизм Южного Урала. М.: Наука, 1974. С. 59–65.

272. *Плюснин К.П.* Тектоническая эволюция и особенности формирования структуры палеозоид Урала: Автореф. дис. … д-ра геол.-минерал. наук. Свердловск, 1975. 49 с.

273. *Плюснин К.П., Плюснина А.А., Зенков И.И.* Новые данные о граптолитовых сланцах восточного склона Южного Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. N 11. С. 121–124.

274. *Подсосова Л.Л.* Байкальский геосинклинальный этап в развитии структуры, магматизма и металлогении Полярного Урала: Автореф. дис. … канд. геол.-минерал. наук. Новосибирск, 1977. 42 с.

275. *Полтавец Ю.А.* К вопросу о режиме становления железоносных вулканоплутонических ассоциаций // Эндогенные рудообразующие процессы. Свердловск, 1980. С. 15–28.

276. *Полтавец Ю.А.* Значение докристаллизационной дифференциации и роль давления в генезисе вулканогенно-интрузивных комагматичных ассоциаций в связи с их рудоносностью // Геология и генезис железорудных месторождений. Свердловск, 1981. С. 41–48.

277. *Полтавец Ю.А., Дымкин А.М.* О принципиальном различии железоносных вулкано-плутонических комплексов островодужного типа и магматитов континентальных окраин // Ежегодник – 1982 ИГиГ УНЦ АН СССР. Свердловск, 1983. С. 53–56.

278. *Поскотин Д.Л., Щербин С.С., Чесноков В.И.* и др. Основные черты геологического строения центральной части Денисовской структурно-фациальной зоны и ее меденосность // Тр. Свердл. горн. ин-та. 1971. Вып. 81. С. 61–76.

219. *Поспелова А.С., Захаров А.М.* Каменноугольная система // Геология СССР. Т. 34. Тургайский прогиб. Кн. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1971. С. 135–174.

280. *Постникова И.Е.* Верхний докембрий Русской плиты и его нефтегазоносность. М.: Недра, 1977. 222 с.

281. Проблемы геологии докембрия Карело-Кольского региона. Петрозаводск, 1976. 72 с.

282. Проблемы магматизма западного склона Урала. Свердловск, 1972. 183 с. (Тр. ИГиГ УНЦ АН СССР; Вып. 95).

283. *Пронин А.А.* Основные черты истории тектонического развития Урала: Каледонский цикл. Л.: Наука, 1971. 215 с.

284. *Пумпянский А.М., Бирючев С.И., Самаркин Г.И.* Магнетитовые месторождения Глубоченской железорудной зоны // Сов. геология. 1984. N 12. С. 45–51.

285. *Пуртов В.К., Знаменский И.Д., Анфилогов В.Н.* Некоторые особенности петрохимии и генезиса гранитоидных массивов Магнитогорского комплекса // Ежегодник — 1977 ИГиГ УНЦ АН СССР. Свердловск, 1978. С. 44–50.

286. *Пучков В.Н.* Рифтогенные окраины континентов в палеозоидах Лавразии. Сыктывкар, 1974. 42 с.

287. *Пучков В.Н.* Структурные связи Приполярного Урала и Русской платформы. Л.: Наука, 1975. 203 с.

288. *Пучков В.Н.* Палеозойские доорогенные формации западного склона Урала // Геотектоника. 1976. N 5. С. 24–35.

289. *Пучков В.Н.* Батиальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979. 260 с.

290. *Пучков В.Н.* Рекомендации по поискам и обработке конодонтов на поверхностях слоистости бескарбонатных пород // Конодонты Урала и их стратиграфическое значение. Свердловск, 1979. С. 132–137.

291. *Пучков В.Н., Иванов К.С.* Возраст терригенно-кремнистых толщ Уфимского амфитеатра // Докл. АН СССР. 1982. Т. 266. N 3. С. 694–698.

292. *Пучков В.Н., Иванов К.С.* Геология аллохтонных батиальных комплексов Уфимского амфитеатра. Свердловск, 1982. 61 с.

293. *Пучков В.Н., Иванов К.С.* К биостратиграфии егиндинской свиты и зилаирской серии: Южный Урал // Ежегодник – 1981 ИГиГ УНЦ АН СССР. Свердловск, 1982. С. 3–5.

294. *Пучков В.Н., Иванов К.С.* Новые данные по стратиграфии вулканогенно-кремнистых толщ Нязепетровского района // Ежегодник 1981 ИГиГ УНЦ АН СССР. Свердловск, 1982. С. 5–8.

295. *Пучков В.Н., Иванов К.С.* К стратиграфии ранне-среднедевонских отложений Сакмарской зоны // Ежегодник – 1982 ИГиГ УНЦ АН СССР. Свердловск, 1983. С. 6–8.

296. *Пучков В.Н., Иванов К.С.* Проблемы стратиграфии палеозойских раннегеосинклинальных вулканогенных комплексов // Раннегеосинклинальный вулканизм и металлогения Урала. Свердловск, 1983. С. 78–79.

297. *Пучков В.Н., Иванов К.С.* Оползневые отторженцы мелководных известняков в Сакмарской зоне Южного Урала // Докл. АН СССР. 1984. Т. 276. N 4. С. 935–939.

298. *Пучков В.Н., Иванов К.С.* Новые данные по геологии Денисовской зоны Урала // Ежегодник — 1984 ИГиГ УНЦ АН СССР. Свердловск, 1985. С. 53–56.

299. *Пучков В.Н., Иванов К.С.* Пелагические "петельчатые" известняки на западном склоне Урала // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1985. Т. 60. Вып. 2. С. 59–69.

300. *Пущаровский Ю.М.* Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента земли. М.: Наука, 1972. 222 с.

301. *Пыстин А.М.* Петрография и метаморфизм пород Александровского гнейсо-амфиболитового комплекса: Автореф. дис. … канд. геол.-минерал. наук. Свердловск, 1977. 29 с.

302. *Пыстин А.М., Ленных В.И.* К проблеме выделения дорифейских метаморфических комплексов на Урале // Геология, тектонический режим и металлогения метаморфизма: Тез. док. III Всесоюз. симпоз. по метаморфизму. Свердловск. 1977. Ч. 1. С. 97–99.

303. *Разваляев А.В., Поникаров В.П.* Эволюция земной коры в области активного континентального рифтогенеза // Геотектоника, 1980. N 3. С. 3–15.

304. *Разницын В.А.* Тектоника Среднего Тимана. М.: Наука, 1964. 131 с.

305. *Разницын В.А.* Тектоника Южного Тимана. М.: Наука, 1968. 221 с.

306. Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980. 620 с.

307. *Рингвуд А.Е.* Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 584 с.

308. *Розман Х.С.* Девонская система // Геология СССР. Т. 21. Западный Казахстан. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1970. С. 90–114.

309. *Романов В.А.* Типовые разрезы докембрия Южного Урала. М.: Наука, 1973. 132 с.

310. *Романов В.А.* Основные этапы и фазы тектогенеза Южного Урала // Тектоника и магматизм Южного Урала. М.: Наука, 1974. С. 22–34.

311. *Романов В.А., Чибрикова Е.В.* О возрасте вулканитов зеленокаменной

зоны Мугоджар // Докл. АН СССР. 1980. Т. 250. N 6. С. 1431–1433.

312. *Ротару А.Ф.* Машакская свита рифея Южного Урала: Автореф. дис. … канд. геол.-минерал. наук. Свердловск, 1983. 31 с.

313. *Ротарь А.Ф., Ротарь З.М., Парначев В.П.* Стратиграфия шатакской свиты среднего рифея на Южном Урале // Стратиграфия и литология докембрийских и раннепалеозойских отложений Урала. Свердловск, 1982. С. 53–63.

314. *Ротарь А.Ф., Ротарь З.М., Парначев В.П.* Шатакский вулканический комплекс Южного Урала: Средний рифей // Магматические комплексы Среднего и Южного Урала. Свердловск, 1982. С. 57–68.

315. *Ротман В.К.* Андезитовые дуги и их место в тектоно-магматическом развитии северо-западной части Тихого океана // Вулканизм и тектогенез: МГК. 23 сес. Докл. сов. геол. Пробл. 2. М.: Наука, 1968. С. 187–192.

316. *Румянцева Н.А.* Типы базальтовых ассоциаций Урала и вопросы их петрогенеза // Магматизм, метаморфизм и рудообразование в геологической истории Урала. Свердловск, 1974. С. 195–199.

317. *Румянцева Н.А.* Щелочной вулканизм западного склона Урала // Доордовикская история Урала. Свердловск, 1980. Ч. 3. С. 3–29.

318. *Румянцева Н.А., Остроумова А.С.* Щелочные вулканические формации складчатых областей. Л.: Недра, 1967. 279 с.

319. *Румянцева Н.А., Розинова Е.Л.* Вулканические стекла из силурийской спилит-диабазовой формации Мугоджар // Вопросы петрологии вулканитов Урала. Свердловск, 1975. С. 100–110.

320. *Румянцева Н.А., Смирнов Ю.Д.* Формационный анализ магматических образований западного склона Урала // Проблемы магматизма западного склона Урала. Свердловск, 1972. С. 9–19.

321. *Руженцев С.В.* Геология южной части Сакмарской зоны Урала // Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971. С. 25–40.

322. *Руженцев С.В.* Краевые офиолитовые аллохтоны. М.: Наука, 1976. 170 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 283).

323. *Руженцев С.В., Хворова И.В.* Среднепалеозойские олистостромы Сакмарской зоны Южного Урала // Литология и полезные ископаемые. 1973. N 6. С. 21–32.

324. *Русин А.И.* Догерцинские гранитоидные комплексы Восточно-Мугоджарского антиклинория: Автореф. дис. … канд. геол.-минерал. наук. Алма-Ата, 1972. 24 с.

325. *Русин А.И.* Мигматиты метаморфических комплексов Урала // Метаморфизм горных пород Урала. Свердловск, 1979. С. 62–100.

326. *Русин А.И., Маркс В.А.* Вопросы геолого-тектонической типизации метаморфических комплексов Урала // Геология и металлогения метаморфических комплексов. Свердловск, 1977. С. 83–101.

327. *Савельева Г.Н., Денисова Е.А.* Структура и петрология ультраосновного массива Нурали на Южном Урале // Геотектоника. 1983. N 2. С. 42–57.

328. *Садрисламов Б.М.* Значение радиолярий для уточнения стратиграфии палеозойских отложений Южного Урала. Свердловск, 1970. С. 49–53.

329. *Сажнов В.В.* О тектоно-магматическом развитии Мугоджар в палеозое // Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала: Тез. докл. III Урал. петрогр. совещ. Свердловск, 1974. Т. 3. С. 38–40.

330. *Самаркин Г.И., Нечеухин В.М., Самаркина Е.Я.* О выделении позднедевонского краевого вулкано-плутонического пояса на восточном склоне Урала // Докл. АН СССР. 1980. Т. 255. N 4. С. 945.

331. *Самыгин С.Г.* Позднедокембрийская и раннепалеозойская история развития границ континент – океан на Урале // Докембрийско-раннепалеозойская история Урала: Тез. докл. Свердловск, 1980. С. 5–7.

332. *Самыгин Г.С., Селиверстов Г.Ф.* О структурном положении зеленокаменного комплекса Уфимского амфитеатра // Геологическое строение и нефтеносность Башкирии. Уфа, 1977. С. 55–64.

333. *Сегедин Р.А.* Ордовикская система, силурийская система // Геология СССР. Т. 21. Западный Казахстан. Ч. 1. Геологическое описание. Кн. 1. М.: Недра, 1970. С. 70–89.

334. *Селиверстов В.А.* Офиолиты Восточной Камчатки // Петрологические исследования базитов островных дуг. М.: Наука, 1978. С. 177–239.

335. *Селиверстов Г.Ф., Жилин И.В., Петров В.И., Гогулан А.М.* О возрасте ультрабазитов восточной части Уфимского амфитеатра // Магматизм и эндогенная металлогения западного склона Южного Урала. Уфа, 1973. С. 160–162.

336. *Семенов И.В., Коленко Л.И., Штенке А.А.* РЗЭ в базальтах вулканогенных формаций Уральской эвгеосинклинали // Элементы-примеси в минералах

и горных породах Урала. Свердловск, 1980. С. 36–64.

337. *Семихатов М.А., Соколов В.А., Шуркин К.А.* Проблема границ главных стратиграфических подразделений и корреляции докембрия СССР // Общие вопросы расчленения докембрия СССР. Л.: Наука, 1979. С. 94–115.

338. *Сенченко Г.С.* Складчатые структуры Южного Урала. М.: Наука, 1976. 171 с.

339. *Серавкин И.Б.* Палеовулканологические условия формирования и размещения колчеданных месторождений Южного Урала: Автореф. дис. … д-ра геол.-минерал. наук. Свердловск, 1983. 42 с.

340. *Сергиевский В.М.* Магматизм, тектоническое развитие и основные особенности металлогении Урала. Л., 1971. 85 с.

341. *Сигов А.П., Шуб В.С.* Докембрийские пенеплены и коры выветривания Урала // Докембрийские коры выветривания. М., 1975. С. 172–179.

342. *Сидоренко А.В.* О едином историко-геологическом принципе изучения докембрия и постдокембрия // Докл. АН СССР. 1969. Т. 186. N 1. С. 995–998.

343. *Сидоренко А.В.* Осадочная геология как основа для познания геологической истории докембрия // Корреляция докембрия. М.: Наука, 1977. Т. 1. С. 9–25.

344. *Сидоренко В.В., Байкова В.С., Степанов И.В.* Вулканогенно-кремнистая группа формаций Сакмарской зоны на западном склоне Южного Урала. М.: Наука, 1964. 67 с.

345. *Ситдиков Б.С., Низамутдинов А.Г., Полянин В.А.* Петрология и геохимия пород кристаллического фундамента востока Русской платформы. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1980. 168 с.

346. *Смирнов В.Н.* Габбро-гранитоидные серии Восточной зоны Урала // Докл. АН СССР. 1981. Т. 259. N 6. С. 1453–1457.

347. *Смирнов Г.А.* Уфимский амфитеатр. М.: Изд-во АН СССР, 1956. Ч. 1. Стратиграфическое описание. 173 с.

348. *Смирнов Г.А.* Материалы к палеогеографии Урала: Визейский ярус. Свердловск, 1957. 90 с. (Тр. Горно-геол. ин-та УФАН СССР; Вып. 29).

349. *Смирнов Г.А.* О структурной дисгармонии между двумя крупными комплексами пород на Урале // Докл. АН СССР. 1957. Т. 113. N 4. С. 893–895.

350. *Смирнов Г.А., Беллавин О.В.* Покровные структуры в Уфимском амфитеатре на Урале // Докл. АН СССР. 1974. Т. 219. N 5. С. 617–621.

351. *Смирнов Г.А., Засядчук И.М., Камалетдинов М.А., Камалетдинов Р.А.* К стратиграфии ордовика и силура Уфимского амфитеатра // Докл. АН СССР. 1963. Т. 148. N 1. С. 176–178.

352. *Смирнов Ю.Д.* Магматизм и металлогения западного склона Урала // Магматизм, метаморфизм и рудообразование в геологической истории Урала. Свердловск, 1974. С. 210–233.

353. *Смирнов Ю.Д., Лукьянова Л.И., Румянцева Н.А.* Магматические породы западного склона Урала и Тимана и связь их с кимберлитами. Геология и полезные ископаемые северо-востока европейской части СССР и севера Урала // Тр. VII геол. конф. Коми АССР. Сыктывкар. 1973. Т. 2. С. 319–325.

354. *Соболев И.Д.* О гранитных формациях Урала // Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1963. С. 5–10. (Тр. I Урал. петрогр. совещ.; Т. 3).

355. *Соболев И.Д.* Основные черты и проблемы геологического строения Урала // Рудная база Урала. М.: Наука, 1972. С. 3–46.

356. *Солонцов Л.Ф., Аксенов Е.М., Игнатьев С.В.* и др. О формационных рядах протерозоя Восточно-Европейской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. N 8. С. 12–27.

351. *Соловьев С.П.* Химизм магматических горных пород и некоторые вопросы петрохимии. Л.: Наука, 1970. 311 с.

358. *Сорохтин О.Г.* Глобальная эволюция земли. М.: Наука, 1974. 250 с.

359. *Старков Н.П.* К вопросу о метаморфизме древних свит западного склона Северного Урала // Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1963. С. 223–234. (Тр. I Урал. петрогр. совещ.; Т. 3).

360. *Старков В.Д., Знаменский Н.Д., Пуртов В.К.* и др. О формационной принадлежности гранитоидов Магнитогорского комплекса // Ежегодник – 1975 ИГиГ УНЦ АН СССР. Свердловск, 1976. С. 26–29.

361. Стратиграфический кодекс СССР. Л.: Недра, 1977. 79 с.

362. Строение дна Охотского моря. М.: Наука, 1981. 176 с.

363. *Струве Н.В.* Магнитогорский интрузивный комплекс // Вопросы петрологии гранитоидов Урала. Свердловск, 1979. С. 75–95. (Тр. ИГиГ УНЦ АН СССР; Вып. 85).

364. *Сурков В.С., Жеро О.Т.* Фундамент и развитие платформенного чехла

Западно-Сибирской плиты. М.: Недра, 1981. 143 с.

365. *Таланцев А.С.* Новые данные о нефелиновых сиенитах Нязепетровского района // Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1963. С. 133–139. (Тр. I Урал. петрогр. совещ.; Т. 3).

366. *Таранина Т.И.* Типы месторождений барита и эволюция баритообразования на Полярном Урале: Автореф. дис. … канд. геол.-минерал. наук. М., 1982. 23 с.

367. *Тарни Дж.* Геохимия архейских высокометаморфизованных гнейсов: Вывод о происхождении и эволюции докембрийской земной коры // Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980. С. 407–420.

368. *Твалчрелидзе Г.А.* Сравнительная металлогеническая характеристика колчеданной и медно-порфировой формаций // Геология руд. месторождений. 1975. N 3. С. 3–18.

369. Тектоника фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформ. М.: Наука, 1978. 210 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 321).

370. *Тельгузиев А.Т.* Габбро-плагиогранитная формация нижнего – среднего девона Западных Мугоджар: Автореф. дис. … канд. геол.-минерал. наук. Алма-Ата, 1969. 31 с.

371. *Тельгузиев А.Т.* Корреляция среднепалеозойских интрузивных комплексов Западных Мугоджар и Южного Урала // К проблеме связи Урала и Тянь-Шаня. Алма-Ата: Наука, 1969. С. 120–128.

372. *Теняков В.А.* Экзогенно-метаморфогенная геология докембрия: Дискуссионные и перспективные проблемы познания // Корреляция докембрия. М.: Наука, 1977. Т. 1. С. 40–61.

373. *Тернер Ф., Ферхуген Дж.* Петрология изверженных и метаморфических пород. М.: Изд-во иностр. лит., 1961. 592 с.

374. *Тимонина Р.Г.* Петрология метаморфических пород Приполярного Урала. Л.: Наука, 1980. 104 с.

375. Унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы Урала. Свердловск, 1980.

376. *Усольцева Л.С.* К характеристике палеозойских родовых комплексов радиолярий из Зеленокаменной зоны Мугоджар // Систематика, эволюция и стратиграфическое значение радиолярий. М.: Наука, 1981. С. 58–60.

377. *Устиев Е.К.* Охотский структурный пояс и проблемы вулкано-плутонических формаций // Проблемы магмы и генезис изверженных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 161–182.

378. *Фариг У.Ф.* Палеомагнитная корреляция рифея Северной Америки // Корреляция докембрия. М.: Наука, 1977. Т. 2. С. 21–39.

379. *Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С.* Петрология магматических гранитоидов: На примере Урала. М.: Наука, 1975. 288 с.

380. *Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С., Пушкарев Е.В., Чащухина В.А.* Кольцевые пироксенит-сиенитоидные интрузивы в гарцбургитах Хабарнинского массива на Южном Урале // Ежегодник – 1980 ИГиГ УНЦ АН СССР. Свердловск, 1981. С. 57–62.

381. *Фишман М.В.* Гранитоиды приосевой зоны Приполярного Урала в связи с проблемой эволюции магматизма подвижных поясов земной коры. Сыктывкар, 1971. 55 с.

382. *Флеров Г.Б., Колосков А.В.* Щелочной базальтоидный магматизм Центральной Камчатки. М.: Наука, 1976. 146 с.

383. *Фролова Т.И., Гущин А.В.* Условия генерации базальтовых магм океанов и островных дуг // Вестн. МГУ. Сер. геол. 1981. N 4. С. 3–12.

384. *Хабаков А.В.* Палеонтологически охарактеризованные кембрийские отложения западного склона Южного Урала // Геология СССР. Т. 13. Башкирская АССР и Оренбургская обл. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1964. С. 109–116.

385. *Хворова И.В., Григорьев В.Н.* Возможный гомолог известняков типа ammonitico rosso в силуре Южного Урала // Докл. АН СССР. 1974. Т. 214. N 3. С. 669–672.

386. *Хворова И.В., Золотарев Б.П., Вознесенская Т.А.* и др. Формации Сакмарского аллохтона. М.: Наука, 1978. 232 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 311).

387. *Хомичев В.Л.* Химические составы магматических горных пород Кузнецкого Алатау. Новосибирск, 1975. Ч. 1. 180 с.

388. *Храмов А.Н., Родионов В.П.* Проблема Лавразии в раннем и среднем палеозое в свете палеомагнитных данных // Палеомагнетизм и вопросы тектоники плит. М.: 1977. С. 108–140. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 394).

389. Храмов А.Н., Родионов В.П. Палеомагнетизм и горизонтальные движения Русской и Сибирской платформ // Геофизика: Геология и катастрофические природные явления: МГК XXVI сес. Докл. сов. геол. М.: Наука, 1980. С. 72–79.

390. *Червяковский Г.Ф.* Среднепалео-

зойский вулканизм восточного склона Урала. М.: Наука, 1972. 229 с.

391. *Червяковский С.Г.* О роли автометасоматических процессов в формировании массива щелочных гранитоидов горы Малая Чека // Метасоматизм и рудообразование. Свердловск, 1974. С. 159–169. (Тр. ИГиГ УНЦ АН СССР; Вып. 108).

392. *Чернышева Е.М.* Магматические образования западного склона Северного и Среднего Урала. // Проблемы магматизма Западного склона Урала. Свердловск, 1972. С. 109–113.

393. *Чернышева Е.М., Младших С.В., Лядова Л.И.* Долериты трапповой формации северной части Полюдовско-Колчинского поднятия // Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала: Тез. докл. III Урал. петрогр. совещ. Свердловск, 1974. Ч. 2. С. 19–20.

394. *Чумаков А.А.* Петрология магматических образований Южных Мугоджар: Западный хребет. Л.: Изд-во ЛГУ, 1941. 91 с.

395. *Чочиа Н.Г.* Геологическое строение Колво-Вишерского края. Л.: Гостоптехиздат, 1955. 407 с. (Тр. ВНИГРИ. Нов. сер.; Вып. 91).

396. *Шадрина В.А.* Вулканогенно-осадочные комплексы Валерьяновской структурно-фациальной зоны — главного железорудного пояса Тургая: Автореф. дис. … канд. геол.-минерал. наук. Алма-Ата, 1975. 23 с.

397. *Шарданов А.Н., Хаин В.Е.* Основные принципы составления тектонических карт нефтегазоносных бассейнов // Сов. геология. 1979. N 9. С. 3–12.

398. *Шатский Н.С.* Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей // Н.С. Шатский. Избр. труды. М.: Наука, 1965. Т. 3. С. 52–143.

399. *Швецов П.Н.* Нижний и средний рифей западного склона Башкирского Урала: Автореф. дис. … канд. геол.-минерал. наук. Казань, 1975. 29 с.

400. *Шмидт А.И.* Ордовикский вулканизм на западном склоне Полярного Урал и его сопоставление с палеозойским вулканизмом Зилаирского и Магнитогорского синклинориев // Силуро-девонский вулканизм Южного Урала. Уфа, 1975. С. 138–147.

401. *Штейнберг А.Д.* Среднедевонский Рассыпнякский плагиогранитоидный комплекс: Южный Урал // Вопросы петрологии гранитоидов Урала. Свердловск, 1970. С. 109–123. (Тр. ИГиГ УФАН СССР; Вып. 85).

402. *Штейнберг Д.С.* О специфике магматизма западного склона Урала // Вулканические образования Урала. Свердловск, 1968. С. 17–25.

403. Штейнберг Д.С. Важнейшие проблемы магматизма области Центрально-Уральского поднятия и их металлогеническое значение // Проблемы магматизма Западного склона Урала. Свердловск, 1972. С. 4–9.

404. *Штейнберг Д.С.* Геологическая история Урала и петрология // Магматизм, метаморфизм и рудообразование в геологической истории Урала. Свердловск, 1974. С. 39–58.

405. *Щербин С.С., Поскотин Д.Я., Чесноков В.И.* и др. Основные черты геологического строения центральной части Денисовской структурно-фациальной зоны и ее меденосность // Геология и поиски месторождений редких и цветных металлов. Свердловск, 1971. С. 61–76.

406. *Юдович Я.Э., Пучков В.Н.* Геохимическая диагностика глубоководных осадочных пород // Геохимия. 1980. N 3. С. 430–439.

407. *Язева Р.Г., Бочкарев В.В.* Особенности формирования новообразованного "гранитного слоя" в палеозойской эвгеосинклинали Полярного Урала // Докл. АН СССР. 1979. Т. 249. N 4. С. 949–953.

408. *Яншин А.Л.* Тектоника Каргалинских гор // Бюл. МОИП. Нов. сер. Отд. геол. 1932. Т. 10. N 2. С. 308–345.

409. *Яншин А.Л., Артюшков Е.В., Шлезингер А.Е.* Основные типы крупных структур литосферных плит и возможные механизмы их образования // Докл. АН СССР. 1977. N 5. С. 1175–1179.

410. *Ballard R.D., Moore I.G.* Photographic atlas of the Mid-Atlantic rift valley. N.Y., 1977. 114 p.

411. *Barker F., Peterman Z.E.* Bimodal tholeiitic-dacitic magmatism and early Precambrian crust // Precam. Res. 1974. N. 1. P. 1–12.

412. *Bernoulli D., Jenkyns H.C.* Alpine, Mediterranean and Central Atlantic mesozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys // Soc. Econ. Paleontol. and Miner. Spec. Publ. 1974. N 19. P. 129–160.

413. *Bott M.H.P.* Evolution of young continental margins and formation of shelf basins // Tectonophysics, 1971. Vol. 11, N. 5. P. 319–327.

414. *Calsteren P.W.C.* A mantle-plume model for the paleozoic geology of Galicia with emphasis on the Cabo Ortegel area

(N.W. Spain). // Proc. con. ned. akad. wedensch., Amst. 1977. P. 156–168.

415. *Chenet P.-I., Letouzey J.* Tectonique de la zone comprise entre Abu Durba et Gebel Mezzazt (Sinai, Egypte) dans le contexte de l'évolution du rift de Suez // Bull. Cent. rech. Explor. — Prod. Elf-Aquitaine. 1983. Vol. 7, N 1. P. 201–215.

416. *Condie K.C., Harrison N.M.* Geochemistry of the Archean Bulawayan group. Midlands Greenstone Belt, Rhodesia // Precam. Res., 1976. N 3. P. 253–271.

417. *Cruickshank M.J.* Mineral resources potential of continental margins // The geology of continental margins. N.Y.: Springer-Verl., 1974. P. 965–1000.

418. Discussion on global tectonics in Proterozoic times // Philos. Trans. Roy. Soc. London. 1976. Vol. 280, N 1298. 635 p.

419. *Epstein A.G., Epstein J.B., Harris L.D.* Conodont color alteration an index to organic metamorphism // Geol. Surv. Profess. Pap. Wash. 1977. N 995. 27 p.

420. *Francheteau J., Tapponier P.* "Necking" of the lithosphere basic process in the mechanics of slowly spreading ridges // Rifting problems. Irkutsk, 1975. P. 7.

421. *Gass I.G., Mallick D.I.J., Cox K.G.* Volcanic islands of the Red Sea // J. Geol. Soc. 1973. Vol. 129. Pt 3. P. 275–311.

422. *Green J.* Preprint of Table from paper presented at International Association of Planetology Symposium // 24-th tern. Geol. Congr., Montreal, 1972. P. 75–96.

423. *Himmelberg I.R., Loney R.A.* Petrology of ultramafic and gabbroic rocks on the Canyon Mountain ophiolite. Oregon // Amer. J. Sci. 1980. Vol. 280–A, N 1, P. 232–268.

424. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. Vol. 38, 1974. P. 1256.

425. *Jakes P., White A.H.* Major and trace elements abundances in volcanic rocks of orogenic areas // Geol. Soc. Amer. Bull. 1972. Vol. 83, N 1. P. 29–39.

426. Leg. 41. The eastern North Atlantic // Geotimes. 1975. Vol. 20, N 7, P. 18–21.

427. Lindström M. Conodonts. Amsterdam etc.: Elsevier. 1964. 196 p.

428. Lipman P.W. Alcalic and tholeiitic basaltic volcanism related to the Rio Grande depression, Southern Colorado and New Mexico // Geol. Soc. Amer. Bull. 1969. Vol. 80. N 7. P. 1343.

429. *Nagvi S.M., Divakara Rao V., Narain H.* The primitive crust: evidence from the Indian Shield // Precamb. Res. 1978. Vol. 6, N 3/4. P. 71–85.

430. *Nicolas A., Prinzhofer A.* Cumulative or residual origin for the transition zone in ophiolites: structural evidence // J. Petrol. 1983. Vol. 24, Pt. 2. P. 188–206.

431. *Pearce T.H., Gorman B.E., Birkett T.C.* The $TiO_2 – K_2O – P_2O_5$ diagram: A method of the discriminating between oceanic and nonoceanic basalts // Earth and Planet. Sci. Lett. 1975. Vol. 24, N 3. P. 419–427.

432. *Ruzhentsev S.V., Samygin S.G.* Tectonic evolution of the south Uralian ophiolites // Mem. Univ. Nfld. Geol. Dept. 1979. Rep. 8. P. 62–94.

433. *Taylor S.P., Kaye M., White A.J.R.* et al. Genetic significance of Co, Cr, Ni, Sc and V content of andesites // Geochim. et cosmochim. acta. 1969. Vol. 33. P. 275–286.

434. *Thayer T.* Syncrystallization and deformation in ophiolitic peridotite and gabbro // Amer. J. Sci. 1980. Vol. 280–A, N 1. P. 269–283.

435. *Tuttle O.F., Bowen N.L.* Origin of granite in the light of experimental studies in the system $NaAlSi_3O_8 – KAlSi_3O_8 – SiO_2 – H_2O$. Baltimore, 1958. 153 p.

436. *Weddige K.* Die Conodonten der Eifel-Stufe im Typus-Gebiet und in benachbarten Faziesgebieten // Senckenberg lethaea. 1977. Leth. 38. P. 271–419.

437. *White A.Y., Chapell B.W.* Ultrametamorphism and granitoid genesis // Tectonophysics. 1977. Vol. 43, N 1/2. P. 7–22.

438. *White A.I.R., Jakes P., Christie D.M.* Composition of greenstones and the hypothesis of sea-floor spreading in the Archean // Geol. Soc. Austral. Spec. Publ. 1971. N 3. P. 101–113.

439. *Winkler H.G.F., Breitbart R.* New aspects of granitic magmas // Neues Jb. Mineral. Mon. 1978. H. 10. S. 463–480.

440. *Wyllie P. Y.* Crustal anatexis: an experimental review // Tectonophysics. 1977. Vol. 43, N 1/2. P. 41–71.

441. *Ziegler W.* Conodont stratigraphy of the European Devonian // Geol. Soc. Amer. Mem. 1971. N 127. P. 31–53.

СОДЕРЖАНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ 3

ПРИРОДА ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ФОРМАЦИЙ. *С.Н. Иванов* 6
Доордовикский магматизм приосевой зоны Приполярного Урала 8
Магматизм приосевой зоны и западного склона Южного, Среднего и Северного Урала 12
О складчатости, надвигах и характере осадочных пород 16
О позднепротерозойских образованиях на восточном склоне Урала 21
Данные геофизики. Связь Урала и Тимана 23
Метаморфизм 28

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОЛОГИИ ПАЛЕОЗОЯ ЕВРОПЕЙСКОГО СКЛОНА УРАЛА. *К.С. Иванов*, *В.Н. Пучков* 46
Геология Уфимского амфитеатра 46
Стратиграфия Бардымской структурно-фациальной зоны 52
Тектоника и история развития Бардымской зоны 60
Нязепетровская тектоническая пластина (формационные комплексы тагильского типа) 66
Геология Сакмарской зоны 80
Стратиграфия 83
Аналоги толщ Сакмарской зоны в более северных районах Урала 107
К истории геологического развития Сакмарской зоны 110

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОЛОГИИ ПАЛЕОЗОЯ АЗИАТСКОГО СКЛОНА УРАЛА 117
Базальтоидные толщи Западных Мугоджар. *К.С. Иванов* 117
Существующие представления о стратиграфии региона 119
Геология вулканогенных комплексов Западных Мугоджар 124
О возрасте интрузивных пород Западно-Мугоджарской вулканогенной зоны 148
Вулканогенно-кремнистые толщи ордовика на востоке Урала. *В.Н. Пучков*, *К.С. Иванов* 151
Природа раннекарбоновых депрессий южной части Урала. *С.Н. Иванов*, *Г.И. Самаркин*, *И.В. Семенов*, *А.М. Пумпянский* 156
Происхождение депрессий восточного склона Южного Урала и Мугоджар 156
О тектонической природе Тюменско-Кустанайского прогиба 161

ОСОБЕННОСТИ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ УРАЛА С КАЗАХСТАНОМ. *А.М. Дымкин*, *Ю.А. Полтавец* 167
Тюменско-Кустанайская зона 167
Валерьяновская подзона 169
Боровская подзона 180
Сопоставление магматизма описанных подзон 182

ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ УРАЛА 188
Дорифейский этап. *С.Н. Иванов*, *А.И. Русин*, *А.А. Краснобаев* 189
Рифейско-вендский этап. *С.Н. Иванов*, *А.И. Русин*, *А.А. Краснобаев* 193
Палеозойский этап. *С.Н. Иванов*, *В.Н. Пучков*, *А.И. Русин*, *К.С. Иванов* 200

ЛИТЕРАТУРА 230

Святослав Несторович И в а н о в,
Виктор Николаевич П у ч к о в,
Кирилл Святославич И в а н о в и др.

ФОРМИРОВАНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ УРАЛА

Утверждено к печати
Институтом геологии и геохимии
им. академика А.Н. Заварицкого

Редактор *А.В. Копп*
Художник *А.М. Драговой*
Художественный редактор *В.Ю. Кученков*
Технический редактор *И.И. Джиоева*
Корректор *В.П. Крылова*

Набор выполнен в издательстве
на электронной фотонаборной системе

ИБ № 35006

Подписано к печати 31.07.86. Т – 01592
Формат 60 × 90 1/16. Бумага офсетная № 2
Гарнитура Таймс. Печать офсетная
Усл.печ.л. 15,5. Усл.кр.-отт. 15,7. Уч.-изд.л. 19,6
Тираж 800 экз. Тип. зак. 534
Цена 3 руб.

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука" 117864 ГСП-7,
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12