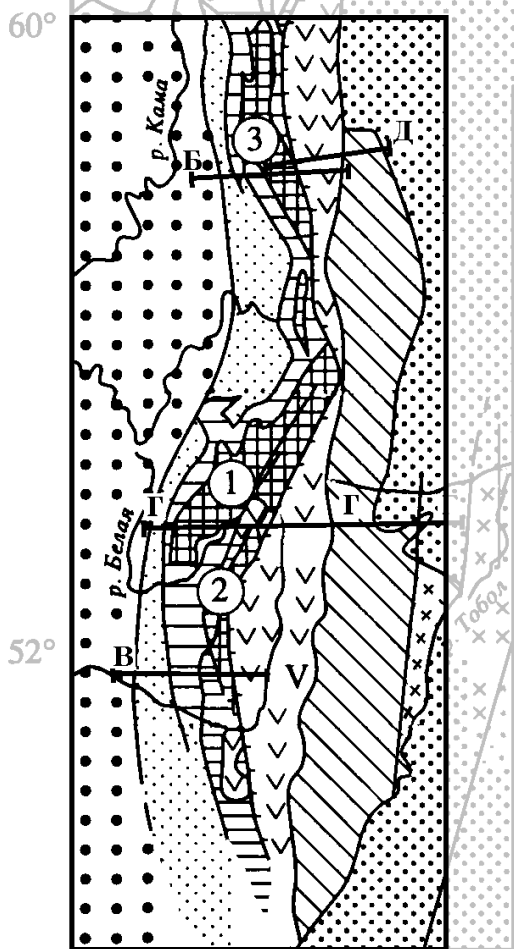




В. Н. Пучков

Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала



Институт геологии
Уфимского Научного Центра
Российской Академии Наук

В. Н. Пучков

Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала

*Посвящается 300-летию
Горно-геологической
Службы России*

Уфа
ГИЛЕМ
2000

ББК 26

П 88

УДК 551.242.3(234.85)

Пучков В. Н.

Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: ГИЛЕМ, 2000. 146с.

ISBN 5–7501–0177–0

Дано описание геологии Южного и Среднего Урала, облеченное в концентрированную форму геодинамического анализа. В книге охарактеризована структура Урала, а также проанализированы все наиболее важные данные по стратиграфии и литологии осадочных формаций Южного и Среднего Урала. На этой основе намечены этапы развития региона в позднем протерозое, палеозое и раннем мезозое и даны значительно усовершенствованные схемы структурно-фациальной зональности региона для каждого из этапов. Параллельно с этим, обсуждаются данные по геологии и петрологии вулканитов и интрузивных пород как важнейших индикаторов геодинамических обстановок. В книге собраны и проанализированы наиболее важные данные об изотопных характеристиках и датировках горных пород, проливающих дополнительный свет на геологическую историю региона. Совокупный анализ всех этих материалов позволяет перейти от структурно-палеогеографической характеристики региона для каждого конкретного этапа развития к описанию соответствующих геодинамических обстановок, и в конечном итоге дать существенно обновленный исторический обзор логической цепи процессов и событий, приведших к образованию Уральского орогена.

Книга завершается специальной главой, посвященной глобальным реконструкциям взаимного положения континентов для всего палеозоя, начиная от возникновения гипотетического суперконтинента Пантерра и зарождения Палеоуральского океана, и кончая образованием Урала в теле нового суперконтинента Пангеи. Это дает автору возможность высказать обоснованные суждения о степени глобальной коррелируемости геологических событий и в определенной мере переосмыслить теоретические представления о причинно-следственных связях в геодинамике.

Ил. 32, Библ. 533 назв.

Публикуется при финансовой поддержке
Управления по геологии и охране недр
при Совете Министров Республики Башкортостан

Ответственный редактор
доктор геол.-мин. наук Е. В. Чибрикова

Рецензенты:
доктор геол.-мин. наук И. Б. Серавкин
доктор геол.-мин. наук Е. В. Лозин

ISBN 5–7501–0177–0

© Пучков В. Н., 2000

Единственный наш долг перед историей —
переписывать ее заново.

Оскар Уайльд

ВВЕДЕНИЕ

Основной задачей региональной исторической геодинамики (палеогеодинамики) является объемная реконструкция картины распределения и эволюции вещественных комплексов и сил, существовавших и действовавших в земной коре и верхней мантии региона в прошедшие геологические эпохи. Современная тектоника литосферных плит дает для этого оболочку в виде набора абстрактных моделей палеогеодинамических обстановок, а формационный анализ, так или иначе следующий принципу актуализма, позволяет использовать формации-индикаторы как в качестве инструмента для установления геодинамических условий их возникновения, так и в качестве материала для наполнения абстрактных моделей конкретным содержанием. Сопоставление плитотектонических реконструкций для ряда последовательных временных срезов позволяет переходить от анализа статичной геодинамической картины к геокинематике — как в масштабе литосферных плит, так и в более крупных масштабах: террейнов, тектонических покровов, мезоблоков и далее вплоть до микротектоники. В свою очередь, знание кинематики дает возможность уточнения оценки направлений и интенсивности сил, действовавших в земной коре и мантии региона.

Палеогеодинамика региона представляет собой по сути дела его концентрированную геологическую историю, и является синтезом достижений многих геологических дисциплин, — прежде всего, стратиграфии, литологии, петрологии, палеоклиматологии, формационного анализа, структурной геологии, и наряду с этим, глубинной структурной геофизики, палеомагнетизма и других разделов физики Земли [Артюшков, 1979; Зоненшайн, Савостин, 1979; Ковалев, 1985; Теркотт, Шуберт, 1985; Шейдеггер, 1987; Зоненшайн, Кузьмин, 1993; Keary, Vine, 1996, и многие другие]. По образному выражению [Jolivet, Nataf, 1998], «геодинамика венчает и вдохновляет весь ансамбль наук о Земле». С другой стороны, знание палеогеодинамики абсолютно необходимо для металлогенических построений.

Пытаясь удержать размер книги в рамках, располагающих к ее прочтению, автор умышленно отказался здесь от прямого использования собственных многолетних наработок по северу Урала и ограничил территорию преимущественно Южным и Средним Уралом, а также постарался избегать пространного изложения первичного материала везде, где его можно было заменить ссылками

на опубликованную литературу. При этом предлагаемая работа ни в коей мере не претендует на сколько-либо полное изложение истории исследования того или иного вопроса: ссылки даются в основном при обсуждении тех или иных тезисов, когда бывает необходимо взвесить все «за» и «против». Иначе список литературы, и без того громоздкий, возрос бы многократно.

—"

По сути дела, первый обобщенный геодинамический анализ палеозойской истории Урала, основанный на современных тектонических представлениях, был дан составителями Тектонической карты Урала м-ба 1 : 1 000 000 при участии автора [Тектоника Урала, 1977]. В дальнейшем эти общие представления получили развитие в таких коллективных работах как «Формации Сакмарского аллохтона» [1978], «История развития Уральского палеоокеана» [1984], «Формирование земной коры Урала» [1986], «Глубинное строение, тектоника и металлогения Урала» [1986], «Вулканизм Южного Урала» [1992]. Большое значение для формирования современных представлений о геодинамике Урала имели монографии М. А. Камалетдинова [1974]; С. В. Руженцева [1976]; А. С. Перфильева [1979]; В. Н. Пучкова [1979а]; Г. Н. Савельевой [1987]; Г. Б. Ферштатера и др. [Эвгеосинклинальные..., 1984; Орогенный..., 1994]; Т. И. Фроловой и И. А. Буриковой [1977]; И. Б. Серавкина [1986]; диссертация В. А. Коротева [1980] и весьма значительное число статей и препринтов, ссылки на многие из которых читатель найдет в этой книге. Несомненное влияние на современные представления о геодинамике региона оказали работы коллективов стратиграфов и исследователей в области изотопной геохронологии, существенно повысившие корректность датировок и надежность корреляции событий геологической истории [Стратиграфические..., 1993 и многие другие]. Из новейших крупных публикаций в области палеогеодинамики Южного Урала следует отметить уральские сборники журналов *Tectonophysics* [1997] и *Geologische Rundschau* [1999], в которых собрана информация по результатам международных исследований в рамках комиссии ЕВРОПРОБА, сборник статей, изданный Геологическим Институтом РАН [Урал: фундаментальные проблемы..., 1998], книгу Р. Г. Язевой и В. В. Бочкарева [1998]; монографии, посвященные литологии терригенных толщ [Анфимов, 1997; Мизенс, 1997; Маслов, 1997],

докторские диссертации Д. Н. Салихова [1997] и К. С. Иванова [1998в] и др.

При всех несомненных достижениях, в вопросах геодинамики Урала царят хаос и разногласия. До сих пор не прекращаются попытки вернуться к фиксистскому пониманию не только геодинамики, но и палеогеографии; одни и те же события трактуются то как складчатость, то как рифтогенез; у одних исследователей зона субдукции падает на запад, у других — на восток; у одних Тагильская дуга следует в Сакмарскую зону, у других — в Восточно-Уральскую; одни говорят, что обдукция офиолитов на край Восточно-Европейского континента началась в раннем девоне, другие не допускают и мысли о том, что она произошла раньше конца девона. Восточно-Уральская зона одними исследователями трактуется как микроконтинент, другими — как серия террейнов, третьими — как выступ фундамента Восточно-Европейской платформы, четвертыми — как островная дуга. И вдобавок ко всему этому разнородно, не вполне удовлетворительными являются схемы структурно-фациальной зональности, принятые при описании стратиграфии региона: они практически не учитывают искажений, внесенных тектоническими перемещениями [Стратиграфические..., 1993]. Нельзя, наконец, не отметить некорректное использование стратиграфической шкалы: значительная часть исследователей, рассуждая о геодинамике и коррелируя геологические события, до сих пор использует устаревшую стратиграфическую схему Урала 1980 года, так что когда они говорят об эйфеле, имеют в виду эмс; говоря о раннем живете, подразумевают эйфель, и т. п. Поэтому назрела необходимость работы, в которой основные проблемы геодинамики Урала были бы обсуждены системно, по единому плану и в одном ключе современных представлений. Автор далек от мысли, что ему удастся примирить все точки зрения и решить все вопросы. Речь идет лишь о том, чтобы провести здесь своего рода инвентаризацию опубликованных данных и представлений и на основе этого выработать внутренне непротиворечивую авторскую модель палеогеодинамики региона, открытую для критики и дальнейшего совершенствования, подкрепленную возможно большим количеством ссылок, которые и сами по себе могут быть ценны для исследователей, занимающихся указанными проблемами.

Это тем более необходимо сейчас, когда интерес к Уралу, в силу ряда объективных причин, необычайно возрос.

—"

Различные аспекты поднимаемых здесь проблем автор обсуждал, а в ряде случаев и детально разрабатывал (включая совместные полевые работы и геологические экскурсии, обмен публикациями, составление карт, написание книг, статей, производственных отчетов, организацию совещаний и др.) с В. Е. Хаиным, Ю. Г. Леоновым, М. А. Семихатовым, А. С. Перфильевым, С. В. Руженцевым, Г. Н. Савельевой, Е. Н. Меланхолиной,

А. А. Савельевым, В. С. Буртманом, Ю. А. Воложем, С. Г. Самыгиным, Е. В. Хаиным, А. В. Рязанцевым, Н. Б. Кузнецовым, С. В. Шипуновым, Т. Н. Херасковой (ГИН РАН); Е. Е. Милановским (МГУ), В. А. Бушем, Е. Б. Филипповой (Институт тектоники литосферных плит); С. Н. Ивановым, В. А. Коротеевым, Б. И. Чувашовым, А. А. Краснобаевым, Г. Б. Ферштатером, А. А. Ефимовым, В. М. Нечехиным, Р. Г. Язевой, В. А. Прокиным, Л. В. Анфимовым, К. С. Ивановым, В. Р. Шмелевым, Л. А. Карстен, Ю. Л. Ронкиным, И. А. Пелевиным, А. В. Масловым, В. В. Бочкаревым (ИГГ УрО РАН); И. А. Свяжиной (ИГ УрО РАН); Г. А. Петровым, В. А. Наседкиной (УГСЭ); В. Б. Соколовым (БГЭ); В. Н. Анфиловым, В. И. Ленных (ИМИН РАН); П. М. Вализером (ИГЗ РАН); Н. Л. Добрецовым, Н. В. Соболевым (ОИ ГГМ РАН); И. Б. Серавкиным, А. А. Алексеевым, А. М. Косаревым, Д. Н. Салиховым, А. П. Рожественским, В. А. Масловым, О. В. Артюшковой, М. А. Камалетдиновым, Т. Т. Казанцевой, Ю. В. Казанцевым, Е. В. Чибриковой, В. М. Горожаниным, В. И. Козловым, В. Н. Пазухиным, В. Н. Барышевым, Е. Н. Горожаниной, А. Н. Светлаковой, Е. И. Кулагиной, М. Ю. Аржавитиной, (ИГ УНЦ РАН); З. М. Ротару (АО Башкиргеология); О. А. Захаровым (БГУ) и многими другими. Работа существенно стимулировалась участием автора в создании международного Палеогеографического Атласа Средней Азии, при большой координационной поддержке МПР России, а также казахстанского предприятия ЮГГЕО, во главе с его директором О. А. Федоренко. Большую помощь оказало общение с иностранными учеными в рамках комиссии ЕВРОПРОБА, включая ее председателя Д. Джи и соисполнителей программы «Уралиды и вэрициды», особенно же — многолетнее сотрудничество с работниками Института наук о Земле Университета г. Барселоны А. Перес-Эстауном, Д. Брауном, Х. Альварес-Маррон, германскими учеными У. Гизе, С. Ладажем (Университет Мартина Лютера, г. Галле), У. Гласмахером (Институт ядерной физики М. Планка, г. Гейдельберг), Р. Вальтером, Л. Стройном, В. Бауэром, И. Матенааром, (Геологический Институт при университете Земли Рейн-Вестфалия, г. Аахен), А. Вильнером (Рурский Университет, г. Бохум) и многими другими. Всем перечисленным и не перечисленным в этом большом, но заведомо неполном списке автор выражает искреннюю благодарность. Необходимо также с признательностью отметить, что на разных этапах исследований автор прямо или косвенно пользовался финансовой поддержкой РФФИ, Отделения наук о Земле и экологии АН РБ, ФФИ АН РБ, фонда Сороса, ИНТАС, Европейского Научного фонда (ESF), Высшего Совета научных исследований Испании (CSIC), Германского Научного Общества (DFG), ЮНЕСКО (IGCP 58 и 440), Управления по недрам РБ и других организаций, что позволяло не только проводить полевые работы и делать анализы, но и регулярно знакомить геологическую общественность с результатами путем публикаций за рубежом и активного обсуждения научных вопросов на международных совещаниях.

Глава 1. ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ И СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ УРАЛА

Из истории идей о тектонике Урала

Прежде чем перейти к характеристике уральских структур, следует хотя бы бегло охарактеризовать основные вехи в развитии идей, лежащих в основе современных представлений о тектонике Урала.

Одним из первых исследователей тектоники Урала, идеи которого до сих пор не потеряли своей жизненности, был А. П. Карпинский. Будучи последовательным сторонником контракционистских представлений, ныне потерявших свою привлекательность, А. П. Карпинский [1936] тем не менее высказал в работах 1884 и 1919 гг. совершенно верную с точки зрения современных позиций мысль о том, что нарушения линейности Урала, его отклонения напротив Уфимского плато и в районе Большеземельской тундры связаны с наличием древних жестких глыб. Впоследствии его вывод о наличии в Большеземельской тундре древнего поднятия Пыткова Камня не подтвердился, но сейчас мы знаем, что конфигурация герцинского Урала предопределилась очертаниями жесткого края Восточно-Европейского континента в ордовике, когда на месте эпиконтинентальной рифтовой зоны возник Уральский океан, с его куда более тонкой, горячей и пластичной литосферой. Другим важным наблюдением, не потерявшим своего значения до настоящего времени, является вывод о зависимости погружений и поднятий на платформах от активности тектонических движений в соседних складчатых областях (закономерность, известная как «правило Карпинского»). Развитие этой идеи применительно к Уралу и Предуралью привело к представлениям о согласованности развития Предуральского краевого прогиба и смежных платформенных структур с развитием Уральского орогена.

Многими современниками А. П. Карпинского были высказаны провидческие идеи, несшие в себе зародыш принятой ныне тектонической парадигмы и повлиявшие в конечном итоге на современные представления о тектонике Урала. Так, благодаря работам альпийских геологов зародилось учение о шарьяжах, далеко не сразу пробившее себе дорогу во всем мире, но в конечном счете принятое и на Урале. В 1905 году Г. Штейнман ввел представление об офиолитовой триаде, истинное значение которого было понято только в 60–70-х годах, после того, как стали известны результаты бурения дна океана. Публикация знаменитой книги А. Вегенера «Происхождение континентов» в 1912 году положила начало разработке научных представлений о дрейфе континентов и цикличности процессов их слияния и распада, которые легли в конечном итоге в основу тектоники литосферных плит. Последняя сменила в 70-х годах геосинклинальную теорию, долгое время господствовавшую на Урале и служившую как бы «оболочкой» тектонических

представлений. Важность и значение геосинклинальной теории для развития представлений о тектонике Урала на определенном этапе также трудно переоценить.

Из других важнейших тектонических идей, оказавших длительное влияние на представления об Урале, следовало бы, выделяя из многих не перечисленных здесь, упомянуть мысль о том, что в основании варисского Урала лежит более древняя складчатая область — Палеоурал, по А. И. Олли и М. И. Гараню, доуралиды по Н. П. Херакову или байкалиды по Н. С. Шатскому. Автор считает необходимым отдать должное и представлениям С. Н. Иванова, отрицающего эту складчатость. Не разделяя эти взгляды, автор думает, что публикации С. Н. Иванова по данному вопросу и последующая дискуссия оказали благотворное влияние на поиски истины.

Наконец, в становлении новой парадигмы — тектоники литосферных плит — пересмотр представлений о тектонике Урала, считавшегося классической геосинклиналью, играл особую роль. В начале 70-х годов было очень важно показать, что весь накопленный фактический материал по геологии Урала может быть успешно переинтерпретирован в духе новых представлений. В этом плане заслуживает особого упоминания формационный анализ. Хотя *de jure* он остается преимущественно «российским» методом, *de facto* в том или ином виде используется везде. Представления о формациях (комплексах, породных ассоциациях, и т. п.), являющихся индикаторами геодинамических условий, позволили применить к тектоническим построениям принцип актуализма и выделить на Урале эпиконтинентальные рифтовые, шельфовые, батальные, океанические, островодужные, андийские субдукционные и коллизионные. Этот подход позволил А. В. Пейве с соавторами [Тектоника Урала, 1977] построить тектоническую карту Урала на мобилистской основе. Она была первой в целой серии региональных карт, подобных ей по идеологии.

В целом 70-е годы можно считать началом современного этапа развития тектонических представлений на Урале, связанного со становлением новой тектонической парадигмы и выразившегося в появлении целого ряда фундаментальных исследований, уже упоминавшихся во Введении.

Из идей, получивших особенно заметное развитие в последнее время, следует отметить по крайней мере две: представления о тектонической расслоенности литосферы [Пейве и др., 1980; Пушаровский и др., 1991; Перфильев, 1998 и др.] и о нелинейном характере тектонических процессов [Пушаровский, 1993; Вопросы..., 1998]. В работах уральских геологов почти нет ссылок на эти публикации. Однако, как отмечалось автором, материалы

по геологии Урала служат хорошим подтверждением вышеуказанных идей. При этом, по мнению автора, они не противоречат ныне признанной парадигме,

а существенно дополняют и развивают ее [Пучков, Светлакова, 1993; Пучков, 1994; Пучков, 1997б].

О геофизической изученности глубинного строения Урала

Урал — одна из наиболее хорошо геофизически изученных складчатых областей. Помимо гравитационной и магнитной съемок здесь проведено более 15 профилей ГСЗ и более 20 профилей МОВ [Глубинное..., 1991; Соколов, 1992, 1996 и многие другие]. Наиболее крупный из геофизических проектов — УРСЕЙС-95 осуществлялся на Южном Урале силами международной геофизической экспедиции, включавшей, помимо российских, также исследователей США, Германии, Испании и других стран [Berzin et al., 1996; Echtler et al., 1996; Knapp et al., 1996; Steer et al., 1998; Carbonell et al., 1996; Diaconescu et al., 1998 и др.]. Он включал одновременное проведение сейсмического профилирования методом

ОГТ с использованием взрывов и вибраторов, а также широкоугольную сейсмику методом преломленных волн (ГСЗ) на профиле через Южный Урал (Стерлитамак — Николаевка). Этот профиль во многом подтвердил выводы о глубинном строении Урала, сделанные ранее [Соколов, 1992], а также дал и некоторые принципиально новые результаты. Широко развернуты работы по изучению глубинного строения Среднего Урала в районе сверхглубокой скважины СГ-4. И здесь большое значение имеют результаты, полученные в последнее время в результате международного сотрудничества (в частности, данные по профилям ESRU [Juhlin et al., 1998]).

Структурное районирование Урала (с детализацией для Южного и Среднего Урала)

Урал подразделяется на шесть долготных мегазон, различающихся как с поверхности, так и по своему глубинному строению. С запада на восток выделяются (рис. 1; детали показаны на рис. 10):

1. Предуральский краевой прогиб, заполненный пермской (в крайних южных и северных областях — пермо-триасовой) молассой, мощностью до 6 км, под которой находится 3–7-км толща ордовикско-каменноугольных шельфовых отложений. Последние, в свою очередь, перекрывают с несогласием докембрийские осадочные, метаморфические и магматические комплексы. Внешняя зона прогиба обычно, за некоторыми исключениями, характеризуется пологими структурами платформенного облика; на Южном и, частично, на Среднем Урале она окаймлена с запада полосой нижнепермских рифов. В двух районах — у г. Стерлитамака и у пос. Дуван — в третичное время рифы были подняты к поверхности и отпрепарированы эрозией, образуя холмы — *шиханы*. Там же, где рифы погружены, они служат вместилищем нефтяных, а на крайнем юге — газовых залежей.

Для внутренней зоны прогиба характерны надвиги и складки, связанные с неглубокими срывами в осадочном чехле (рис. 2) [Казанцев, 1984]. В западной литературе для характеристики подобного рода структур широко применяется термин «тонкокожая тектоника».

Прогиб разделен поперечными поднятиями на ряд изолированных или полуизолированных впадин. На Южном Урале это *Бельская*, а на Среднем — *Юрюзано-Сылвенская* впадины, разделенные поднятием *Кара-Тау*. Последнее возникло на поздних стадиях

развития прогиба (в конце поздней перми?) и наследует простирания древнего фундамента; обрамляющие его разломы имеют сдвиговую и надвиговую природу. Сами впадины имеют неодинаковую глубину и заполнение. Так, непосредственно к северу от поднятия *Кара-Тау*, в южной части Юрюзано-Сылвенской депрессии, где край Восточно-Европейской платформы образует крутой выступ к востоку, формируя *Уфимский амфитеатр*, слои прогиба испытывают воздымание, так что не только верхнепермско-триасовые, но и кунгурские отложения здесь отсутствуют. Севернее и южнее, на участках развития кунгурских солей (в частности, в южной половине Бельской впадины) широко развиты антиклинальные диапировые структуры типа соляных гребней (рис. 2). В связи с прорывом диапиров к поверхности, в южной половине Бельской впадины начиная со среднего триаса отмечается широкомасштабное развитие сульфатно-соляного карста, с образованием довольно крупных надкарстовых депрессий, с которыми связаны, в частности, месторождения бурых углей Южноуральского бассейна [Яхимович, Адрианова, 1959].

На границе с Западно-Уральской областью местами, преимущественно в северных районах, в прогибе выявляются и специфические структуры вдвига [Соборнов, Бушуев, 1992]. Геологические признаки существования таких структур отмечались нами и на Южном Урале в пересечении Зилаир — Исянгулово [Bastida et al., 1997; Brown et al., 1997]; предполагаются они и на Среднем Урале, однако характер наличного сейсмического материала заставляет ограничиться здесь лишь предварительными замечаниями.

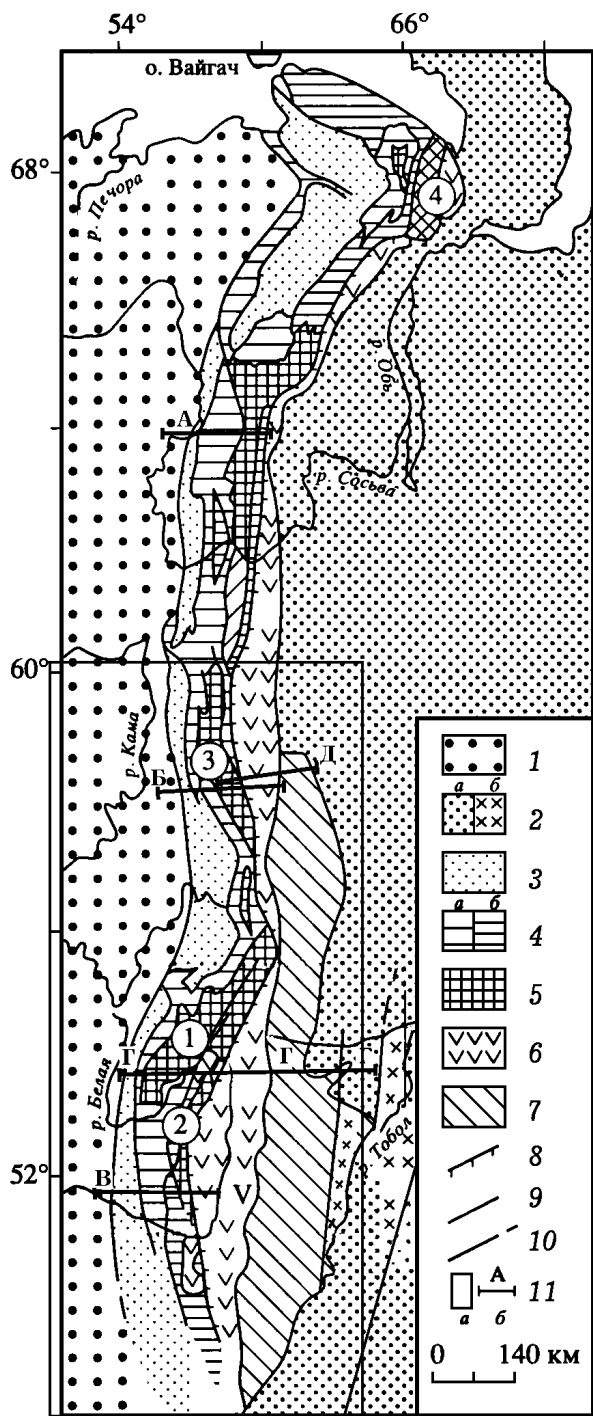


Рис. 1. Схема тектонического районирования Урала

1—отложения чехла Русской платформы; 2—Западно-Сибирская плита: а—чехол, б—палеозойские отложения Зауральской мегазоны Урала под чехлом плиты; 3—пермская моласса Предуралья краевого прогиба; 4—Западно-Уральская мегазона: а—осадки Бельско-Елецкой зоны, б—Зилаиро-Лемвинской зоны; 5—Центрально-Уральская мегазона (цифрами в кружках обозначены поднятия: 1—Башкирское, 2—Урал-Тай, 3—Кваркушское, 4—Харбейское); 6—Тагило-Магнитогорская мегазона; 7—Восточно-Уральская мегазона; 8—Главный Уральский разлом; 9—границы мегазон; 10—разломы; 11—положение рисунков 10, 13–16, 19–24 (а); геологические разрезы (б) (А, Б, В—на рис. 3; Г—на рис. 8; Д—на рис. 9).

2. Западно-Уральская мегазона, с преобладающим развитием интенсивно смятых и надвинутых к западу шельфовых и батинальных (рис. 3, 4) отложений палеозойского возраста. Здесь также развита «тонкокожая тектоника» (рис. 3), связанная с несколькими уровнями срыва, в осадочном чехле и по границе чехол—фундамент. Палеозойские надвиги местами (на Башкирском антиклинории) используют и более глубокие уровни срыва в толще рифейских отложений, захватывая фундамент («толстокожая тектоника» [Brown et al., 1997]). В этой мегазоне присутствуют и шарьяжи, перемещенные в западном направлении и представленные батинальными, океаническими и островодужными комплексами (на Южном Урале это *Сакмарский и Кракинский аллохтоны* [Камалетдинов, 1974; Руженцев, 1976; Иванов, Пучков, 19846], на Среднем—*Бардымский аллохтон* и ряд мелких клиппов [Пучков, Иванов, 19826]). Структурное положение аллохтонов различно. Первые два залегают на фаменской зилаирской серии грауваккового флиша и занимают осевое положение в Зилаирском синклинии, или синформе, последний же—имея также синформное строение, доказанное бурением и подкрепленное данными МОВ [Соколов, 1996],—залегают на девонских шельфовых известняках. Мелкие клиппы, находящиеся к югу от Бардымского аллохтона, перекрывают среднекаменноугольные отложения. Что же касается внутреннего строения, то во всех трех крупных аллохтонах наблюдается сочетание формаций батинальной зоны с океаническими и островодужными, образующими вертикальную последовательность тектонических пластин, в которых батинальные формации обычно занимают нижнее положение.

Зилаирский синклиний (синформа) представляет собой глубокий прогиб, заполненный зилаирской серией—граувакковым флишем позднефранско-фаменского возраста. Глубина прогиба в его осевой части, по сейсмическим данным, достигает 6 км [Bastida et al., 1997]. Флиш в западном крыле структуры залегают на девонских шельфовых известняках, а в восточном—на глубоководных кремнистых сланцах. Возраст отложений в подошве флиша—там, где предполагается ненарушенный характер подошвы—омолаживается к западу. Первично западная граница фаменского флишевого прогиба проходила в пределах Башкирского антиклинория, о чем говорит наличие зилаирской серии в *Тирлянской и Юрюзанской мульдах* в восточной части Уфимского амфитеатра. К северу от южной оконечности Бардымского покрова зилаирская серия не прослеживается. Характер структур южной, широкой части синклиния меняется вкострости. Западное крыло осложнено открытыми складками с кливажом разлома, падающим к востоку, и надвигами западной вергентности; породы не метаморфизованы. Местами надвиги выводят к поверхности девонские кремни основания прогиба, ошибочно описанные М. А. Камалетдиновым [1974] как клиппы. В восточном крыле метаморфизм повышается до

хлоритовой ступени зеленосланцевой фации; кливаж проникающий, вергентность осложняющих структур восточная. Предполагается аллохтонный характер Зилаирского синклиория [Alvarez-Marron et al., 1999], причем поверхность надвигания совпадает с подошвой зилаирской серии лишь в районе сс. Старосубхангулово

и Тимирово, где она выражена мощной зоной скалывания в известняках. В других местах она, возможно, развита ниже, и могла быть активной во время накопления флиша; в этом случае прогиб следует отнести к категории «piggyback basins» (дословно, впадины, едущие на закорках) [Ori, Friend, 1994].

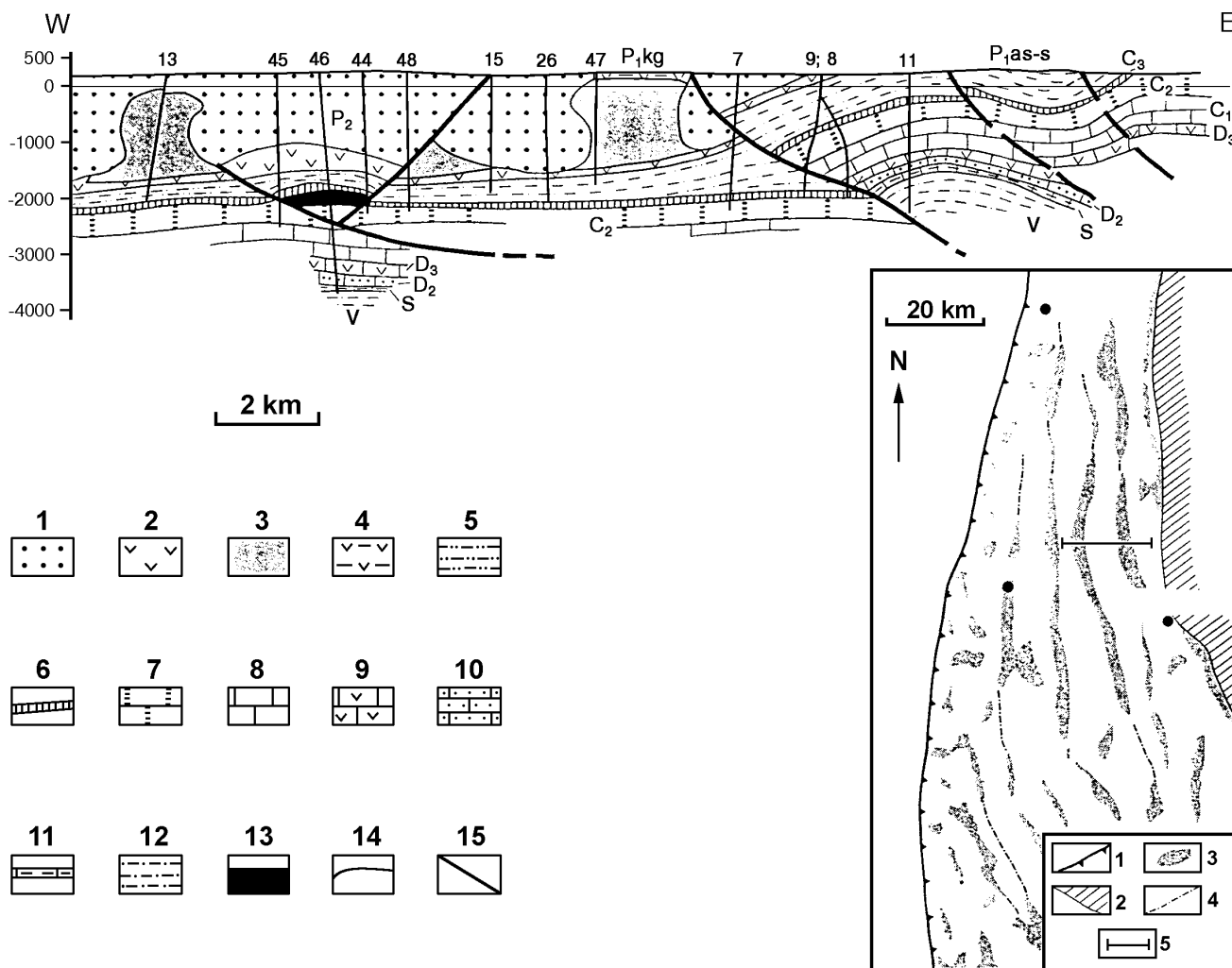


Рис. 2. Геологический разрез через соляные гребни (по М. А. Камалетдинову и др., с изменениями по современным сейсмическим данным, из [Puchkov, 1997])

1 – верхняя пермь, терригенные осадки; 2–4 – кунгурский ярус: 2 – глины, ангидриты; 3 – соли, 4 – терригенные осадки с гипсом; 5 – ассельские, сакмарские и артинские терригенные осадки; 6 – верхнекаменноугольные известняки, мергели и доломиты; 7 – среднекаменноугольные известняки и доломиты; 8 – нижнекаменноугольные известняки и доломиты с прослоями сланцев; 9 – верхнедевонские известняки; 10 – среднедевонские известняки, песчаники и сланцы; 11 – силурийские мергели, доломиты и песчаники; 12 – вендские терригенные осадки; 13 – нефтяная залежь; 14 – стратиграфические границы; 15 – надвиги. Цифрами над вертикальными линиями указаны скважины. Положение осей соляных хребтов в южной части Бельской впадины Предуралья крайнего прогиба указано на схеме справа: 1 – западная граница крайнего прогиба; 2 – область отсутствия кунгурских отложений; 3 – соляные гребни; 4 – цепочки соляных гребней; 5 – положение геологического разреза. Положение схемы показано на рис. 10.

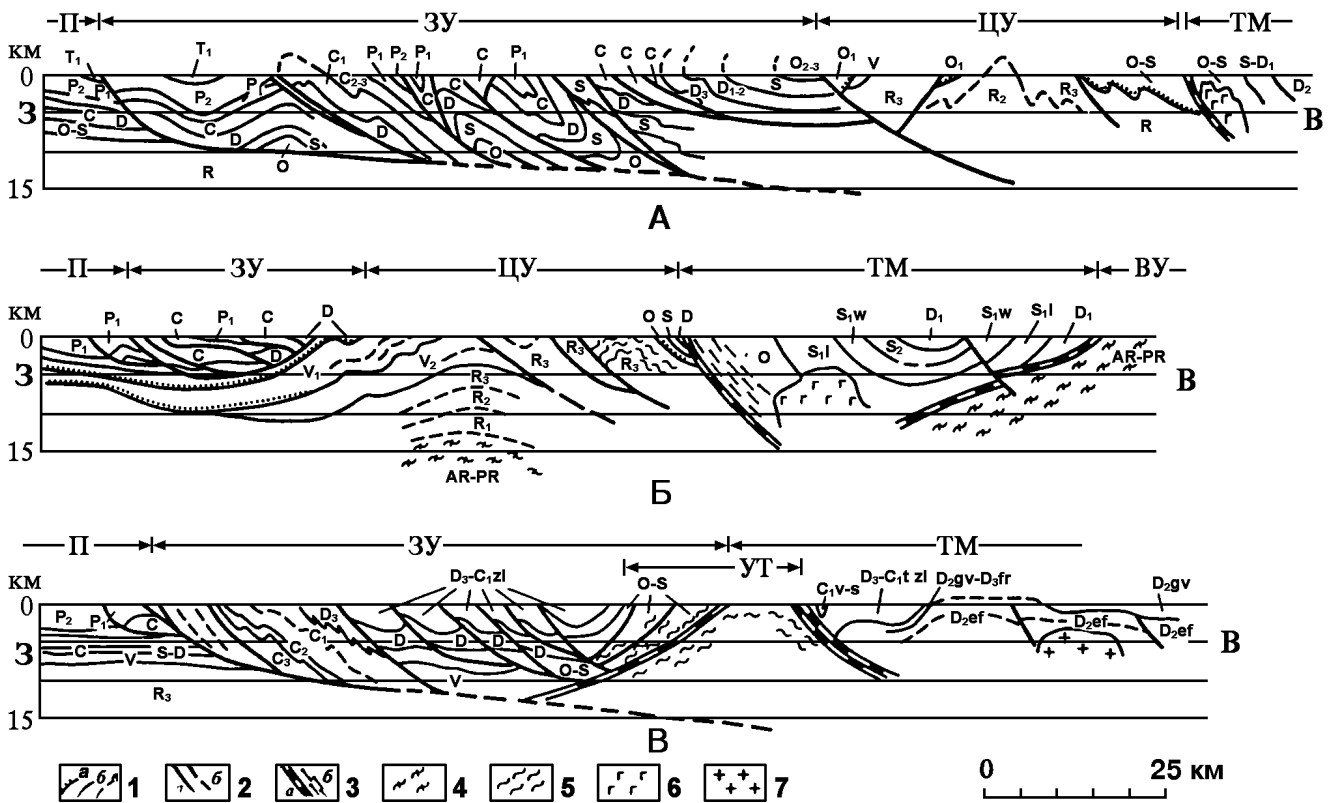


Рис. 3. Геологические разрезы через Урал [Puchkov, 1997] (положение разрезов см. на рис. 1).

1 – стратиграфические границы: а – несогласные, б – согласные, в – предполагаемые; 2 – тектонические границы: а – уверенные, б – предполагаемые; 3 – сутурные зоны, сопровождаемые серпентинитовым меланжем (а) и бластомилонитами (б); 4 – докембрийские метаморфические толщи; 5 – палеозойские и докембрийские метаморфические толщи нерасчлененные; 6 – габбро; 7 – гранитоиды. Буквами обозначены: П – Предуральский Краевой прогиб; ЗУ – Западно-Уральская мегазона; ЦУ – Центрально-Уральская мегазона; ТМ – Тагило-Магнитогорская мегазона; ВУ – Восточно-Уральская мегазона; УТ – Уралтауская мегазона.

Двойственное положение на границе Западно-Уральской и Центрально-Уральской мегазон занимает Башкирский антиклинорий, на особенностях строения которого следует остановиться подробнее. Ядро антиклинория, или мегантиклинория, как его нередко называют по причине наличия в нем структурных единиц нескольких порядков, сложено в основном мощными терригенно-карбонатными сериями рифея. Основание этого разреза четко проявляется только на Тараташском поднятии, где нижний рифей с размывом и угловым несогласием лежит на архейских метаморфических комплексах. Крылья антиклинория сложены вендскими и палеозойскими отложениями. Разрез последних начинается с ордовика (на востоке), с силура или девона (на западе). В восточных разрезах ордовик лежит на рифее с размывом и угловым несогласием; к западу глубина размыва докембрия уменьшается, а угловое несогласие исчезает [Пучков, 1997а]. В рифее территория западной части антиклинория была структурно связана с Камско-Бельским авлакогеном платформы и испытала глубокое

погружение (до 15 км). На профиле УРСЕЙС-95 под осевой частью авлакогена виден Макаровский разлом, смещающий поверхность МОХО, а в самом авлакогене заметен раздвиг мощностей рифейских отложений. Восточный край авлакогена захвачен палеозойскими надвигами Урала (рис. 8 А). В восточных же районах палеозойского Башкирского антиклинория осадочные толщи были смяты, метаморфизованы и подвержены размыву первоначально уже в вендское время, с образованием древнего антиклинория, одним из наиболее изученных элементов которого является белорецкий комплекс. Одновременно с этим западнее происходило образование краевого прогиба, заполнившегося поздневендской молассой. Новый цикл погружения начался в ордовике; в течение палеозоя накопилась толща мелководных осадков мощностью до 4 км, частично сохранившаяся в Юрюзанской и Тирлянской мульдах. В позднем палеозое все осадочные толщи (протерозойские, в восточных районах — повторно) были смяты в складки, перемещены по надвигам в западном направлении и

сильно размыты. Наиболее известные и крупные *надви́ги* — *Таулинский* (рис. 8 А), *Алатауский*, *Зильмердакский*, *Юрматинский*, *Зюраткульский* — имеют восточное падение. Предполагается, что на глубине они выполаживаются, сливаясь в одну пологую поверхность срыва [Brown et al., 1997; Giese et al., 1999; Пучков и др., 1998б]. Интересные результаты получены в результате комплексного изучения постдиагенетических изменений пород антиклинория. Интенсивность палеозойских постдиагенетических изменений в породах большей части антиклинория очень невелика: в древних породах сохраняются докембрийские $Ag-Ag$ соотношения, а это означает, что в палеозое эти породы не нагревались выше $200^{\circ}C$ [Glasmacher et al., 1999b]. Степень доордовикских постдиагенетических изменений рифейско-вендских пород к западу от Белорецкого метаморфического комплекса связана, в основном, с их стратиграфическим положением, то есть мы имеем здесь довольно чистый пример метаморфизма погружения. В то же время, кливаж разлома, развитый на западе, сменяется проникающим кливажом на востоке, а интенсивность разогрева, судя по индексу окраски конодонтов и кристалличности иллита и хлорита в палеозойских породах на крыльях антиклинория, увеличивается в восточном направлении. Особенно резко, скачкообразно деформации и метаморфизм (до зеленосланцевой фации включительно) увеличиваются в окружении Кракинского массива, что, вероятно, связано с большой первичной толщиной аллохтонных масс, впоследствии в значительной мере эродированных [Matenaar et al., 1999].

Итак, с одной стороны, Башкирский антиклинорий — это область, в которой на поверхность выходят докембрийские отложения, и по этому признаку антиклинорий мог бы относиться к следующей, Центрально-Уральской мегазоне. Однако в большей, западной части антиклинория палеозойские отложения залегают на докембрийских без углового несогласия, деформированы с ними совместно, метаморфизм связан с мощностью вышележащего стратиграфического разреза, и складчатый кристаллический фундамент здесь — архейско-раннепротерозойский; залегают он на глубине 13 и более км. На востоке же складчатость и метаморфизм фундамента имеют позднепротерозойский возраст, а в палеозое метаморфизм определялся надвиганием аллохтонных масс. В связи с вышесказанным, западную часть Башкирского антиклинория мы относим в данной работе к Западно-Уральской мегазоне, а восточную — к Центрально-Уральской (см. рис. 10).

—"

3. Центрально-Уральская мегазона, с широко развитыми на поверхности докембрийскими осадочными, метаморфическими и магматическими породами, местами надвинутыми на породы Западно-Уральской мегазоны. Складчато-надвиговые структуры этой мегазоны являются результатом наложения двух складчатых деформаций: поздневендской и позднепалеозойской, а вещественные

комплексы подверглись двум соответствующим этапам метаморфизма. В восточной части Башкирского антиклинория развиты (с юга на север): *белорецкий*, *кувайский* и *златоустовский* зональные метаморфические комплексы, сближенные по надвигам и отделенные от более западных, слабо метаморфизованных, *Зюраткульским разломом* [Жданова, 1978; Алексеев, Алексеева, 1999 и др.]. В белорецком комплексе — наиболее высокобарическом — описаны эклогиты. Севернее расположено *Уфалейское поднятие* с развитыми в нем кристаллическими сланцами, амфиболитами и мигматитами; отмечаются реликты метаморфических ассоциаций гранулитовой или переходной от амфиболитовой к гранулитовой фации метаморфизма [Кейльман, 1974, Echtler et al., 1997b]. По восточному краю Уфалейского поднятия прослеживается *Куртинский* эклогитовый комплекс. На Среднем Урале в Центрально-Уральскую мегазону входит *Кваркушский антиклинорий*, во многом сходный с Башкирским. В северной части антиклинория выделяется сложно построенный метаморфический комплекс, в котором выделяются как высокотемпературные парагенезисы, так и наложенные на них глаукофансланцевые. Возраст метаморфизма, по-видимому, доордовикский, но эти данные требуют уточнения. С востока Кваркушский антиклинорий ограничен Главным Уральским разломом, в лежащем крыле которого находится узкая приразломная *Улс-Велсовская* синклиналичная зона, выполненная палеозойскими шельфовыми осадками и отделяющая Кваркушский антиклинорий от Ляпинского, расположенного на Северном и Приполярном Урале.

—"

Три мегазоны, описанные выше, представляют собой бывшую пассивную окраину Восточно-Европейского континента, которая сформировалась в позднем кембрии — раннем ордовике, развивалась стабильно в ордовике, силуре и девоне, а в карбоне — перми была деформирована и стала частью Уральского складчато-надвигового пояса.

Как показано в разделах, посвященных истории развития Урала в палеозое, разрезы и формационные ряды шельфовой области в пределах окраины современной Восточно-Европейской платформы и смежной части Урала однотипны; граница этих крупнейших структур в доорогенных формациях не выражена и определяется лишь наложенной позднепалеозойской складчатостью. Типично платформенная система девонско-каменноугольных Камско-Кинельских впадин проникает на территорию современного западного склона складчатого Урала и местами сечет ее под прямым углом. Резкая формационная граница проходит восточнее, в пределах Западно-Уральской мегазоны и связана с переходом от шельфовых, мелководных осадков к батинальным, глубоководным (рис. 4). Обращает на себя внимание четкая, драматическая смена западного источника сноса терригенного материала (ордовик — девон) восточным (поздний девон — пермь).

Другой важной особенностью является то, что возраст и состав формаций меняются не только вкрест континентальной окраины, но и вдоль нее. Первое связано с глубинным строением окраины (ее утонением к востоку) и с общим наклоном шельфа в сторону океана, так что полнота разрезов увеличивается к востоку, а второе — с косым характером континентальной коллизии, волнообразным ее распространением вдоль Урала и непрямолинейностью континентальной окраины [Пучков, 1996б]. Фундамент этих мегазон характеризуется присутствием зрелого гранитно-метаморфического слоя. Мощность коры — 32–42 км. Центральная-Уральская мегазона с востока либо окаймлена зоной Урал-Тау, либо ограничена сутурой *Главного Уральского разлома* (ГУР), представленной на большей части ее протяжения серпентинитовым меланжем. Зона меланжа имеет восточное падение (обычно 20–40°, реже более крутое), и, по-видимому, выполаживается с глубиной наподобие листрических разломов. Значительную роль в строении зоны играют офиолиты, и поэтому она включается нами в состав Тагил-Магнитогорской мегазоны. В литературе можно встретить утверждение, что ГУР является зоной субдукции. Это так и не так. Возникнув в раннем ордовике, эта зона затем длительное время (с ордовика по средний девон) была сложно построенным плечом эпиконтинентального рифта, быстро эволюционировавшего в зону перехода континент–океан. Лишь затем, в течение короткого промежутка позднедевонского времени, она трансформировалась в зону субдукции утоненной части палеоконтинентальной окраины под Магнитогорскую островную дугу. Ниже, в Главе 2, этот вопрос будет подробно рассмотрен.

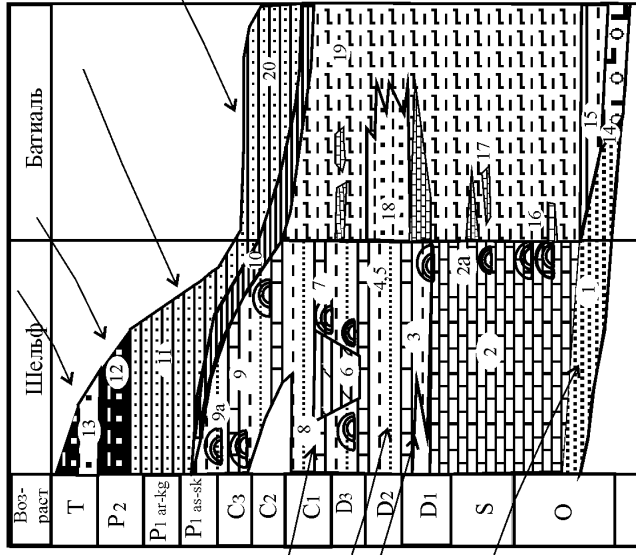
Вопрос этот на Южном Урале осложняется еще и проблемой тектонической природы и принадлежности *антиформы Урал-Тау*, образующей лежащее крыло ГУР. Традиционный образ этой структуры рисуется в виде антиклинория, сложенного рифейскими и вендскими отложениями, которые принадлежат двум контрастным комплексам — *суванякскому* и *максютовскому*. Суванякский, развитый западнее, сложен преимущественно кварцито-сланцевыми толщами, метаморфизованными в зеленосланцевой фации, максютовский — существенно аркозовыми и вулканогенно-кремнистыми толщами, с ассоциирующими габброидами и гипербазитами, метаморфизованными в диапазоне от зеленосланцевой до эклогит-глаукофансланцевой фации. Согласно наиболее традиционной точке зрения [Козлов, 1982], максютовский комплекс относится к среднему рифею, а вышележащий суванякский — к верхам среднего, верхнему рифею и венду. Согласно другой трактовке [Стратиграфические..., 1993], полоса развития суванякского комплекса считается самостоятельной, и разрезы ее не связаны с максютовскими; разделена она вкрест простирания на три фациальные зоны; многочисленным свитам, выделяемым в них, приписывается возраст в диапазоне от раннего рифея до позднего венда. Сейчас и такая трактовка представляется устаревшей. Сведения о находках фауны и акритарх

в суванякском комплексе [Пучков, 1979б; Родионов, Радченко, 1988; Чибрикова, Олли, 1997 и др.] позволяют рассматривать суванякский комплекс как преимущественно или исключительно палеозойский.

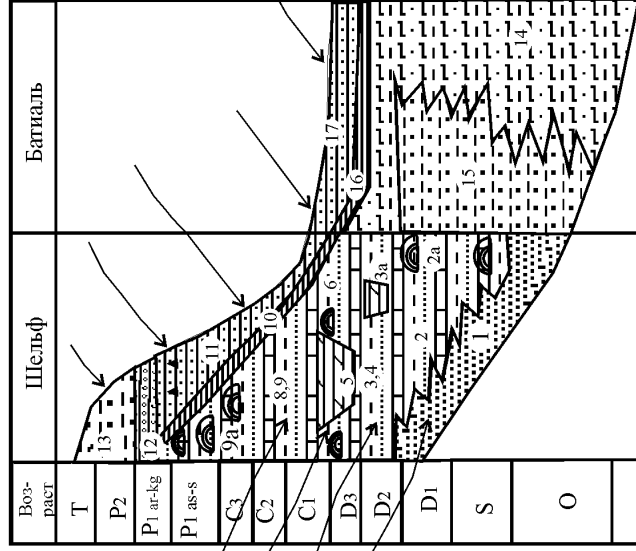
Стратиграфия максютовского комплекса также подверглась пересмотру (см. подробнее: [Захаров, Пучков, 1994; Пучков, 1997в]). Находки конодонтов в линзах мраморов среди метаморфических сланцев позволили говорить о палеозойском возрасте по крайней мере его значительной части, причем в некоторых работах возможность присутствия здесь докембрийских пород отрицается полностью [Иванов, 1998в; Hetzel et al., 1998]. Впрочем, предварительные изотопные данные [Краснобаев и др., 1996] говорят о, возможно, докембрийском возрасте магматических цирконов из апориолитов юмагузинской свиты. Идея о присутствии докембрийского ядра в структуре Урал-Тау вытекает и из общих соображений, связанных с механизмом эксгумации высокобарического комплекса с больших глубин, требующего наличия под ним легкого, плавучего блока [Пучков, 1996а; Chemenda et al., 1997]. Подробнее об этом будет сказано в конце раздела «Девонская система».

Пересмотр стратиграфии толщ, слагающих хр. Урал-тау, а также использование информации по целому ряду сейсмических профилей, пересекающих его, позволяют характеризовать его структуру как антиформную. На востоке она сложена преимущественно (кроме северного и южного ее окончаний) полосой развития максютовского комплекса и граничит с Магнитогорской зоной по *Главному Уральскому глубинному разлому*, который имеет восточное падение (обычно около 30°) и ширину до первых километров, будучи выражен зоной серпентинитового меланжа. На западе максютовский комплекс граничит с суванякским по *Янтышевско-Юлукскому разлому*, имеющему западное падение и подчеркнутому тектонизированными серпентинитами. Структура суванякского комплекса характеризуется линейной складчатостью, имеющей восточную вергентность. Зеркало складок понижается к западу, обозначая плавный переход в восточное крыло Зилаирского синклинория. В то же время, внутренняя структура максютовского комплекса характеризуется наличием крупных лежащих складок С–В простирания, обрезанных ограничивающими комплекс разломами субмеридионального простирания [Lennykh, Valizer, 1999]. По данным интерпретации Троицкого профиля [Пучков, Светлакова, 1993], как и по материалам УРСЕЙС–95, антиформа выполаживается с глубиной, образуя клин, залегающий под областью развития суванякского комплекса и зилаирской серии. Он напоминает «вдвиговые структуры» тектонического внедрения на фронте складчатонадвиговых структур форланда. Антиформный характер поднятия Урал-Тау сохраняется до широты с. Узьян-Баш на севере; от широты г. Белорецка структура приобретает более сложный характер и замыкается на севере в районе с. Кирябинское, причем на периклинальном замыкании структуры вновь наблюдаются серпентинитовые тектониты.

А



Б



В

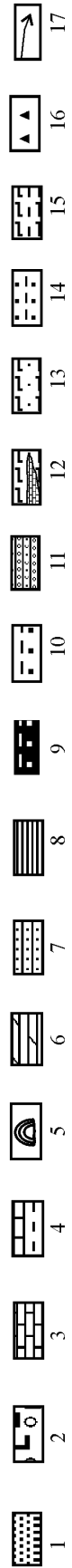
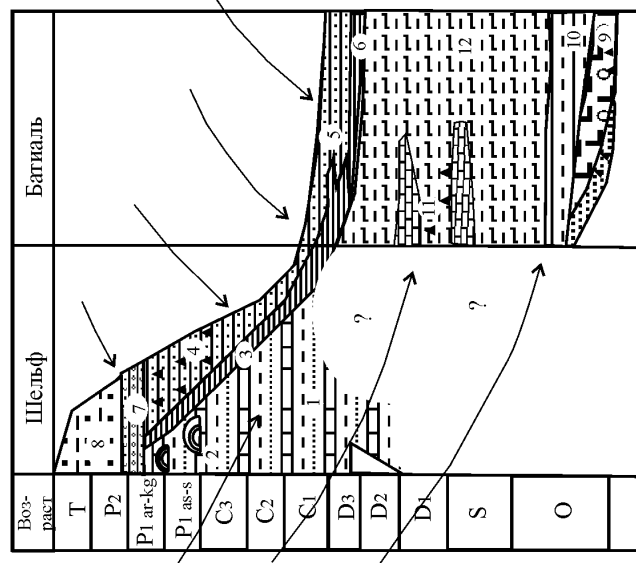


Рис. 4. Схема корреляции палеозойских геологических формаций, принадлежащих пассивной окраине Восточно-Европейского континента: А – на севере Урала, Б и В – на юге Урала (Б – на восточном крыле Зилаирской синформы / западном крыле Уралтауской антиформы и В – в Сакмарской зоне и со- предельной части платформ).

Абстрактные формации: 1 – базальные терригенные: фалаховая и грабеновая молассоидная; 2 – грабеновая терригенно-вулканогенная; 3 – слоистых мелководных известняков; 4 – слоистых мелководных известняков и фалаховая, показанные совместно; 5 – рифово-биостромовая; 6 – доманиковая; 7 – флишевая; 8 – предфлишевая конденсированная; 9 – молассовая угленосная; 10 – молассовая пестроцветная; 11 – молассовая эвапоритовая; 12 – кремнисто-карбонатная (с петельчатыми известняками); 13, 14 – флишиды пассивной континентальной окраины: 13 – кремнисто-терригенно-олигомитовая; 14 – терригенно-олигомитовая; 15 – глинисто-кремнистая, 16 – олигостромы; 17 – направления сноса терригенного материала. Цифрами на схеме обозначены наиболее важные формации: А. 1 – тельпоская нижнеордовикская терригенно-олигомитовая; 2 – кожжимская среднеордовикско-нижнедевонская мелководная карбонатная; 2а – верхнеордовикско-нижнедевонские барьерные рифы; 3 – филипчукско-тактинская пражско-эмская терригенно-олигомитовая; 4 – среднедевонская карбонатная; 5 – пашийская терригенно-олигомитовая формація верхов среднего девона; 6 – формации Камско-Кинельской системы впадин; 7 – верхнедевонско-турнейская карбонатная формація с биостромами и рифами; 8 – угленосная ниже-средневизейская терригенная олигомитовая формація; 9 – верхневизейско-нижнепермская карбонатная формація; 9а – барьерные рифы и мощные биостромы; 10 – верхнекаменноугольно-нижнепермская глубоководная конденсированная формація; 11 – нижнепермский (сакмарско-артинский) флиш Предуральского прогиба; 12 – нижнепермская (кунгурская) – верхнепермская (уфимская, казанская и татарская) угленосная моласса; 13 – триасовая красноцветная и пестроцветная в угленосную, моласса; 14 – грабеновые погурейская верхнекембрийско-нижнеордовикская терригенная молассоидная и копельская базальт-трахитовая; 15 – грубеинская нижнеордовикская терригенная формація; 16 – качамыльская среднеордовикская карбонатно-терригенная формація; 17 – харотская среднеордовикско-нижнедевонская углисто-карбонатно-кремнисто-сланцевая; 18 – пагинская эмско-эйфельская кремнисто-терригенная

олигомиктовая формация; 19 – колокольненская девонско-среднекаменноугольная известняково-кремнисто-сланцевая; 20 – кечпельская и яйюская визейско-сакмарская флишевые формации. Б. 1 – диахронная среднеордовикско-эмская терригенная олигомиктовая базальная формация; 2 – лудловско-нижнедевонская мелководная карбонатная; 2а – нижнедевонский барьерный риф; 3 – среднедевонская карбонатно-терригенная; 3а – инфрадоманиковая среднедевонская глубоководная формация; 4 – пашийская терригенно-олигомиктовая; 5 – доманиковая формация верхнего девона – нижнего турне, перекрытая турнейско-нижневизейской терригенной формацией; 6 – верхнедевонско-турнейская карбонатная, с барьерными рифами, обрамляющими Камско-Кинельскую систему впадин; 7 – угленосная карбонатно-терригенно-олигомиктовая ниже-средневизейская; 8 – среднекаменноугольная карбонатно-терригенная олигомиктовая; 9 – верхневизейско-нижнепермская (артинская) карбонатная; 9а – барьерные рифы на западной границе Предуральяского прогиба; 10 – глубоководная визейско-нижнепермская (красноусольская); 11 – среднекаменноугольная (башкирская) – нижнепермская (артинская) формация флиша с олистостромами; 12 – кунгурская эвапоритовая формация; 13 – верхнепермско-нижнетриасовая пестроцветная моласса; 14 – узянская тремадокско-лудловская кремнисто-терригенная олигомиктовая; 15 – суваянская ордовикско-среднедевонская терригенно-олигомиктовая группа; 16 – ибрагимовская франская кремнистая предфлишевая формация; 17 – зилаирский позднефранско-фаменский флиш. В. 1 – нагумановская девонско-раннепермская терригенно-карбонатная, 2 – раннепермская барьерных рифов; 3 – глубоководная визейско-нижнепермская предфлишевая (куруильско-бухарчинская); 4 – среднекаменноугольно-нижнепермская (башкирско-артинская) формация флиша с олистостромами; 5 – зилаирская флишевая; 6 – киинско-егиндинская предфлишевая; 7 – кунгурская эвапоритовая; 8 – верхнепермско-нижнетриасовая пестроцветная моласса; 9 – кидрясовская кембрийско-раннеордовикская грабеновая; 10 – косистекская ранне-среднеордовикская терригенно-сланцевая; 11 – силурийско-девонская кремнисто-карбонатная; 12 – сакмарско-кызылфлотская позднеордовикско-девонская кремнисто-сланцевая.

Возраст высокобарического метаморфизма и механизм выведения метаморфических пород на поверхность будут рассмотрены ниже, в разделе главы 2, посвященном девонской системе. Отметим здесь, что высокобарические породы, пространственно связанные с ГУР, развиты и к северу от полосы развития максютковского комплекса. На Среднем Урале они прослеживаются вдоль восточного края Уфалейского поднятия (уже упоминавшийся куртинский комплекс), а далее к северу — вдоль Салатимской зоны смятия [Кейльман, 1974; Белковский, 1989; Шалагинов, 1975; Петров, Пучков, 1994], причем их возникновение, при предполагаемой общности механизма, несколько асинхронно, что связано с косым характером и неравномерностью коллизионных процессов, и в частности — с наличием жесткого Уфимского выступа кратона.

—"

4. Тагило-Магнитогорская мегазона, представленная на поверхности палеозойскими отложениями и кристаллическими породами, сопоставляемыми с комплексами океанических бассейнов (офиолиты), островных дуг, поясов андского типа, флишевых трогов и мелководных осадков, их перекрывающих. Разрезы офиолитов, восстанавливаемые, как правило, по их фрагментам, представлены в низах гипербазитовым комплексом древней мантии; выше залегает «полосчатый» дунит-верлит-клинопироксенитовый комплекс, идентифицируемый с палео-Мохо, затем — альпинотипные габбро, базальтовый комплекс «даек в дайках» и подушечные лавы толеитовых базальтов с прослоями яшмоидов, составляющие древнюю океаническую кору (рис. 5). Наибольшие различия в характере конкретных разрезов офиолитов определяются соотношением объемов лерцолитов, гарцбургитов и дунитов, что может быть объяснено различной степенью деплетированности (истощенности) древней мантии. По-видимому, некоторыми различиями обладают

и базальты офиолитовых комплексов, не всегда отвечающие геохимическому стандарту СОХ. Наиболее широко массивы офиолитов сохранились в зоне серпентинитового меланжа, ограничивающей Магнитогорскую зону с запада (*Вознесенско-Присакмарская*). На Среднем Урале ее аналогом является *Салатимская зона*, имеющая некоторые отличия в стиле, возрасте деформаций и характере наполнения. Обе зоны меланжа принадлежат ГУР, который, таким образом, является не поверхностью, а телом, имеющим объем.

Возраст офиолитов условно определяется по возрасту базальтовых лав верхов их разреза и в последнее время довольно хорошо известен благодаря изучению конодонтов. Выяснилось, что если судить по этому критерию, то даже в пределах Тагило-Магнитогорской мегазоны и ее отдельных зон этот возраст различен, и есть по крайней мере два пика формирования офиолитов: ордовикско-ландоверийский и раннедевонский. Более молодые офиолиты занимают преимущественно осевую часть орогена (рис. 6) и по преимуществу тесно связаны с начальными стадиями формирования девонской островной дуги. Непосредственные изотопные датировки нижних членов офиолитовой ассоциации первично интерпретировались в пользу их исключительно раннедевонского возраста, однако в последнее время все больше данных указывает на ордовикский возраст главной фазы офиолитообразования. Надо, однако, учитывать, что более молодые офиолиты имели меньше шансов сохраниться вследствие субдукции (подробнее см. ниже).

Офиолиты перекрываются мощными субдукционными, островодужными комплексами. На поздних стадиях развития появляются вулканоплутонические субдукционные комплексы андийского типа, однако в большей степени они характерны для восточных зон Урала (рис. 7).

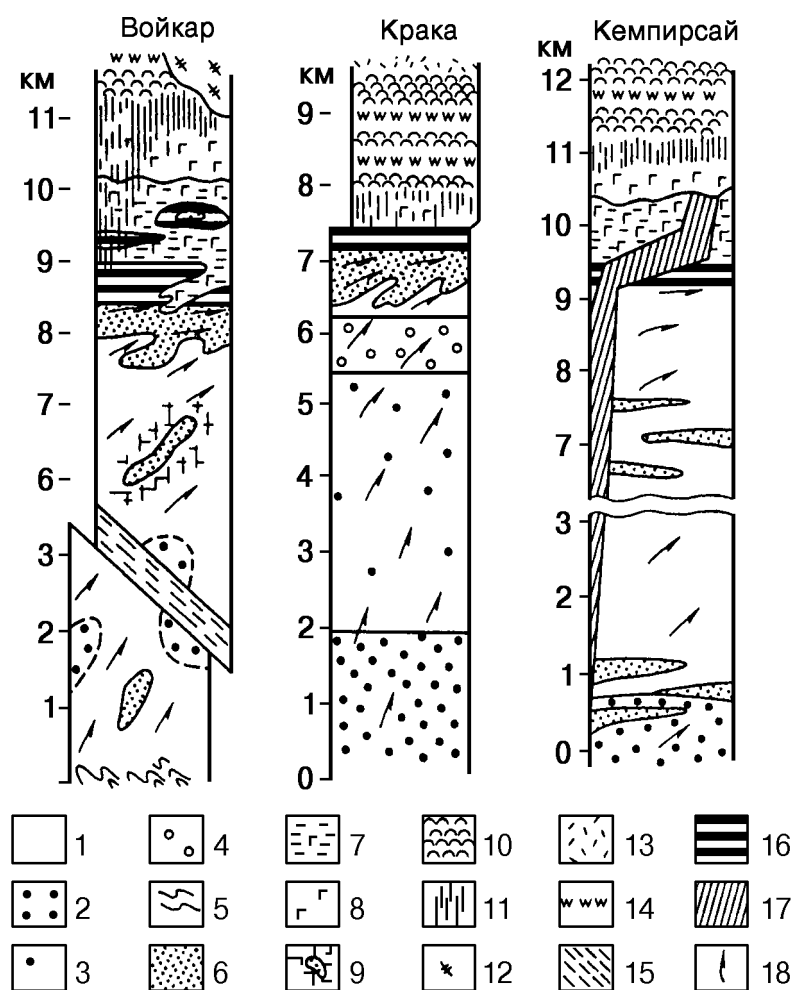


Рис. 5. Типовые разрезы офиолитов Урала (по [Savelyeva, Nesbitt, 1996]).

1 – гарцбургиты, 2 – высокоглиноземистые перцолиты, 3 – низкоглиноземистые перцолиты, 4 – плагиоклазовые перцолиты, 5 – подошва офиолитового комплекса, 6 – дуниты, 7 – полосчатое габбро, 8 – изотропные габбро. 9 – дунитовый штокверк, 10 – пиллоу-лавы, 11 – дайки в дайках, 12 – тоналиты, 13 – островодужные вулканы, 14 – кремни, 15 – антигорит-оливиновые породы, 16 – полосчатый комплекс дунитов, верлитов и пироксенитов, 17 – рассланцованные амфиболитизированные дайки, 18 – направления твердопластичного течения.

Пермские палингенные позднеколлизийные граниты и метаморфические комплексы докембрийского возраста в описываемой мегазоне практически отсутствуют на поверхности; развитие указанных комплексов на глубине вполне возможно как следствие общего надвигания по Главному Уральскому разлому и оперяющим ретрошарьяжам. Вместе с тем, земная кора мегазоны имеет иные характеристики по сравнению с более западными: мощность ее колеблется в пределах 45–70 км при общей изостатической уравновешенности и невысоком рельефе земной поверхности, что связано с ее симатическим характером. Дополнительным свидетельством этого является мощная положительная гравитационная аномалия, связанная с этой структурой.

С востока Тагило-Магнитогорская мегазона, как и с запада, ограничена сутурами с серпентинитовым меланжем, совокупность которых на Южном Урале выделяется нами как *Восточно-Магнитогорская зона меланжей*. На Среднем Урале ее место занимает, не являясь, однако, ее непосредственным продолжением, *Серовско-Маукская*

зона меланжей. Меланжи (кроме самой южной части Серовско-Маукской зоны) имеют западное падение (20–40°) и связаны с ретрошарьяжированием в восточном направлении, в пределы Восточно-Уральской мегазоны. Местами поверхности шарьяжирования выполаживаются еще сильнее и даже образуют синформы. Наиболее ярким примером на Южном Урале является *Сухтелинская синформа* — крупная синклиналеподобная структура в Восточно-Магнитогорской зоне меланжей, сложенная ордовикско-девонскими вулканогенно-кремнистыми толщами и окаймленная серпентинитовым меланжем.

Центральные части Тагило-Магнитогорской мегазоны сравнительно слабо деформированы; имеются даже блоки с практически горизонтальным залеганием или с развитием пологих брахиформных структур (например, район Подольского и Маканского колчеданных месторождений на Южном Урале, где выделяются хорошо сохранившиеся палеовулканы, или Кундыздинского — в Западных Мугоджарах). К северу, с приближением к Уфимскому выступу, структуры становятся более сжатыми, и зона

в целом приобретает признаки субвертикальной структуры раздавливания — «сдвига» [Расцветаев, Федоров, 1998]. К северу от выступа, на Среднем Урале, скважина СГ-4 заложена в относительно крутом крыле синклинали складки, однако ее строение тоже достаточно простое, так что разрез, вскрытый этой скважиной, в своих принципиальных чертах повторяется на поверхности, хотя и слабо обнажен. Создается впечатление, что основные деформации и смещения были сосредоточены на поверхности Тагило-Магнитогорской мегазоны преимущественно в обрамляющих зонах меланжа и, отчасти, во внутренних зонах надвигания, также подчеркнутых меланжем.

Тагило-Магнитогорская мегазона — понятие очень объемное и сборное; в ее составе выделяется целый ряд конкретных зон более высокого порядка (*Магнитогорская, Тагильская, Хулгинская, Войкарская, Щучьинская*), отличающихся до некоторой степени набором формаций, но главным образом, возрастом однотипных формаций. При этом проведение границ между зонами в достаточной мере условно, поскольку все они — результат развития первоначально единого ордовикского Палеоуральского океана. В Тагильской зоне офиолиты имеют ордовикский возраст; переход к островодужной стадии развития начался уже в конце ордовика, в раннем девоне дуга становится зрелой и в эмсе — эйфеле приобретает шельфовый чехол, сложенный известняками с переходом в восточном направлении к формациям активной девонской дуги. В отличие от Тагильской, в Магнитогорской зоне стадия активного формирования океанической коры отвечает ордовикско-лландоверийскому времени; вышележащие силурийские формации характеризуют преимущественно глубоководный чехол океанической коры (после-лландоверийские формации — индикаторы срединно-океанического спрединга не выявлены или не сохранились); активный островодужный процесс, на раннем этапе сопряженный с новым импульсом преддугового и задугового спрединга и формированием офиолитов, начался в эмсе, зрелая стадия развития островной дуги приходится на фамен, а ее отмирание и разрушение — на ранний карбон. В районе сопряжения двух вышеупомянутых зон (Миасский район) предполагается тектоническое совмещение магнитогорского и тагильского типов разреза [Самыгин и др., 1998], причем наиболее типичные формации Тагильского типа далеко на юг не прослеживаются, а формации Магнитогорского могут быть прослежены в аллохтонном залегании довольно далеко на север, к востоку от Серовско-Маукской сутуры, ограничивающей Тагильскую зону.

В связи со встречным падением разломов, ограничивающих Магнитогорскую зону, высказывалась мысль о ее полностью аллохтонном характере при неясном положении корней такого аллохтона где-то на востоке Урала или в Зауралье [Казанцев, 1991]. Однако вышеупомянутая симатичность строения Тагило-Магнитогорской зоны и ряд других соображений [Пучков, 1993] препятствуют такой трактовке. Вместе с тем, строение зоны действительно может характеризоваться как синформное:

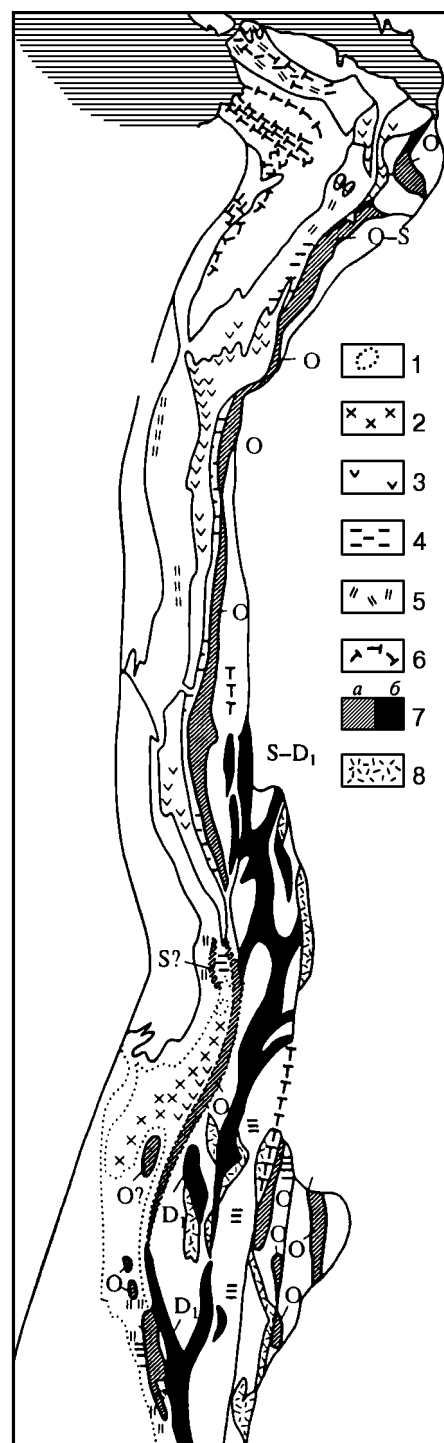


Рис. 6. Современное распространение комплексов-индикаторов эпиконтинентального рифтогенеза и океанического спрединга на Урале

1–6 – индикаторы эпиконтинентального рифтогенеза: 1 – раннерифейские, 2 – среднерифейские, 3 – позднерифейские и вендские, 4 – кембро-ордовикские, 5 – девонские, 6 – триасовые, 7 – индикаторы океанического спрединга: а – ордовикского, преимущественно близконтинентального; б – силурийско-раннедевонского, преимущественно предостроводужного; 8 – каменноугольные комплексы, связанные с локальным рифтогенезом.

так, в меланжевых зонах и связанных с ними аллохтонах, окаймляющих Магнитогорскую зону, развиты ордовикские и силурийские комплексы; более внутренние части синформы заняты выходами девонских отложений, и, наконец, в осевой части развиты каменноугольные отложения. Аналогичный синформный характер имеет и Тагильская зона [Соколов, 1996; Juhlin et al., 1998].

В целом, по хорошей сохранности и сравнительно слабой дислоцированности океанических и островодужных комплексов Урал представляет собой необычное сооружение. Если же принять во внимание особенности глубинного строения Тагило-Магнитогорской зоны (присутствие «корня гор», обусловленного утяжеленным

составом коры и не выраженным поэтому высоким рельефом на поверхности), эта зона может быть признана уникальной: можно считать, что на Урале, по сравнению со всеми другими палеозойскими складчатыми сооружениями, наилучшим образом сохранились островодужные комплексы. Причина, возможно, в том, что процесс коллизии при образовании орогена не дошел на Урале до логического конца: офиолиты и островодужные комплексы не выдавлены полностью из этой зоны. Это не в последнюю очередь может быть связано с механическими свойствами Казахстанского континента, возникшего лишь в палеозое в результате аккреции, и по своей жесткости уступавшего древним кратаонам.

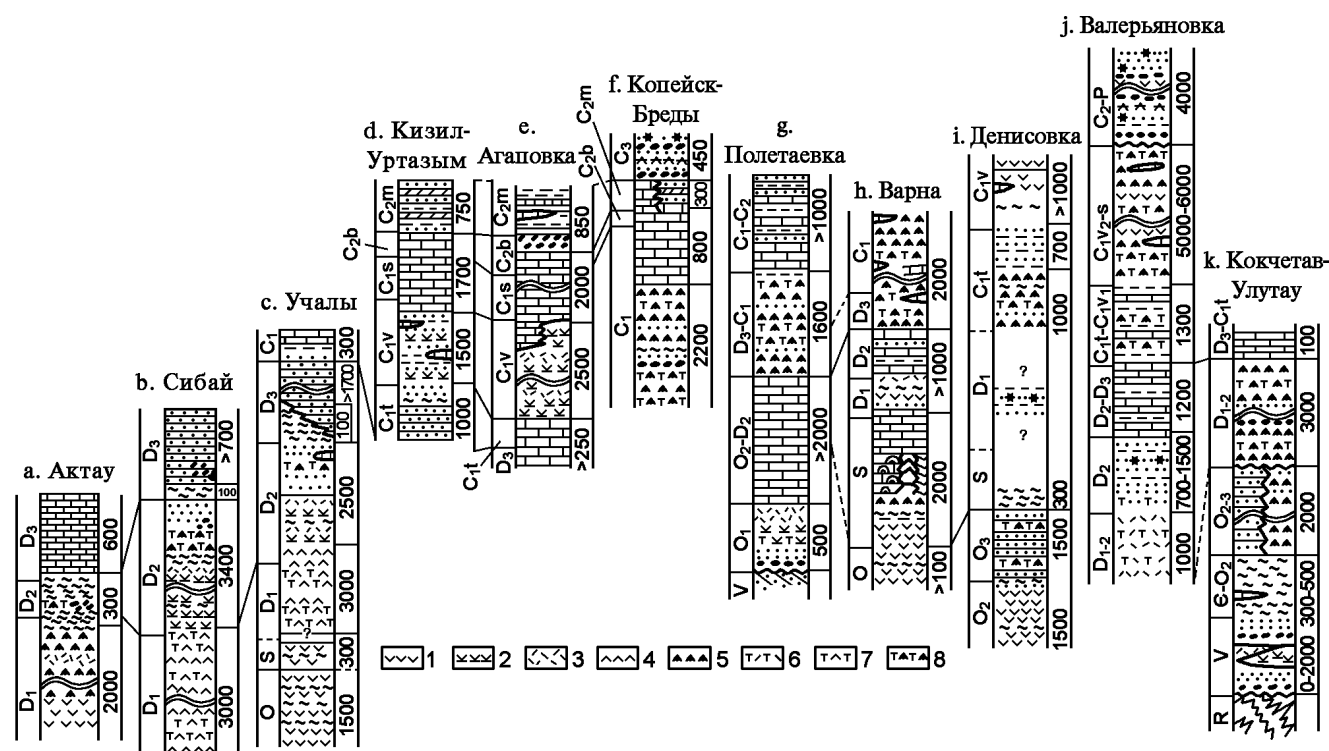


Рис. 7. Схема корреляции стратиграфических разрезов палеозоя, расположенных восточнее Главного Уральского разлома [Puchkov, 1997]

1 – толеитовые базальты, 2 – субщелочные базальты, 3 – риолиты, 4 – андезитовые базальты, 5 – андезиты, 6–8 – туфы: 6 – риолитов, 7 – андезито-базальтов, 8 – андезитов. Звездочки означают красноватость пород. Остальные знаки см. на рис. 12. Расположение разрезов показано на рис. 10.

5. Восточно-Уральская мегазона. Отличается присутствием метаморфических комплексов, первично принадлежавших микроконтинентам и представляющих собою фрагменты докембрийской континентальной коры (Талдыкский, Мурзинско-Адуйский, отчасти Сысертско-Ильменогорский и др.). Не исключено, что все они или, по крайней мере, первые два составляли в палеозое части единого Восточно-Уральского микроконтинента, как это и показано на схемах структурно-фациальной зональности

в этой книге. Раньше к микроконтиненту относилась также Салдинская зона, однако данные новейших исследований позволяют в этом до некоторой степени усомниться [Petrov, Friberg, 1999]. В некоторых случаях удастся показать, что микроконтинентальные блоки имеют свой осадочный, преимущественно карбонатно-терригенный чехол, хотя и слабо сохранившийся и идентифицируемый с большим трудом. Мы уже сообщали раньше о реликтах этого чехла, сохранившихся

в Балкымбайской, Старокарабутакской, Уймолинской и других грабенообразных впадинах Восточных Мугоджар [Пучков, 1993]. Можно в качестве более сложного примера привести и данные по Полетаевскому району (рис. 7, колонка g) [Сначев и др., 1994]. Здесь низы палеозойского разреза, залегающего на дислоцированных терригенных отложениях венда, представлены ордовикской субщелочной контрастной базальт-липаритовой формацией рифтового типа; большая часть разреза, от среднего ордовика до среднего девона включительно, представлена слоистыми известняками чехла микроконтинента; в позднем девоне или раннем карбоне микроконтинент оказался над зоной субдукции, что обусловило образование известково-щелочного вулканоплутонического комплекса.

Вместе с тем, в этой мегазоне развиты также палеозойские океанические и островодужные комплексы, приуроченные к сутурам или залегающие в аллохтонах и, возможно, в аккреционных зонах. Таковы комплексы «Восточно-Уральской вулканической» и Денисовской зон (рис. 7, колонки h, i). Разнородные комплексы отделены друг от друга разломами, которые нередко выражены зонами меланжей. Помимо упоминавшихся выше, к ним относятся Новониколаевская, Денисовская и многие другие зоны меланжей. Плохая обнаженность сильно мешает проведению структурных исследований, однако косвенные данные позволяют предполагать широкое развитие в Восточно-Уральской мегазоне тектонических покровов. На Южном Урале наиболее очевидными примерами являются Буруктальская синформа, Шевченковский гипербазитовый массив и др. Данные бурения в Новониколаевской зоне меланжа указывают на ее пологое (20–25°) падение к западу. На Среднем Урале аллохтонное залегание предполагается для гипербазитовых массивов и позднедевонско-каменноугольных островодужных комплексов Алапаевско-Режевской зоны [Пучков и др., 1989]. Комплексы более западной, Пышминско-Петрокамской зоны представлены только океаническими и субдукционными образованиями, однако геофизические данные показывают, что они сильно надвинуты на восток, на древние сиалические комплексы Мурзинско-Адуйской зоны (см. ниже). В целом по этой же причине, несмотря на широкое развитие на поверхности офиолитов и островодужных комплексов, состав коры рассматриваемой мегазоны значительно более сиаличен по сравнению с Тагило-Магнитогорской. Об этом говорят такие данные как отрицательные значения гравитационного поля, распределение в разрезе коры скоростей преломленных волн (в частности, отношения V_p/V_s [Carbonell et al., 1996], а также присутствие палингенных интрузий гранитной формации, намечающих вместе с массивами тоналит-гранодиоритовой формации Главную гранитную ось Урала [Пучков и др., 1986], (рис. 10).

—"

6. Зауральская мегазона, самая восточная и наиболее глубоко погруженная. Бурением вскрыты только каменноугольные и девонские отложения энсиалического

характера, в том числе принадлежащие ранне-среднекаменноугольной Валерьяновской известково-щелочной вулканоплутонической формации, связанной с последним эпизодом развития зоны субдукции. Присутствие здесь пермских отложений является спорным [Геология..., 1984; Стратиграфические..., 1993; Чувашов и др., 1984].

Особо сложным и неоднозначно решаемым [например, Дегтярев и др., 1998] вопросом является проведение границы с казахстанидами. В отличие от цитированных авторов, проводящих границу в 30 км к западу от г. Троицка, мы считаем, что она проходит под мезо-кайнозойскими отложениями Тургайского прогиба. Здесь ведь все зависит от критериев, которыми мы будем руководствоваться. Судя по пространственно наиболее близким выходам на поверхность уралид и казахстанид, самая принципиальная разница между ними состоит в том, что наиболее древние рифтовые комплексы уралид имеют позднекембрийско-раннеордовикский возраст, а офиолиты — аренигский. Примерно то же имеет место на Южном и Среднем Тянь-Шане. Напротив, казахстаниды и находящиеся на их продолжении структуры Северного Тянь-Шаня имеют в своих разрезах вендские рифтовые комплексы, а наиболее древний возраст связанных с ними офиолитов — кембрийский. Следует ожидать, что наблюдаемая на поверхности офиолитовая сутура, маркирующая границу между Северным и Средним Тянь-Шанем, протягивается на север в фундамент Тургайского прогиба, приобретая субмеридиональное простирание и отвечая границе уралид и казахстанид. Другим отличием является развитие в восточных уралидях и на Среднем Тянь-Шане позднепалеозойских субдукционных комплексов (валерьяновских и чаткало-кураминских), тогда как в смежной части казахстанид их верхний возрастной предел — девон. Исходя из этого, можно предположить, что границей уралид в фундаменте Тургайского прогиба является сутурная зона, возможно представленная Уркашским разломом. Этот разлом трассируется цепочкой серпентинитовых массивов параллельно Валерьяновскому вулканоплутоническому поясу, непосредственно к западу от него [Геология..., 1984]. Учитывая данные УРСЕЙС-95 о сильной восточной вергентности структур средней и нижней коры на востоке Урала, а также данные о геодинамической обстановке в восточных зонах Урала в карбоне и перми (см. ниже), можно также предположить, что сутура имеет некрутое западное падение и что интенсивные движения по ней происходили на этапе жесткой коллизии Казахстанского и Восточно-Европейского континентов в конце палеозоя. Ставя знак равенства между казахстанидами и Казахстанским континентом, мы неизбежно должны будем принять последний вариант.

—"

Земная кора Восточно-Уральской и Зауральской мегазон имеет мощность 38–40 км и зрелый гранитно-метаморфический слой [Puchkov, Sokolov, 1992].

В целом земная кора Урала представляет собой результат шарьирования и скучивания тектонических единиц различной природы по надвигам, падение которых меняется с глубиной, с образованием нескольких уровней листрических блоков. Это обстоятельство чрезвычайно усложняет взаимоотношения между глубинными и поверхностными структурами описанных мегазон, образуя структурные несоответствия между уровнями различной глубинности, инверсии плотности в коре и тесные горизонтальные связи на различных глубинах между соседними мегазонами, при всей их внешне проявляющейся контрастности, что является хорошей иллюстрацией к уже упоминавшейся концепции тектонической расслоенности литосферы [Пучков, Светлакова, 1993].

Особенности глубинного строения Урала по данным интерпретации профилей URSEIS-95 и ESRU-93-98

Согласно данным URSEIS-95 (метод ОГТ, со взрывным и вибрационным источниками, давшими два различных варианта профиля) Уральский ороген распадается по особенностям своего строения на 3 домена: западный, центральный и восточный (рис. 8).

Для западного и восточного доменов характерна нормальная мощность земной коры (40–42 км) и хорошая выраженность поверхности МОХО как стабильного отражающего горизонта. В центральном домене мощность коры возрастает минимум до 55–60 км (то есть имеется корень), а отражения от МОХО приобретают неясный, диффузный характер. В то же время, наличие МОХО улавливается широкоугольной сейсмикой по характеру прохождения преломленных волн. Возможно, поведение МОХО в центральном домене связано с большей близостью состава мантии и коры, наличием зоны коро-мантийного смешивания и отсутствием интенсивных перемещений коры по МОХО (последнее, наоборот, особенно вероятно для восточного домена). Впрочем, не исключена и чисто техническая причина, связанная с несовершенством методики получения полевого материала.

Проведение детальных геологических пересечений в области западного домена [Brown et al., 1997] с привлечением более ранних сейсмопрофилей ОГТ, а также использование новой идеологии при интерпретации надвиговых структур форланда [Jones, 1991 и многие другие] приводят к выводу о том, что главным, хотя и скрытым структурным элементом форланда является главная поверхность срыва (детachment) с отходящими от него вверх листрическими надвигами и складками, порожденными движениями по этим надвигам. К обсуждению деталей этой структуры мы еще вернемся.

Как уже отмечалось, на профиле URSEIS-95 в западном домене наблюдаются некоторые детали строения Камско-Бельского авлакогена, прослеживающегося в краевую часть Урала (рис. 8 А). Под осевой частью авлакогена виден Макаровский разлом, который смеща-

Многие детали глубинного строения Урала были выяснены в результате комплексной интерпретации геофизических полей и сейсмопрофилей, о которых говорилось в начале главы. Результаты этих исследований многократно обсуждались [Глубинное..., 1991; Соколов, 1992 и др.]. Здесь мы рассмотрим результаты интерпретации новейшего комплексного сейсмопрофиля URSEIS-95 [Berzin et al., 1996; Carbonell et al., 1996; Echtler et al., 1996; Knapp et al., 1996; Steer et al., 1998], которые позволяют обсудить общую картину глубинного строения Уральского орогена благодаря учету результатов более ранних работ и многочисленных геологических материалов.

ет поверхность МОХО, но не затрагивает подошву рифейских отложений, так что его возраст — заведомо дорифейский. В самом авлакогене заметен раздвиг мощностей рифейских отложений. Восточный край авлакогена захвачен палеозойскими надвигами Урала.

На переходе к Центральному домену расположены две важные структуры: Кракинский аллохтон, представляющий собой пакет из трех пластин, сложенных, снизу вверх, батинальными отложениями с возрастом от тремадока до позднего девона, меланжем, содержащим обломки пород верхних членов офиолитового разреза (ордовик — силур), и выше всего — массивными блоками гипербазитов древней мантии, то есть низов офиолитового разреза [Пучков, 1995]. Сопряженной с Кракинским аллохтоном и с Зилаирской синформой, в которую он вложен, является антиформа Урал-Тау, которая граничит с Магнитогорской синформой по сутуре Главного Уральского разлома, являющейся западной границей восточного домена. Данный профиль, как и многие другие сейсмические материалы, служит еще одним подтверждением, что этот разлом не столь глубинный, как когда-то считалось: он не проникает в мантию, а является скорее всего листрическим, как и в других районах [Петров, Пучков, 1994]. К тому же он довольно слабо отражается в волновом поле. К востоку от оси Магнитогорской синформы вергентность структур в ней становится противоположной, восточной; как уже говорилось, синформа отделяется от Восточно-Уральской мегазоны другой сутурной зоной, подчеркнутой, как и Главный Уральский разлом, серпентинитовым меланжем (Восточно-Магнитогорская зона меланжей). Ее выход на поверхность на профиле URSEIS-95 маскируется неглубоким, но огромным по площади Джабыкским гранитным массивом, однако к северу и югу эта сутура хорошо прослеживается, а ее западное падение подтверждается многими геологическими и геофизическими материалами. Восточный домен отделяется от центрального наклонным *Карта-*

линским разломом, расположенным сразу к востоку от Джабыкского массива. Авторы оригинальных материалов [Echtler et al., 1996] называют его почему-то Троицким (но он не проходит через Троицк). На поверхности с ним сближен или даже совпадает другой разлом, проходящий севернее через Челябинск, и мы предлагаем называть

его Челябинским. Четкая линейность этого разлома заставляет сделать предположение, что он вертикален, и с ним не следует отождествлять наклоненный к западу под углом в 45° Карталинский пакет отражений (КПО). Последний является главной особенностью восточного домена и связан с наличием ярко выраженных наклонных

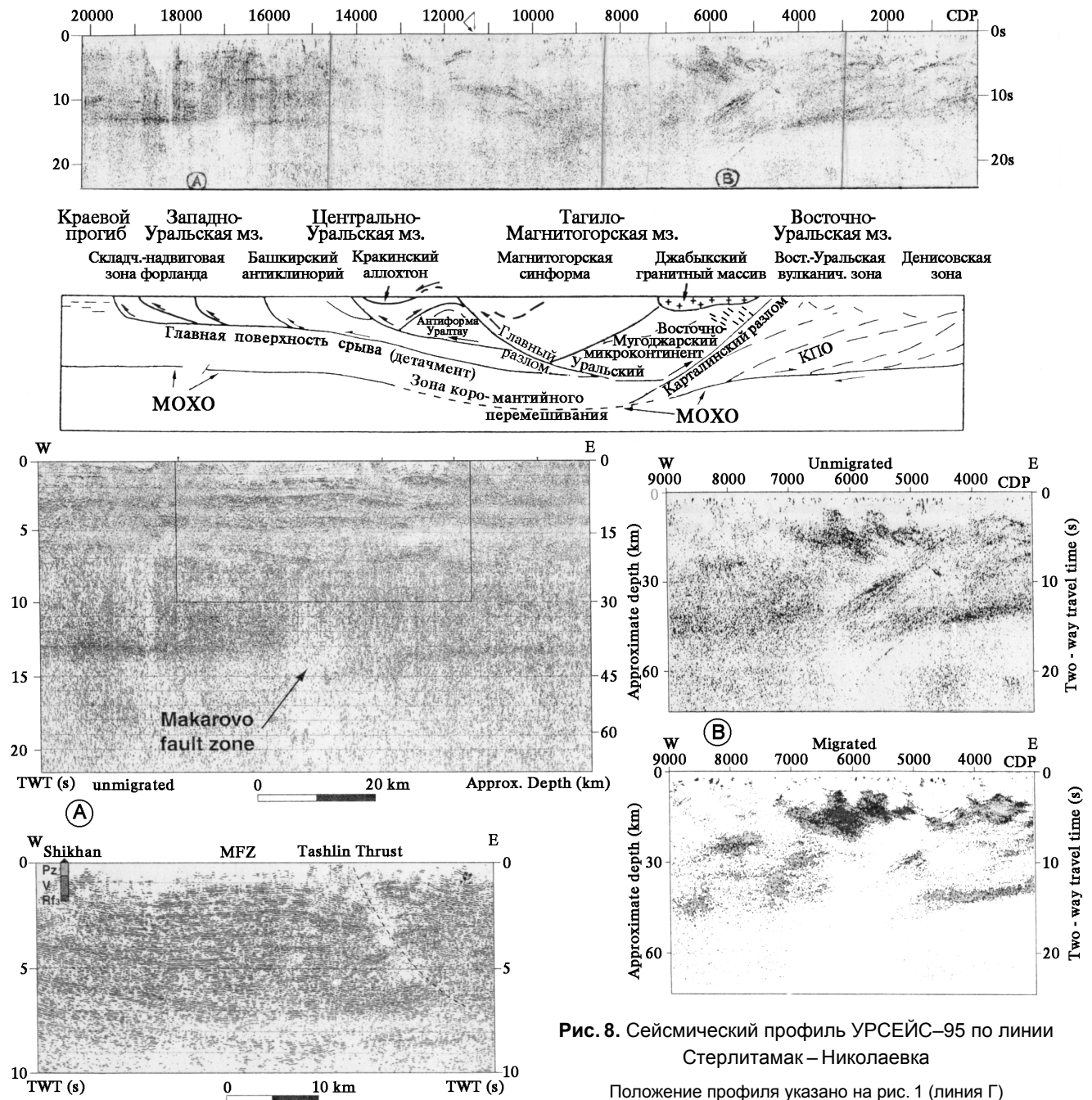


Рис. 8. Сейсмический профиль УРСЕИС-95 по линии Стерлитамак – Николаевка
Положение профиля указано на рис. 1 (линия Г)

Вверху — временной профиль ОГТ по отражениям от взрывов, сильно уменьшенный и генерализованный [Berzin et al., 1996 и др.], ниже — принципиальная схема интерпретации глубинной структуры земной коры Урала по линии профиля. Внизу (по [Steer et al., 1998]): А — детализация временного профиля на участке 0–140 км и его увеличенная средняя часть (по отражениям от вибраторов). В — детализация того же профиля на участке 290–425 км (немигрированный и мигрированный варианты по отражениям от взрывов).

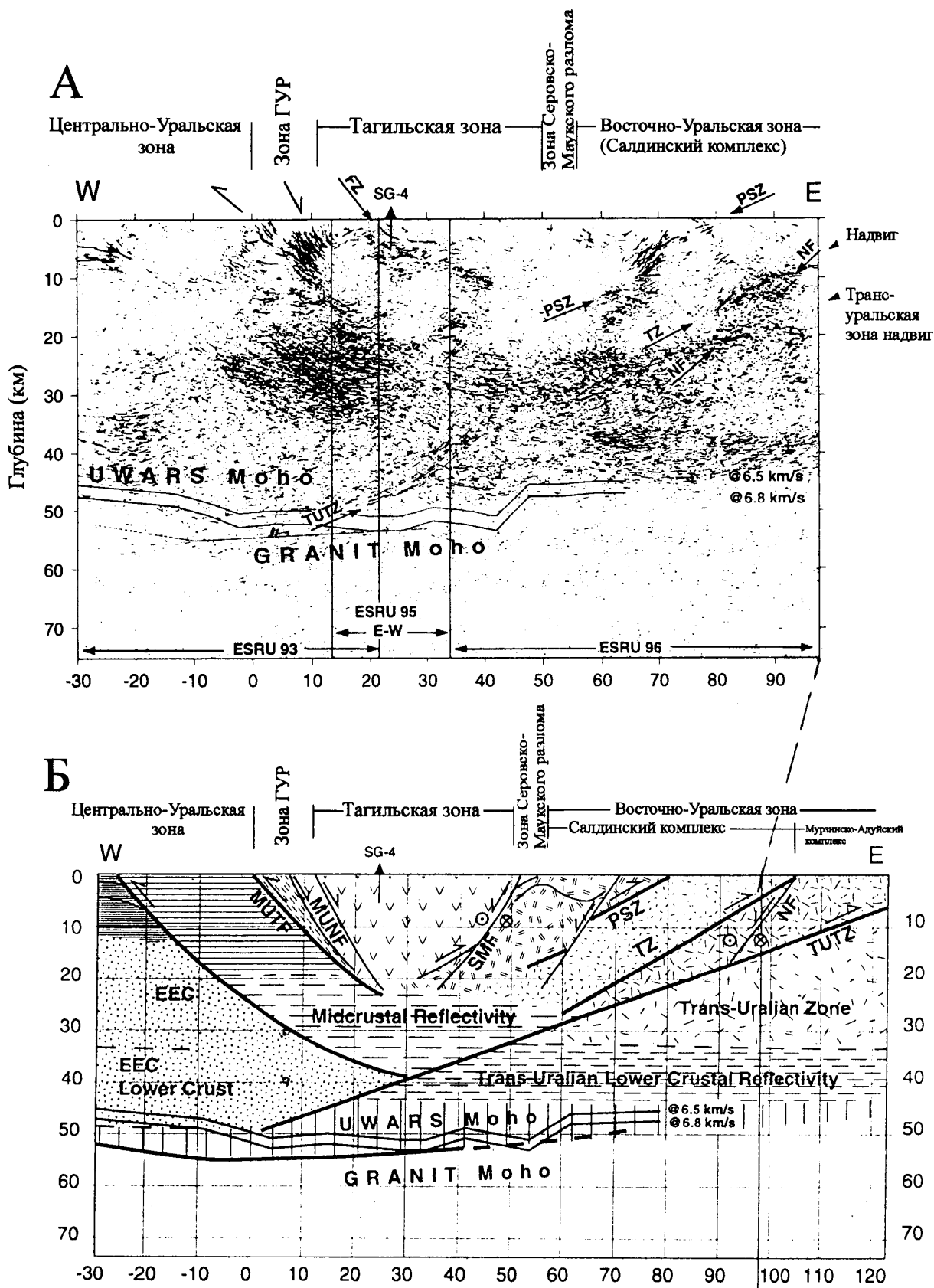


Рис. 9. Интерпретация материалов сейсмопрофилирования через Уральскую сверхглубокую скважину СГ-4 (по [Juhlin et al., 1998], модифицировано)

А – комбинированный сейсмический профиль ОГТ (профили ESRU-93, ESRU-94 и ESRU-95), мигрированный по глубине. Интерпретационные варианты глубин до МОХО даны по материалам проектов ГРАНИТ и UWARS. По нижней кромке профиля показаны расстояния в км от ГУР, взятого за нулевую отметку. Сокращения (общие для рис. А и Б): FZ – зона дробления, NF – сброс, PSZ – Пряничниковская зона скальвания, TUTZ – Трансуральская зона надвига, TZ – надвиг. Б – интерпретация сейсмических материалов (с востока добавлена интерполяция на расстояние около 25 км; конец сейсмопрофиля отмечен звездочкой). Дополнительные сокращения: EEC – Восточно-Европейский кратон, MUTF – Главный уральский надвиг, MUNF – Главный уральский сброс, SMF – Серовско-Маукский разлом.

структур восточной вергентности, которые подходят сверху к границе Мохоровичича, срезаясь последней (или, скорее, сливаясь с ней) под очень острым углом (рис. 8). Это создает впечатление о Мохо как о колоссальной по масштабу зоне срыва в основании коры, связанной с серией крупных надвигов, смещающих всю кору в восточном направлении. В числе других, в серию разрывных нарушений, создающих КПО, следует включить Денисовскую и Новониколаевскую зоны серпентинитового меланжа (см. рис. 10).

Взаимоотношения структур Центрального и Восточного доменов описываются [Echtler et al., 1996] следующим образом. КПО является восточным ограничением Центрального домена. В восточной части этого домена на поверхности расположен раннепермский Джабыкский гранитный массив, коррелирующийся с неглубокой (5–8 км) зоной отсутствия отражений. Над этой зоной в средней коре расположены зоны отражений, падающие к востоку. Они упираются в КПО. Учитывая, что рефлекторы, пронизывающие всю кору, не могли бы сохраниться под влиянием обильного магматизма и нагрева, можно сделать вывод, что КПО имеет послераннепермский возраст и представляет собой восточно-вергентную сутуру, связанную с позднеорогенной внутриконтинентальной конвергенцией. Главным в этих наблюдениях является вывод, что отражатели под Джабыкским массивом перечеркнуты более молодой, наложенной системой КПО (рис. 8В). Этот факт потребовал от нас полного пересмотра структурной истории восточных зон Урала, и в частности поставил, наряду со многими другими наблюдениями, вопрос об инверсии зоны субдукции (перемене наклона с восточного на западный) на рубеже девона и карбона. К обсуждению этого вопроса мы в дальнейшем вернемся. Отметим лишь, что по нашему мнению вышеуказанные зоны восточной вергентности (в составе КПО) возникли позже субдукции, на стадии «жесткой» коллизии и, возможно, опережают главную зону скальвания, совпадающую с границей МОХО. Нижняя из этих зон может быть экстраполирована в Тургайский прогиб — в область выхода на поверхность палеозойского фундамента — сутуры, разделяющей уралиды и казахстаниды (см. ниже). Было бы очень хорошо, если бы в дальнейшем удалось договориться с казахстанскими геофизиками о продолжении профиля на восток.

В целом, материалы профиля УРСЕЙС-95, наиболее полно из имеющихся сейсмических профилей характеризующего структуру Урала, дают возможность говорить об этом складчатом сооружении как о двустороннем, бивергентном орогене. В последнее время этот вывод исследователи распространяют и на Средний Урал, где по данным сейсмопрофилей ESRU-93-98 [Juhlin et al., 1998], к востоку от Серовско-Маукской зоны меланжа, в Салдинском и Мурзинско-Адуйском комплексах наблюдаются зоны скальвания западного падения, доминирующие в структуре (рис. 9). Имеет смысл процитировать интерпретацию этого факта одним из российских соавторов публикации [Петров и др., 2000]: «Самым, пожалуй, важным результатом этих исследований является открытие мощной, полого залегающей системы отражателей с западным падением, проходящих через всю кору и уходящих в мантию под окраиной Восточно-Европейского палеоконтинента. Эта система разветвляется в верхней части коры и имеет несколько выходов на поверхность — в районе Медведево-Арамилской сутурной зоны, Серовско-Маукского разлома и Салдинского метаморфического комплекса. Отражатели, маркирующие зону Главного Уральского глубинного разлома и имеющие восточное падение, не прослеживаются глубже 25–30 км и не пересекают зону отражателей с западным падением. Таким образом, в нижней части Тагильской палеоостроводужной системы присутствует только система отражателей с западным падением, уходящая в мантию. Эта система, возможно, наследует направление палеозоны субдукции». С этой интерпретацией можно было бы согласиться, но только с очень важными уточнениями. Западное падение палеозоны субдукции было характерно не для стадий развития Тагильской и Магнитогорской островных дуг, а лишь для более поздней, раннекаменноугольно-раннебашкирской активной окраины континента. В дальнейшем мы стараемся это показать. Кроме того, нельзя недооценивать и роль пост-субдукционных, гиперколлизийных структур в анатомии современного Урала. Тем не менее, в цитированной выше интерпретации важно и правильно другое: наиболее мощная, самая поздняя зона скальвания, падающая к западу, трансформирует и в определенной мере подчиняет себе структуры, образованные на всех более ранних этапах. Здесь очевидна прямая аналогия с профилем УРСЕЙС-95.

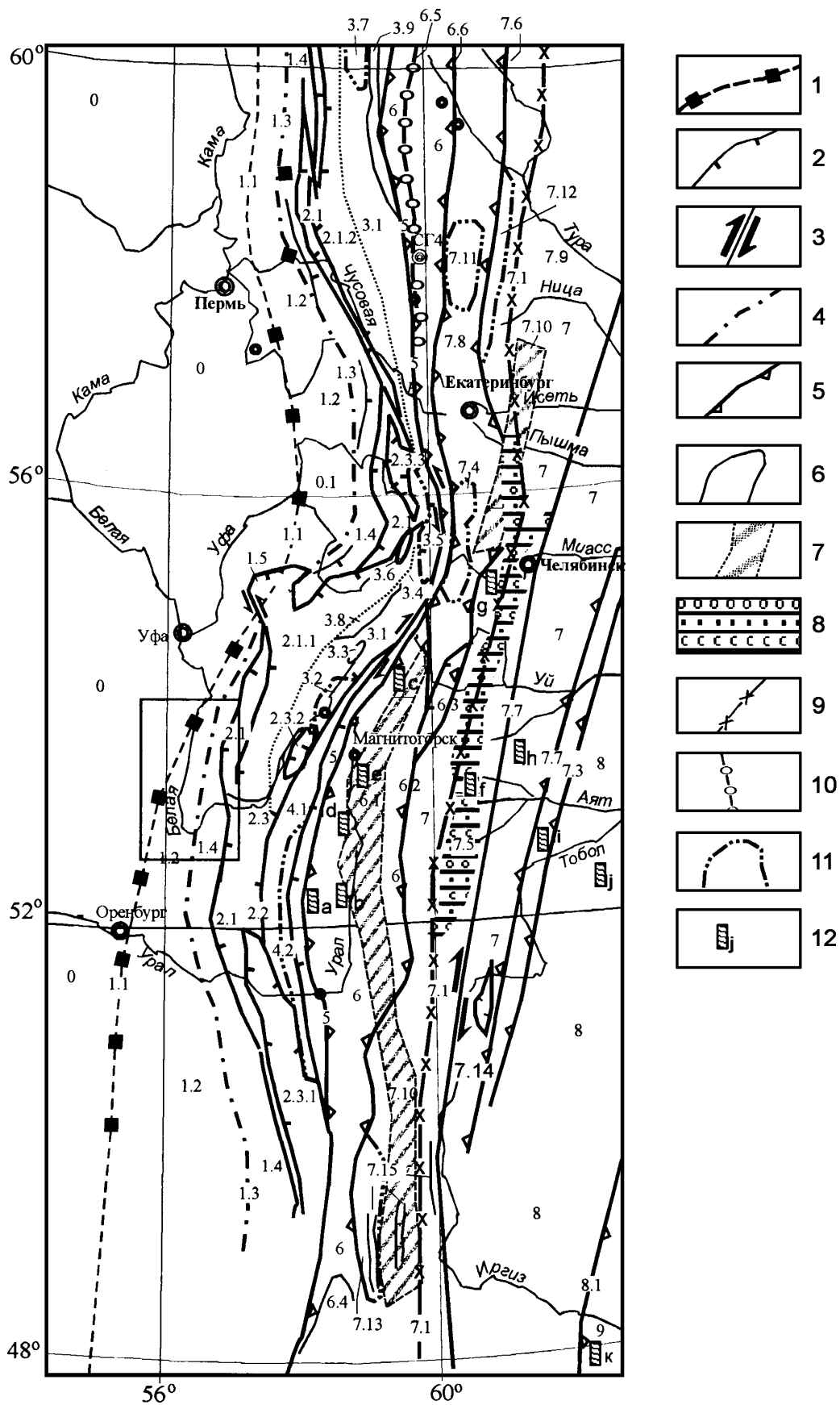


Рис. 10. Важнейшие структуры орогена уралид Южного и Среднего Урала

1 – западная граница Предуральского прогиба; квадратиками показан нижнепермский барьерный риф; 2 – надвиги; 3 – сдвиги; 4 – фронтальная линия западвергентных складчато-надвиговых структур; 5 – сутурные зоны надвигов, маркируемые серпентинитовым меланжем; 6 – стратиграфические контакты; 7 – предполагаемая зона каменноугольного рифтогенеза в тылу зоны субдукции; 8 – позднекаменноугольная межгорная впадина; 9 – Главная гранитная ось Урала; 10 – Платиноносный пояс Тагильской зоны; 11 – контуры метаморфических комплексов; 12 – расположение палеозойских разрезов, показанных на рис. 7. Рамкой показано положение рис. 2, а положение самого рис. 10 показано на рис. 1. Цифры на схеме объяснены в конце Главы 1.

Итак, Урал представляет собой хорошо сохранившийся, внешне довольно симметричный бивергентный ороген. В то же время, по генезису, возрасту и вещественному составу слагающих его элементов он резко асимметричен и в конечном итоге является результатом коллизии двух очень разных по своему геологическому строению континентов: древнего Восточно-Европейского и молодого Казахстанского. В соответствии с этим, Урал четко распадается на две части, разделенные Главным Уральским разломом. Западная часть, представленная Предуральским краевым прогибом, Западно-Уральской и Центрально-Уральской мегазонами, отвечает краю Восточно-Европейского континента с несколькими аллохтонами океанических и островодужных комплексов, имеющих корни в Главном Уральском разломе. Восточная представляет собой сложный коллаж океанических, островодужных и микроконтинентальных блоков, некоторые из которых имеют большие размеры и сохранили реликты первоначальной структуры, а большинство представляют собой мелкие тектонические пластины, образующие сложнейшее нагромождение.

В качестве своеобразного графического резюме все важнейшие тектонические элементы Уральского орогена сведены в схему (рис. 10), представляющую Южный и Средний Урал в рамках территории, для которой построены схемы структурно-фациальной зональности, обсуждаемые в следующих разделах книги. Здесь устанавливаются следующие структурные элементы (с запада на восток):

Край Восточно-Европейской платформы, с позднепротерозойскими авлакогенами в теле архейско-раннепротерозойского фундамента, перекрытыми поздневендско-фанерозойским чехлом (0). Специально отмечен выступ платформы — Уфимский амфитеатр (0.1).

Предуральский прогиб, заполненный пермской молассой, которая подстилается шельфовыми отложениями Восточно-Европейского континента: западная граница прогиба и цепочка нижнепермских барьерных рифов, в основном (кроме северной части Среднего Урала) совпадающая с этой границей (1.1); внешняя часть прогиба, для которой характерны пологие платформенные структуры или соляные антиклинали и гребни диапирового происхождения (1.2); фронтальная линия западвергентных складчато-надвиговых структур орогена (1.3); внутренняя часть краевого прогиба, характеризующаяся складчато-надвиговой тектоникой и возможно — присутствием клиновидных поддвиговых структур на границе

этой и следующей к востоку зоны (1.4); поперечное Каратауское поднятие, делящее прогиб на впадины (1.5).

Западно-Уральская мегазона: позднепалеозойские (варисские) западвергентные складчато-надвиговые структуры в шельфовых и батинальных отложениях пассивной окраины палеозойского Восточно-Европейского континента (2.1); то же — в рифейско-вендских неметаморфизованных мелководных осадочных отложениях западной части Башкирского антиклинория (2.1.1) и Кваркушского антиклинория (2.1.2); ретронадвиги восточного крыла Зилаирской синформы и западного крыла Уралтауской антиформы (2.2); осевая часть Зилаирской синформы (2.3); аллохтоны, сложенные офиолитами и батинальными комплексами, расположенные в осевой части синформы: Сакмарский (2.3.1), Кракинский (2.3.2); Бардымский аллохтон (2.3.3).

Центрально-Уральская мегазона: экзгумированный докембрийский складчато-метаморфический фундамент палеозойской континентальной окраины. К нему отнесены восточные зоны Башкирского и Кваркушского антиклинориев; они отделены от западных зон точечным пунктиром (на Южном Урале пунктир показывает положение Зюраткульского разлома). Мегазона включает катагенетически измененные осадочные серии рифейско-ранневендского прогиба (3.1) и более высокометаморфизованные кристаллические комплексы; и те, и другие подверглись деформациям двух и более этапов: варисским и доварисским (3.2; 3.4–3.6); они включают, в частности, Белорецкий метаморфический комплекс (3.2), сближенные по надвигам Александровский, Кувацкий и Златоустовский метаморфические комплексы (3.4), Уфалейский (3.5), Тараташский (3.6) и Кваркушский (3.7) метаморфические комплексы. Крупные наложенные синклинали структуры, в которых сохранились палеозойские отложения: Тирлянская мульда (3.3), Юрюзанская (3.8) и Улс-Велсовская (3.9) синклинали.

Уралтауская антиформа, полностью или частично палеозойская, разделенная Янтышевско-Юлукским ретронадвигом на два комплекса, частично разновозрастных: суваянский слабо метаморфизованный батинальный комплекс пассивной окраины Восточно-Европейского континента (4.1); максютовский метаморфический комплекс высоких давлений — составная часть аккреционного комплекса девонской островной дуги (4.2).

Главный Уральский разлом, представленный зоной серпентинитового меланжа, падающей к востоку (5).

На Южном Урале отвечает Сакмаро-Вознесенской зоне меланжа, на Среднем — Салатимской.

Тагильо-Магнитогорская мегазона. Область развития островодужных вулканогенных и вулканогенно-осадочных формаций (6); Срединно-Магнитогорский рифт раннекаменноугольного возраста, маркируемый интрузиями габбро-гранитной формации и комагматичными им трахириолит-базальтовыми вулканитами (6.1); ретронадвиги восточной границы мегазоны, маркируемые Восточно-Магнитогорской зоной серпентинитовых меланжей (6.2); Сухтелинская синформа (6.3); Берчогурская позднедевонско-каменноугольная мульда (6.4); Платиноносный пояс габбро-гипербазитовых массивов (6.5); Серовско-Маукская сутурная зона серпентинитовых меланжей (6.6).

Восточно-Уральская мегазона. Коллаж микроконтинентальных блоков (блока?) с блоками и пластинами, сложенными палеозойскими офиолитовыми и островодужными формациями (7). Главная гранитная ось Урала (7.1); зоны надвигания западного падения, с серпентинитовым меланжем: Денисовская (7.2) и Новониколаевская (7.3); Сысертско-Ильменогорский термальный купол, возникший при метаморфизме пакета тектонических пластин, сложенных протерозойскими и палеозойскими континентальными и океаническими комплексами, и сильно сжатый на последних стадиях коллизии (7.4); межгорная депрессия, заполненная верхнекаменноугольной молассой

(7.5); Адуйский разлом западного падения (7.6); Челябинско-Карталинский разлом (сдвиг, примерно совпадающий по положению с более ранней зоной надвигания, входившей в серию разломов Карталинского пакета отражений (см. выше) (7.7); Пышминско-Петрокаменская зона развития океанических и субдукционных комплексов (7.8); Алапаевско-Режевская зона развития океанических и островодужных комплексов, шарьированных на карбонатный чехол микроконтинента (7.9); раннекаменноугольно-раннебашкирские вулканогенно-осадочные формации на продолжении Срединно-Магнитогорского рифта (7.10); метаморфические комплексы: Салдинский (7.11), Мурзинско-Адуйский (7.12), Талдыкский (7.13); Буруктальская синформа, сложенная офиолитами и девонскими вулканогенно-осадочными толщами (7.14); грабенообразные впадины Восточных Мугоджар, в которых сохранились ордовикско-каменноугольные осадки и вулканиты, с запада на восток: Балкымбайская, Старокарабутацкая, Уймолинская (7.15).

Зауральская мегазона. Турнейско-раннебашкирский вулканоплутонический комплекс, сложенный преимущественно известково-щелочными магматическими образованиями (8). Уркашский разлом (предположительно раннебашкирская сутурная зона), возможно, представляющий собой границу между уралидами и казахстанидами (8.1). Местоположение разлома показано условно.

Казахстаниды (9).

Глава 2. ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ И ПАЛЕОГЕОДИНАМИКА УРАЛА

Протерозой

Дорифейский кристаллический фундамент и его развитие в позднем протерозое

К началу раннего рифея территория западной части Южного Урала и Приуралья была областью вполне сформировавшейся континентальной коры. Нижнерифейские отложения — в основном неметаморфизованные или сравнительно слабо метаморфизованные — с перерывом и угловым несогласием ложатся на метаморфические комплексы архея и раннего протерозоя; в их составе существенную роль играют кварцевые и аркозовые песчаники — продукты выветривания и перемыва сиалических комплексов. На западном склоне Урала эти комплексы выходят на поверхность в Тараташском поднятии, которое может рассматриваться как «окно», дающее возможность увидеть и изучить целый ряд типичных деталей строения дорифейского фундамента. В вещественных комплексах этого поднятия, среди преобладающих двупироксеновых кристаллических сланцев, гнейсов, мигматитов, амфиболитов с подчиненным развитием глиноземистых сланцев и кварцитов, в том числе железистых, устанавливается наличие реликтовых комплексов гранулитовой фации метаморфизма с возрастом цирконов свыше 2600 млн лет [Краснобаев, 1986; Краснобаев и др., 1965], что позволяет рассматривать его как фрагмент чарнокит-гранулитовых комплексов платформ. Сделаны попытки выделить в нем метаморфизованные коматииты и серые гнейсы. На эти архейские комплексы последовательно наложился процесс ретроградного метаморфизма амфиболитовой (2100–2200 млн лет), эпидот-амфиболитовой (около 1100 млн лет) и, наконец, зеленосланцевой (650–590 млн лет) фаций, причем амфиболитовый метаморфизм имеет площадной характер, а метаморфизм последних этапов приурочен к линейным зонам бластомилонитов, по которым, вероятно, происходили значительные тектонические смещения [Иванов, Краснобаев, Русин, 1986; Ленных 1986; Ленных и др., 1978, 1989]. С определенной скидкой на предварительный характер данных можно предполагать, что формирование зон бластомилонитов относится к среднерифейскому рифтовому и к вендским рифтовому и орогенному этапам (см. ниже).

Признаки существования гранулитовой фации метаморфизма в дорифейских породах, подвергшихся

интенсивной позднейшей переработке, отмечаются также в Александровском комплексе, развитом в виде узкого протяженного блока непосредственно к востоку от Тараташского [Пыстин, 1977]. Здесь Pb–Pb методом получены датировки в интервале 2330–920 млн лет [Краснобаев и др., 19986].

На восточном склоне Урала, к востоку от Главного Уральского разлома сведения о характере и времени формирования континентальной коры значительно менее определены. Тем не менее, и здесь имеются сведения о развитии гнейсов, гранитов и кристаллических сланцев с реликтовыми датировками по цирконам древнее 1600 млн лет.

Наиболее изучен Селяннинский блок Ильменогорского поднятия, где, как и в Тараташском, нащупываются реликты гранулитовой фации метаморфизма и имеются свидетельства длительной последующей геологической истории, с этапами регионального диафтореза и мигматизации в условиях высокотемпературной амфиболитовой фации, гранитизации, высокотемпературного кислотного выщелачивания, дислокационного метаморфизма от зеленосланцевой до амфиболитовой фации [Рассказова, 1988]. Наиболее древняя датировка цирконов, считающаяся достоверной — 2080±15 млн лет (U–Pb метод) [Краснобаев и др., 19986].

Дорифейские датировки цирконов U–Pb методом получены также в Мариинском, Ильиновском (район г. Троицка), Челябинском, Кожубаевском (вблизи Суондукского гранитного массива), Самарском, Мурзинско-Адуйском блоках [Краснобаев и др., 19986], что рассматривается данными авторами как указание на присутствие в этой (Восточно-Уральской) полосе террейнов — фрагментов дорифейских литосферных плит. Размеры террейнов неясны; вопрос о времени их соединения в более крупный, консолидированный блок земной коры с трудом поддается решению. Предварительные изотопные и геологические данные (см. ниже) позволяют допускать, что их аккреция с образованием Восточно-Уральского микроконтинента завершилась лишь в конце протерозоя.

Рифей и венд западного Урала и смежной части платформы

Основой для восстановления позднепротерозойской истории Южного Урала и смежной части платформы являются материалы, полученные при изучении хорошо обнаженных разрезов Башкирского антиклинория, скважин, пробуренных в Приуралье и сейсмических профилей, которые позволяют увязать эти материалы и повышают надежность их корреляции. Значительно хуже обстоит дело с характеристикой протерозоя восточного склона Урала, и этот вопрос обсуждается в специальном разделе. Что же касается разрезов хр. Уралтау, относившихся ранее к нижнему протерозою [Козлов, 1982; Стратиграфические..., 1993], то как уже отмечалось, благодаря находкам палеозойской фауны сам факт наличия там протерозойских комплексов подвергается серьезнейшему сомнению [Захаров, Пучков, 1994; Пучков, 1997в и др.].

Ранний рифей

Раннерифейская история Южного Урала в настоящее время более или менее удовлетворительно восстанавливается лишь для его западной части, благодаря наличию прекрасных обнажений бурзяния (нижнего рифея) в осевой части Башкирского антиклинория [Нижний рифей, 1989]. На платформе нижний рифей вскрыт рядом скважин на довольно большом расстоянии (150–200 км) к западу от Урала. Тем не менее, эти отложения успешно коррелируются между собой, а наличие большого количества сейсмических профилей ОГТ позволяет говорить, что в раннерифейское время возникла широкая грабенообразная структура — Камско-Бельский (Калтасинский) авлакоген [Романов, Ишерская, 1994], прослеживавшийся в юго-восточном направлении с платформы в пределы территории современного Урала. Один из разломов этой грабеновой системы виден на профиле УРСЕЙС–95 [Diaconescu et al., 1998].

Осадки бурзяния, представленные преимущественно аркозовыми и кварцевыми песчаниками, алевролитами, черными малоуглеродистыми сланцами, доломитами и известняками, образуют крупный трансгрессивный цикл с аллювиальными и прибрежно-морскими грубо-терригенными толщами в низах и преимущественно карбонатными отложениями открытого шельфа в верхах разреза. Основными органическими остатками в карбонатах являются строматолиты, изучение которых позволяет повысить надежность корреляции разрезов. Одним из мощных маркирующих горизонтов нижнего рифея на платформе являются доломиты калтасинской свиты. Достоверно устанавливаются источники сноса терригенного материала, расположенные преимущественно в западных румбах от рассматриваемого района. Эти источники — поднятия во внутренних частях Восточно-Европейского континента — оказались очень стабильными

и просуществовали в дальнейшем вплоть до позднего венда, когда на востоке в результате кадомского орогенеза возникли более высокие и интенсивно размываемые поднятия. Мощности нижнего рифея достигают местами, в приосевых частях Камско-Бельского авлакогена, гигантских величин в 10–12 км [Лозин, 1994; Романов, Ишерская, 1994; Маслов, Ишерская, 1998а].

При общей тенденции к увеличению мощностей нижнего рифея на платформе в сторону Урала, никакой принципиальной границы по фациям и мощностям между территориями Урала и смежной части Восточно-Европейской платформы в это время (как и в дальнейшем в течение всего рифея) не наблюдается. Более того, палео-фациальный анализ [Маслов, 1997; Маслов, Ишерская, 1998а] выявляет по ряду временных срезов наличие очень заметных фациальных границ северо-западного и даже субширотного направления. Это отражается и в стратиграфии бурзяния: существуют две стратиграфические схемы — одна для центральной части Башкирского антиклинория, а другая — для его северной части [Стратотип рифея, 1983]. В северной части — на северо-восточном плече Камско-Бельского авлакогена, где он граничит с Красноуфимским выступом — проявился навышский субщелочной вулканизм рифтового типа [Краснобаев и др., 1992 и др.] с абсолютным возрастом 1615 ± 60 млн лет (U–Pb метод), 1608 ± 30 млн лет (Rb–Sr метод). В осевой части авлакогена вулканы отсутствуют, а роль груботерригенных осадков уменьшается.

—"

Карбонатные отложения нижнего рифея в Башкирском антиклинории вмещают уникальные по запасам стратиформные месторождения сидеритов (Бакальская группа) и магнетитов (Саткинская группа и др.), а также Суранское гидротермальное флюоритовое месторождение. Как и во многих других случаях, процесс формирования месторождений обусловлен металлогенической специализацией рудовмещающих толщ, но является эпигенетическим и полихронным, будучи в большей или меньшей степени оторван по времени от возраста этих толщ [Анфимов, 1997; Крупенин, Эльмис, 1999].

Средний рифей

На рубеже раннего и среднего рифея (бурзяния и юрматиния) — 1350 млн лет и несколько ранее — территория Западного Урала и Приуралья испытала поднятия и эрозию. Поднятия не были чисто эпейрогеническими; отчасти они были связаны с начальными стадиями новой эпохи рифтогенеза, проявившейся на территории Южного Урала. С этой эпохой связано образование машакской контрастной базальт-липаритовой формации, датированной по цирконам в липаритах U–Pb методом (1348 ± 30 млн лет), а также Rb–Sr и K–Ar методами,

показавшими прекрасную сходимость результатов [Краснобаев и др., 1985; Парначев и др., 1986]. Вулканиды по химизму характерны для рифтовых зон [Ронкин и др., 1997г]; базальты имеют местами столбчатую отдельность, характерную для наземных излияний, и ассоциируют с конгломератами прибрежно-морского генезиса, перекрываясь более глубоководными бассейновыми осадками [Маслов, 1997]. Береговая линия в это время имела четко уральское простирание; с этого времени и до конца протерозоя уральские простирания фациальных зон начинают проявляться несколько более явно, хотя в целом остается справедливым замечание А. В. Маслова о том, что единых тенденций в распределении литофациальных зон рифея, сложенных проксимальными и дистальными фациями, в Башкирском антиклинории не наблюдается.

К этому же времени относится интрузивный магматизм, также носивший контрастный характер: образуются Бердяушский плутон гранитов рапакиви (1348 ± 13 млн лет Rb-Sr методом, по А. А. Краснобаеву и др. [1981]) и не получившая надежной изотопной датировки Кусинская интрузия расслоенных габбро.

С формированием машакской свиты началась новая трансгрессия, приведшая к формированию юрматинского седиментационного цикла. Конгломераты и кварцевые песчаники начала цикла последовательно вверх по разрезу сменяются алевролитами, слабоуглеродистыми глинистыми сланцами и карбонатами, местами со строматолитами и микропроблематикой, формировавшимися преимущественно в мелководных условиях открытого шельфа. Мощности юрматиния достигают максимальных значений 4 км в южной части Бельской впадины Предуральского краевого прогиба и несколько уменьшаются снова в Башкирском антиклинории; эта тенденция, проявившаяся в структуре рифейского прогиба в целом, отражается и на профиле УРСЕЙС-95, где рифейские отложения образуют отчетливый линзообразный раздув в западной части профиля, под Предуральским прогибом и Западно-Уральской зоной складчатости. Распределение мощностей среднего рифея на платформе указывает на то, что к концу этой эпохи Камско-Бельский авлакоген как протяженная структура С-З простирания прекращает свое существование, и западная граница распространения средне-рифейских отложений приобретает южноуральское направление [Лозин, 1994]. Впрочем, положение этой границы могло быть несколько модифицировано предвендской эрозией.

—"

Месторождения полезных ископаемых приурочены главным образом к верхней части юрматиния — существенно карбонатной авзянской свите, где сосредоточены стратиформные месторождения железа (Туканская, Авзянская группы), барита и полиметаллов (Кужинское, Аршинское). Большой интерес в последнее время вызывают черносланцевые толщи верхов машакской свиты — в связи с проявлениями золото-платиноидного

оруденения. С Кусинской расслоенной интрузией связаны месторождения титаномагнетитов.

Поздний рифей

Позднерифейская история рассматриваемого региона начинается после перерыва в осадконакоплении с образования груботерригенных толщ зильмердакской свиты, низы которой сложены субаркозовыми и кварцевыми песчано-гравийными толщами преимущественно аллювиального и аллювиально-дельтового генезиса, которые к востоку и вверх по разрезу сменяются прибрежно-морскими терригенными отложениями [Маслов, 1997]. Фациальная картина начала позднего рифея (каратавия) отвечает развитию морской трансгрессии в северо-восточном направлении; в дальнейшем каратавское время характеризуется в Башкирском антиклинории и в Приуралье развитием мелководного морского бассейна, в котором, в соответствии с изменением интенсивности привноса терригенного материала, кварцевые песчаники, алевролиты и глинистые сланцы дважды сменялись или частично замещались карбонатными отложениями со строматолитами и микропроблематикой. При всей изменчивости фациальных границ осадконакопление в целом было подчинено южноуральскому направлению, что подчеркивается северо-восточным простиранием изопакит, значения которых достигают 2,5 км на территории Предуральского прогиба. При этом, однако, считается, что именно в позднерифейское время на платформе образовался Серноводско-Абдулинский авлакоген субширотного простирания [Романов, Ишерская, 1994]. Отметим, что иного мнения придерживается В. И. Козлов, который выделяет в разрезах вышеупомянутого авлакогена нижнерифейские отложения.

Регрессия в конце рифея и в особенности предвендский размыв обусловили ограниченный характер развития отложений верхнего каратавия по сравнению с нижним: инзерская, миньярская, укская и криволукская свиты распространены только на Урале и не имеют возрастных аналогов в Приуралье, причем кварцито-сланцевая криволукская свита сохранилась от размыва (и то, видимо, частично) лишь в наиболее восточных районах Башкирского антиклинория. Более того, и катавская свита нижнего каратавия в некоторых западных разрезах Башкирского антиклинория (среднее течение р. Зилим) также отчасти размывта, что, впрочем, связывается не с площадной эрозией, а с наличием широкой эрозионной долины, в которую вложены отложения низов вендского разреза [Стратотип рифея, 1983]. В последнее время появились данные о глубоком предвендском размыве и в одном из более восточных районов (разрез у с. Кага на восточном борту антиклинория [Маслов, Крупенин, 1998]).

Рудообразование в осадочных толщах верхнего рифея и венда далеко не достигло тех масштабов, как в нижне-среднерифейских отложениях, что напрямую увязывается с большей степенью диагенетических изменений на

глубоких горизонтах рифейско-вендского осадочного бассейна [Анфимов, 1997].

Венд

Вендская система — наиболее «молодое» из стратиграфических подразделений этого ранга, установленных геологами. С момента ее выделения Б. С. Соколовым не прошло еще и 50 лет. Однако ее значение как переломной и в истории органического мира, и в палеогеографии, и в геодинамическом развитии Урала и смежных регионов трудно переоценить [Вендская система, 1985; Соколов, 1998].

Венд Урала [Стратиграфические..., 1993] разделен на два региональных стратона, — ашинский (верхний венд) и серебрянский (нижний венд). Верхняя граница венда оценивалась в 570 ± 20 млн лет, нижняя 650 ± 20 млн лет, граница между стратонами 620 ± 15 млн лет. Южноуральский венд характеризуется развитием эдиакарской биоты [Беккер, 1996].

В последние годы в международной стратиграфической шкале произошли изменения в сторону омоложения верхней границы докембрия: теперь она помещается на уровень 545 млн лет, хотя в состав кембрия включается немакит-далдынский горизонт, ранее относившийся к юдому (венду) [Gradstein, Ogg, 1996]. По другим данным [Odin, 1994 и др.] эта граница может находиться еще выше — на уровне 540 млн лет. Это позволяет по-новому оценивать определения абсолютного возраста в интервале 540–570 млн лет, раньше считавшиеся кембрийскими.

Вне зависимости от того, где проводится на Южном Урале граница нижнего и верхнего венда (в основании или в кровле бакеевской свиты и ее аналогов [Стратиграфические..., 1993; Чумаков, 1998; Вендская..., 1985; Маслов, Ишерская, 1998б]) наиболее важным рубежом вендской истории региона является время появления интенсивно размываемых поднятий на востоке. До этого момента разрезы венда (бакеевская, толпаровская и суировская свиты на западе, кургашлинская и аршинская свиты на востоке), представленные терригенными толщами, характеризуются: размывом и стратиграфическим несогласием, а местами и глубоким локальным эрозийным врезом в основании; кварцевым составом песчаников (как и в большей части разрезов рифея); наличием тиллитовидных конгломератов, первично представлявших собой дистальные марино-гляциальные отложения лапландского уровня [Чумаков, 1998], а на востоке — к тому же еще и присутствием аршинских субщелочных базальтоидов рифтового типа [Парначев, Козлов, 1979]. Для этого уровня венда, как и для верхней половины каратавия, характерно отсутствие возрастных аналогов на платформе, в это время испытывавшей значительные поднятия. Эти поднятия и вышеупомянутые врезы А. В. Маслов и М. Т. Крупенин [1998] предположительно связывают с крупным падением уровня мирового океана в лапландскую (варангерскую) гляциоэру. Допускают они

и альтернативное объяснение: поднятия земной коры как следствие рифтогенеза [Иванов, 1987]. Первое объяснение нам кажется более конструктивным, так как оно увязывает такие события как оледенение, появление тиллитоподобных конгломератов, образование широких эрозийных долин в условиях резкого понижения базиса эрозии. В то же время, появление на западном склоне Урала субщелочных базальтоидов и других специфических магматических пород, датированных ранним вендом [Карпухина и др., 1999; Голдин и др., 1999], указывает на проявление рифтогенеза, так что оба фактора могли действовать совместно, хотя и не однонаправленно. В любом случае, однако, несмотря на специфические черты эпохи, эти ранневендские события еще ложатся в тектонический контекст предыдущих, рифейских этапов развития. Иначе обстоит дело с вышележащими толщами венда.

Начиная с байкибашевско-урюкского времени [Маслов, Ишерская, 1998б], начинается трансгрессия, и область осадконакопления распространяется далеко на запад, причем осадки, мощности которых обычно не превышают здесь 1–1,5 км [Лозин, 1994], впервые образуют платформенный чехол, в целом довольно равномерно утолщающийся в сторону Урала; структуры типа авлакогенов для этого этапа уже не характерны. На сейсмопрофилях хорошо заметно угловое несогласие между вендом и подстилающими разновозрастными горизонтами рифея; угол очень невелик, однако сам факт наличия этого контакта типа эрозионно-трансгрессивного налегания подчеркивает существенный характер структурной перестройки на этом рубеже. Другой важнейшей особенностью этого этапа является образование устойчивой, высоко поднятой, расчлененной и быстро размывавшейся восточной суши, поставившей терригенный (включая гравийно-галечный) материал в морской бассейн, находившийся на территории западной части Башкирского антиклинория, Предуральского краевого прогиба и края Восточно-Европейской платформы. Западный источник сноса также существует, однако он играет подчиненную роль и на Урале не ощущается. В начале рассматриваемого этапа формируются преимущественно аркозовые толщи, характер источника которых еще предстоит выяснить с применением аналитических методов. В дальнейшем же преобладают граувакковые толщи, в обломочном материале которых отмечается значительное присутствие обломков метаморфизованных пород рифейского разреза.

Вышеописанный рубеж вендской истории, хорошо изученный на Южном Урале, не менее четко выявляется и на Среднем, где выделены две серии: нижневендская серебрянская, характерной чертой которой является кварцевый состав песчаников, присутствие тиллитовидных конгломератов, субщелочных и щелочных базальтоидов и их туфов на нескольких уровнях, и верхневендская сълвицкая, в песчаниках которой вверх по разрезу нарастает полимиктовость и резко меняется состав минералов

тяжелой фракции, указывающий на смену источника сноса с западного на восточный [Аблизин и др., 1982].

—"

С ранневендскими рифтовыми магматическими формациями Среднего Урала связываются месторождения хромитов (Сарановское), титаномагнетитов (Юбрьш-кинское) и ряд непромышленных, но перспективных проявлений минерализации.

—"

Итак, постараемся кратко суммировать рифейско-ранневендскую историю бассейна под углом зрения геодинамики. Высказывается точка зрения, что земная кора под ним растягивалась и утоньшалась в течение 1 млрд лет [Русин, 1998]. Однако реальная картина выглядит иначе. В рифее толщи, с полным основанием могущие рассматриваться как рифтогенные молассоиды, образование которых сопровождается вулканизмом, расположены лишь на двух уровнях — айском и машакском. С некоторой условностью к ним можно

отнести зильмердакскую свиту, хотя ее образование не сопровождается рифтовым вулканизмом. С рифтовым эпизодом может связываться образование аршинских вулканитов раннего венда и их возрастных аналогов на Среднем Урале. И все. Остальное время происходило спокойное накопление кварцито-сланцевых и карбонатных толщ мелководного шельфового бассейна, ничем не напоминающих формации зон активного рифтогенеза. Таким образом, пассивное развитие глубокого седиментационного бассейна лишь прерывается (и обеспечивается благодаря эпизодам растяжения) пароксизмами рифтогенеза, длительность которых, как ни трудно ее оценить, очень далека от названной А. И. Русиным цифры.

Поздневендское время, отвечающее орогенической эпохе, можно оценить примерно в 50 млн лет [Стратиграфические..., 1993]. Геодинамика этого промежутка времени, соизмеримого с орогеническими эпохами фанерозоя, требует специального рассмотрения.

Геодинамика территории западного склона Урала в конце протерозоя

Мнения исследователей по поводу геодинамического характера поздневендского этапа развития западного Урала и Приуралья далеки от единодушия. До последнего времени как в отечественной, так и зарубежной литературе преобладали представления о байкальском возрасте позднепротерозойского орогена Урала [Шатский, 1963]. Вместе с тем, значительное распространение получила и другая точка зрения [Иванов, 1987] о том, что в позднепротерозойской истории Урала вообще не было складчато-орогенических движений, а все события этого времени могут быть описаны как проявления рифтогенеза.

Автор данного обзора отстаивает представления, в той или иной мере отличающиеся от вышеуказанных. Полностью соглашаясь с тем, что в конце позднего протерозоя на Урале действительно проявились складчато-орогенические процессы, автор неоднократно обращал внимание на то обстоятельство, что эти процессы не могут коррелироваться с байкальскими *sensu stricto*, и наоборот, прекрасно совпадают по времени с кадомскими [Puchkov, 1988, Пучков, 1997в]. Появившиеся в последнее время новые данные позволяют не только уточнить возраст протерозойского орогена на Урале, но и внести определенные коррективы в глобальные реставрации континентов для поздневендско-раннекембрийского времени [Puchkov, 1998]. См. также дискуссию [Русин, 1998 — Пучков, 1999].

Не давая здесь всестороннего анализа вопроса на всеуральском материале (что отчасти сделано в цитированных более ранних работах автора), отметим, что аргументами в пользу поздневендского орогенеза в пределах Башкирского антиклинория являются следующие факты:

1. Наличие угловых несогласий между ордовиком и верхним протерозоем. Несогласия регионально распространены в восточной части Башкирского антиклинория, где ордовик ложится на различные по возрасту отложения — от ранневендских до низов среднего рифея [Пучков, 1997а]. Расчеты мощностей удаленных эрозией отложений, а также разница в метаморфизме подстилающих и перекрывающих толщ позволяют предполагать, что глубина эрозии могла местами превышать 10 км.

2. Существование резкого азимутального несогласия в простираниях структур доуралид и наложенных на них уралид на Северном, Приполярном и Полярном Урале (рис. 11).

3. Наличие в доордовикском, поздневендском антиклинории по крайней мере двух систем складчатости, одна из которых принадлежит позднекембрийскому орогену. Это подтверждается исследованиями, проведенными независимо рядом квалифицированных геологов-структурщиков [Perez-Estaun et al., 1997; Bauer et al., 1999].

4. Присутствие на западной периферии Башкирского антиклинория мощной верхневендской терригенной толщи, которая издавна характеризовалась как моласса [Шатский, 1963; Беккер, 1968]. Литологические исследования последнего времени подтверждают это [Willner et al., in print]. Следует лишь уточнить, что по мнению автора молассой может быть названа не вся ашинская серия, а только ее большая, верхняя часть (басинская, куккараукская и зиганская свиты), характеризующаяся полимиктовым, граувакковым составом (с некоторой условностью к молассе можно отнести и существенно аркозовую урюкскую свиту, поскольку в ее образовании принимал

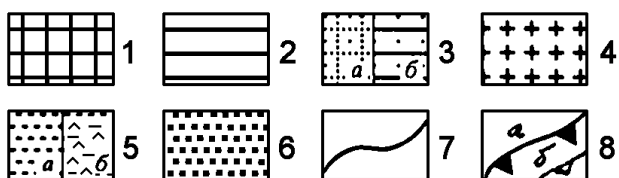
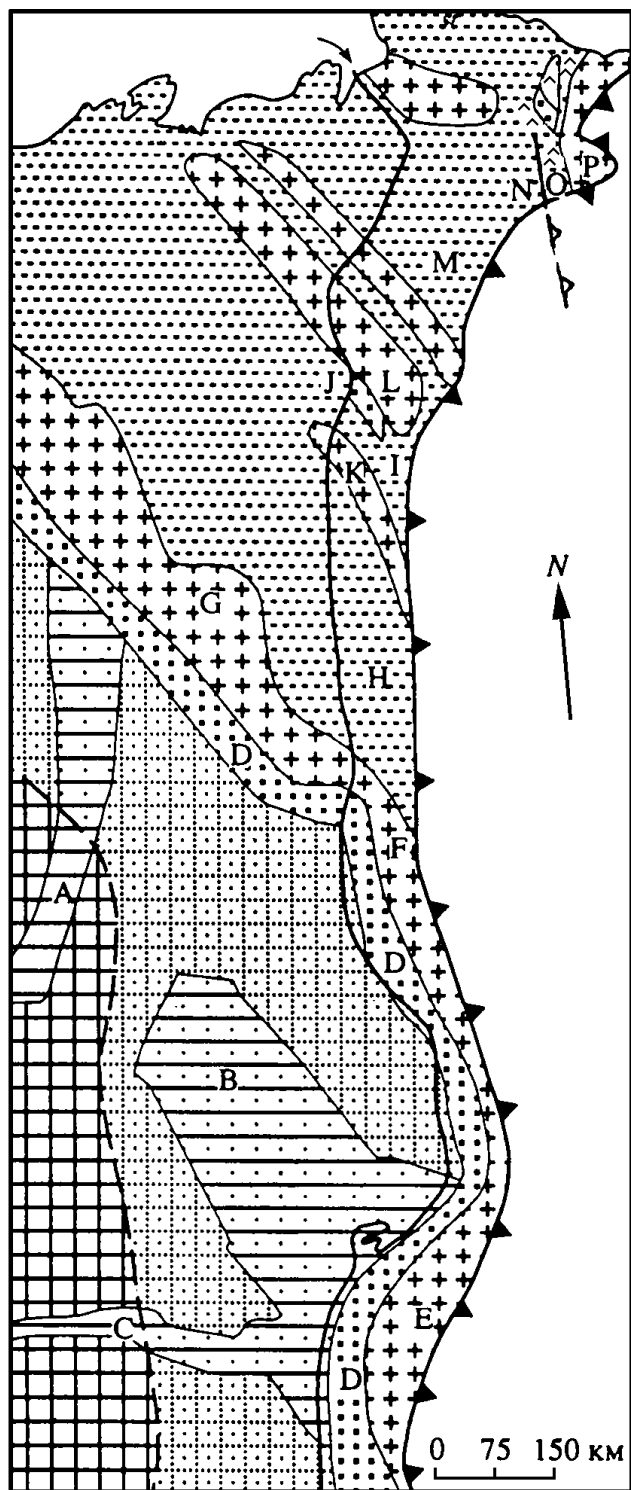


Рис. 11. Схема тектонической зональности доуралид

участие восточный источник сноса); в бакеевской и ниже лежащих свитах еще преобладает нехарактерная для молассы кварцевая компонента, а минералы тяжелой фракции примерно те же, что и в рифейских терригенных отложениях. Резкое изменение состава терригенных пород происходит в позднем венде [Willner et al., in print; Аблизин и др., 1982 и др.]. Наличие в куккараукской свите гальки метаморфизованных терригенных и карбонатных пород, базитов, гранитов, красных яшмоидов указывает на то, что источником сноса для нее был вышеуказанный поздневендский антиклинорий. Резко меняются состав и тонкие особенности минералов тяжелой фракции. Присутствие в молассе высокобарических слюд — фенгитов прямо указывает на Белорецкое поднятие как на один из источников сноса [Алексеев, Алексеева, 1999; Willner et al., in print]. В качестве источников сноса офиолиты и островодужные вулканиты практически не ощущаются; это может указывать на то, что обломочный материал поставлялся экстернидами орогена — как это характерно и для пермской молассы уралид. Восточная часть орогена, наиболее насыщенная гранитами и возможно включавшая пластины офиолитов, в настоящее время не обнажена (ушла в виде террейна или перекрыта палеозойскими надвигами).

5. Складчатость, эрозия, образование молассы в краевом прогибе коррелируются в позднем венде с последними стадиями формирования Белорецкого метаморфического комплекса, в составе которого присутствуют амфиболиты и эклогиты. Согласно К–Аг датировкам гранитов и метаморфических сланцев [Ленных, 1966; Горожанин, устное сообщение], возраст основной фазы метаморфизма находится в интервале 510–635 млн лет. По Аг–Аг датировкам [Matte et al., 1993, Glasmacher et al., 1999b] время остывания метаморфических комплексов основной фазы колеблется в интервале 597–542 млн лет. Вместе с тем, Аг–Аг возраст роговой обманки из амфиболитовой «рубашки» эклогитов Белорецкого комплекса составил 720 млн лет. По данным стендового доклада Б. Кобера на заседании комиссии ЕВРОПРОБА (Мюнхен, 1999),

1 – относительно поднятые архейско-протерозойские блоки; 2 – рифейские авлакогены; 3 – архейско-протерозойские блоки (а) и авлакогены (б), перекрытые вендским платформенным чехлом; 4–6 – доуралиды: 4 – антиклинории; 5 – синклинории с рифтовым вулканизмом (а) и субдукционным вулканизмом (б); 6 – предгорный прогиб и межгорные впадины; 7 – западная граница Уральского складчатого пояса: 8а – Главный Уральский разлом; 8б – Манюкюкская вендская сутура. Буквы на схеме: А, В, С – рифейские авлакогены (Кажимский, Камско-Бельский и Серноводско-Абдулинский соответственно); D – Предгорный прогиб; Е, F, G – краевые антиклинории на территории Южного, Среднего Урала и Тимана соответственно; К, L, P – внутренние антиклинории (Маньхамбовский, Колвинско-Хобеизский и Марункеу-Харбейский соответственно); Н, I, М, О – внутренние синклинории (Вишера-Ильчи-Чикшинский, Денисовско-Саблинский, Лемью-Хорейверский и Оченырдынский соответственно; J – Лаптопайский межгорный прогиб; N – Манюкюкская сутура.

возраст ядра циркона из Ахмеровского массива гранитов равен 1350 млн лет, а оболочки — 940 млн лет (Pb–Pb метод по единичным зернам). Таким образом, эти граниты метаморфизованы (по устному сообщению А. А. Алексеева, в них присутствует и метаморфогенный гранат). Эти данные, а также результаты структурных исследований, установивших в Белорецком комплексе три последовательных фазы доордовикских деформаций [Baue et al., 1999], ставят под большое сомнение правомерность существующей стратиграфической схемы рифейских толщ Белорецкого комплекса и позволяют предположительно рассматривать его в качестве террейна с его особой, пока слабо расшифрованной историей, аккрецировавшего к краю континента во время поздневендского орогенеза или смещенного вдоль этого края по крупноамплитудному сдвигу [Glasmacher et al., 1999a].

—"

Итак, весь комплекс геологических и геохимических данных позволяет уверенно говорить о проявлении поздневендской фазы (эпохи) складчатости и орогенеза на Урале в интервале 620–540 млн лет. Сравнение этих данных с материалами по геологии Центральной и Западной Европы [Puchkov, 1988; Le Corre et al., 1991; Linnemann et al., 1998] позволяет коррелировать образованные в результате этой фазы складчатости структуры доуралид с кадомидами. Напротив, традиционная корреляция их с байкалидами не выдерживает критики: в Прибайкалье в поздневендское время не было орогенических процессов, а осадки представлены известняками и эвапоритами [Вендская система, 1985]. Автор присоединяется к исследователям [Gibshner et al., 1999], которые говорят о протяженной (850–450 млн лет) байкальской *эре* тектогенеза, включающей целый ряд *эпох* (в том числе кадомскую).

Новые данные по геологии более северных районов Урала не только подтверждают эту точку зрения, высказывавшуюся нами и раньше, но и более уверенно позволяют говорить о наличии на Полярном Урале рифейских офиолитов, вовлеченных в поздневендскую складчатость [Душин, 1997; Gee, Pease, 1997].

Новые данные по геологии Тимана также подтверждают кадомский возраст складчатых структур его фундамента; существенным, в частности, является определение абсолютного возраста гранитов на восточном фланге Тимана в интервале 550–565 млн лет [Белякова и др., 1997; Оловянишников, 1998]. Краевой антиклинорий и краевой прогиб кадомид, выявляемые в пределах

Башкирского палеозойского антиклинория, находят свои аналоги на Тимане. Вызывают, правда, некоторое недоумение представления В. Г. Оловянишникова о том, что фундамент Тимано-Печорского бассейна состоит из многочисленных террейнов (не расшифровывается, что из себя представляют эти террейны: микроконтиненты или просто сближенные блоки). Впрочем, по поводу фундамента современного Печоро-Колвинского авлакогена прямо говорится что это (позднерифейский) «палеоокеан с развитием океанической коры». Заметим, что предположение о наличии офиолитовой сутуры северо-западного простирания под указанным авлакогеном могло бы быть проверено на Урале, куда эта сutura должна проследиваться. Однако автору такие данные неизвестны.

Не исключено, что кадомиды развиты на значительных пространствах Баренцева моря; в пользу этого говорит тот факт, что на Шпицбергене описаны предсреднеордовикские складчатые деформации и глаукофансланцевый метаморфизм [Ohta et al., 1986]. В литературе упоминаются также сведения о наличии предордовикского углового несогласия на о-ве Медвежий [Хаин, 1998]. Сведения о вендском тектогенезе на Шпицбергене, традиционно коррелировавшемся с байкальским, приводились и раньше [Красильщиков, 1973].

Для понимания структурных связей доуралид весьма важны новые данные по геологии Таймыра, — в частности, изотопные данные о развитии там позднерифейских офиолитов и проявлении поздневендского (573–626 млн лет) метаморфизма [Vernikovskiy, 1997].

Еще большее значение имеют глобальные реконструкции континентов для конца протерозоя, приведшие к идее о существовании одностороннего кадомского орогена на периферии Гондваны [McKerrow, 1994; Erdtmann, 1996]. Согласно новейшим палеомагнитным построениям [Torsvik et al., 1996], Восточно-Европейский и Сибирский континенты располагались в южном полушарии, напротив кадомской Перигондваны, но на изрядном расстоянии от нее. Вместе с тем, Палеоурал, Палеотаймыр и Перигондванские кадомиды располагались, согласно этим же данным, на очень близких широтах. Имея в виду, что палеомагнитные данные не позволяют однозначно определить палеодолготу, можно откорректировать реконструкцию [Torsvik et al., 1996] таким образом, что Палеоурал, Палеотаймыр и Перигондванские кадомиды образуют компактный, более крупный ороген в составе следующего после Родинии суперконтинента Вендия или Пантерра (см. рис. 25).

Рифей и венд восточного склона Урала

Достоверность самого факта наличия связанных разрезов рифейских и вендских отложений на восточном склоне Южного и Среднего Урала требует на наш взгляд дальнейшего обоснования, хотя в Стратиграфических схемах Урала [1993] даны схемы стратиграфии рифея и венда для Верхотурско-Салдинского, Мурзинско-

Адуйского, Сысертского, Ильменогорского, Кочкарского, Карталинского, Зауральского, Восточно-Мугоджарского, Орь-Илецкого и Поимского районов. Развитие докембрийских толщ в первом районе, как уже отмечалось, ставится под серьезное сомнение благодаря находкам палеозойской фауны — позднеордовикско-силурийских

конодонтов в истоковской серии и буксинской свите, считавшихся протерозойскими [Петров и др., 1999; Petrov, Friberg, 1999]. Присутствие докембрия в Мурзинско-Адуйском районе подтверждается изотопными датировками [Краснобаев и др., 1998б] и может характеризовать одноименный микроконтинент. Третий и четвертый районы расположены в Сысертско-Ильменогорском подъятии и относятся к одноименному микроконтиненту, а остальные, кроме двух последних, предположительно характеризуют фундамент Восточно-Мугоджарского палеозойского микроконтинента (два последних района находятся на продолжении антиформы Урал-Тау, и в них, как и в самом Урал-Тау, была найдена палеозойская фауна: конодонты, хитинозои).

В Зауральской зоне (среднее течение р. Уй, истоки рек Тогузак и Аят) к нижнему рифею отнесена, в частности, городищенская свита (зеленые сланцы, порфиритоиды, амфиболиты и мраморизованные известняки с микрофитолитами, графитисто-кремнистыми сланцами, порфиритоидами, известняками со строматолитами, залегающая, как предполагается [Евлентьев, Гауэр, 1981; Стратиграфические..., 1993], на нижнепротерозойской мариновской гнейсо-амфиболитовой свите (мариинский террейн, по А. А. Краснобаеву и др. [1998б]). К среднему рифею отнесена алексеевская свита, представленная кварцитами, углисто-кремнистыми, кремнистыми сланцами, порфиритоидами, прослоями известняков со строматолитами. Верхний рифей представлен известняками арчаглинской свиты, с комплексом микрофитоцитов; к венду же отнесена тогузак-аятская свита песчаников (в том числе кварцевых и аркозовых), алевролитов и сланцев, с микрофоссилиями, *Sabellitides* (скелетными *Metazoa*) и *Laminarites* (водорослями). Однако находки в апокремнистых (?) кварцитах алексеевской свиты радиоларий плохой сохранности, а в тогузак-аятской свите ордовикских водорослей [Иванов и др., 1987, 1992; Иванов, 1989] сильно «подмочили» репутацию этого разреза и требуют его ревизии.

В Восточных Мугоджарах отложения нижнего рифея не выделяются, однако здесь имеются надежные среднерифейские изотопные датировки. Мугоджарская серия, представленная гнейсами и кристаллическими сланцами, получила надежную изохронную датировку 1165 ± 72 млн лет (средний рифей), отвечающую времени формирования метаморфического комплекса [Краснобаев и др., 1997, 1998б]. Возраст отнесенных к нижнему–среднему рифею мамбеткульской и мильсайской свит Восточных Мугоджар, представленных метаморфическими породами — графитистыми кварцитами и ортосланцами [Стратиграфические..., 1993], — ничем не подтвержден. Не содержит органических остатков и перекрывающая их шебектинская свита полимиктовых и аркозовых песчаников и сланцев, хотя ей приписывались находки фауны, ошибочно определенные как кембрийские [Абдулин, 1973]. На самом деле она перекрывается фаунистически охарактеризованными известняками

ордовика [Пелевин, Пучков, 1989 и др.], контакт с ними нигде не обнажен и ее вендский возраст может быть принят в качестве одного из вариантов. Впрочем, высказывается и иная точка зрения: о постепенном переходе от ордовикских известняков вниз по разрезу к шебектинской свите, и в этом случае она должна считаться ордовикской [Павлов, 1988].

В Карталинском районе отнесение к рифею мощной серии метаморфических толщ, представленных слюдитыми и амфиболовыми сланцами, мраморами, графитистыми кварцитами, микрокварцитами, не имеет даже такого слабого обоснования как находки микрофоссилий, не говоря уже об изотопных датировках. То же можно сказать о благодатской толще, отнесенной к среднему рифею в Кочкарском районе. Вышележащие свиты, рассматриваемые здесь как верхнерифейско-вендские, представлены слюдитыми сланцами, плагиосланцами, и кварцитами, часто графитистыми, метабазальтами и мраморами и охарактеризованы лишь очень бедным комплексом микрофоссилий. Имеются не вполне достоверные сведения о том, что цирконы из плагиосланцев средней части разреза имеют возраст в пределах 785–920 млн лет, а из гранитов, рвущих эти толщи — 580–950 млн лет ([Сначев, Муркин, 1989] со ссылкой на устное сообщение Б. К. Львова). По-видимому, речь идет об определениях, сделанных термоизохронным методом; они могут расцениваться лишь как предварительные, хотя и игнорировать их нельзя.

В Ильменогорской зоне, с которой по характеру разрезов во многом сходна и Сысертская, к отложениям среднего рифея отнесена сайтовская серия, мощностью свыше 2000 м, содержащая микрофоссилии. Породы этой серии метаморфизованы в амфиболитовой фации, и их первичный характер может быть восстановлен лишь приблизительно. По-видимому, в серии преобладали кварциты, сланцы, в том числе углеродистые и фосфоритсодержащие, возможно кремнистые), известняки, эффузивы основного и среднего состава; толщи серии ассоциируют с межпластовыми телами и протрузиями серпентинитов, зачастую имеющих сложную метаморфическую историю. В настоящее время накопилось достаточно много аргументов к рассмотрению Сысертско-Ильменогорской структуры в качестве серии разновозрастных, совместно метаморфизованных и деформированных тектонических пластин [Пучков, 1996а; Краснобаев и др., 1998а; Шатагин и др., 2000]. Верхний рифей не выделяется, а к нижнему венду отнесена кундравинская толща кварцитов, ортосланцев и мраморов — также с микрофоссилиями.

Отнесение всех вышеописанных толщ к протерозою далеко не бесспорно; в частности, имеются данные о палеозойском возрасте кундравинской толщи [Турбанов и др., 1986; Пучков, Иванов, 1987а]. К тому же и к микрофоссилиям, как мы уже имели возможность убедиться, надо относиться осторожно: в истории изучения южноуральского докембрия и до находки конодонтов в сайтовской свите имелся наглядный пример, когда

в метаморфизованных отложениях, охарактеризованных якобы протерозойскими микрофоссилиями, были найдены граптолиты и конодонты [Иванов, Пучков, Бабенко, 1990a]. Тем не менее изотопные данные и датировки, полученные в последнее время по Сысертско-Ильменогорскому поднятию, позволяют предполагать здесь существование, наряду с селянкинским континентальным, также и комплексов, близких по геохимии к океаническим и островодужным [Краснобаев и др., 1978; Раевский, 1986; Бушляков и др., 1994; Бушляков, Баженов, 1999; Шатагин и др., 2000], и испытавших интенсивные метаморфические изменения в вендскую и палеозойскую эпохи [Ронкин и др., 1993]. U–Pb возраста цирконов, полученные из шумихинской и ильменогорской серий Сысертско-Ильменогорского поднятия, составляют, соответственно, 576 ± 65 и 643 ± 46 млн лет [Краснобаев и др., 1998a]. Эти данные снова напоминают нам о поставленной в ряде работ [Офиолиты Южного Урала, 1985; Раевский, 1986; Щербаков, 1998 и др.], но не решенной пока путем прямых доказательных геологических наблюдений проблеме докембрийских офиолитов на Южном Урале. Эти и другие новые изотопные данные позволяют также обсудить и вопрос о возможном проявлении кадомской складчатости и возрасте континентальной коры на востоке Урала. Материалы по геологии Восточно-Уральской зоны (см. ниже) показывают, что в палеозойское время она проявляла себя как микроконтинент, на котором уже в ордовике формировались эпиконтинентальные рифтовые вулканиты и шельфовые осадки. В частности, присутствие здесь ордовикских кварцитов требует предположения о том, что источником сноса для них должен был быть обширный, невысоко поднятый блок континентальной коры, подвергавшийся выветриванию. В то же время, предварительные данные по Sr–Nd изотопии [Шатагин и др., 1998] говорят о том, что «Nd-модельные возрасты уральских гранитоидов (зона Главного Уральского глубинного разлома, Ильменогорский блок и Восточно-Уральское поднятие) укладываются в диапазон 0,75–0,85 млрд лет, модельный возраст Нижне-Санарского массива составляет 1 млрд лет». Ю. Л. Ронкин и др. [1997a] говорят о наличии в Сысертском комплексе U–Pb данных по четырем монофракциям цирконов 575 ± 75 млн лет и приводят полученный ими спектр Sm–Nd модельных датировок: 1033, 807, 600 и 564 млн лет. Большой интерес представляют также значения I_{Sr} , полученные для орогенных S-гранитов Главной гранитной оси Урала, проходящей в пределах Восточно-Уральского микроконтинента. Они колеблются в пределах 0,707–0,704, что значительно ниже типичных значений для этого класса пород [Горожанин, 1995]. Этот же автор отмечает, что по комплексам палеоокеанического сектора Южного Урала, в образовании которых вероятно участие зрелой земной коры (гранитоиды, кислые вулканиты и др.),

можно провести прямую, пересекающую линию эволюции однородного резервуара приблизительно около 500 млн лет [Горожанин, 1998].

—"

Итак, вышеприведенные данные, несмотря на их предварительный характер, говорят о многом: о невозможности сопоставления докембрийской континентальной коры восточных зон Урала с корой Восточно-Европейского континента, о ее преимущественно незрелом, базитовом характере, о краткости истории ее «рециклинга», то есть ее метаморфических и метасоматических преобразований. Если эти данные и в дальнейшем будут подтверждаться, останется очень небольшая возрастная вилка, в пределах которой можно поместить время формирования континентальной коры восточных микроконтинентов. В этом случае кадомский возраст заключительной (аккреционной) фазы формирования континентальной коры Восточно-Мугоджарского и Ильменогорско-Сысертского блоков становится весьма правдоподобным, несмотря на наличие в ней более древних — среднерифейских и дорифейских — блоков. Эти блоки могли быть вовлечены в кадомскую аккрецию, орогенез и метаморфизм, о чем свидетельствуют, в частности, данные А. А. Краснобаева и др. [1995] по U–Pb возрасту цирконов из гнейсов челябинского комплекса, где получены две значимые цифры: 1928 ± 146 млн лет (верхнее пересечение с конкордией) и 531 ± 28 млн лет (нижнее). Приблизительно такова же цифра нижнего пересечения и для Самарского блока.

Следует при этом иметь в виду, что между Башкирским антиклинорием и Сысертско-Ильменогорским поднятием находится зона палеозойского офиолитового меланжа ГУР — то, что, вероятно, осталось от разделявшего их океанического бассейна. От предполагаемых выходов верхнепротерозойских толщ Восточно-Уральского поднятия (Восточно-Мугоджарского микроконтинента) Башкирский антиклинорий отделен еще и широкой полосой энсиматических (эпиокеанических) образований Магнитогорской зоны.

Палеомагнитные исследования ордовика указывают на значительную разницу в палеоширотах между Восточно-Европейским континентом (включавшим территорию Башкирского антиклинория) и Восточно-Мугоджарским микроконтинентом [Свяжина и др., 1998]. Поэтому поиск непосредственных, «коротких» структурных связей между названными областями на конец протерозоя — начало палеозоя может оказаться бесперспективным. Зато далеко небеспопеченным может оказаться предположение о принадлежности краевых структур Восточно-Европейского континента с одной стороны и микроконтинентов Восточно-Уральской мегазоны, с другой — к разным частям одной и той же обширной кадомской складчатой области.

Палеозой

Кембрийский период

События кембрия, далеко еще не до конца поняты, занимают в истории геологического развития Урала особое место. Океанскому спредингу, начавшемуся в пределах кадомской складчатой области в арениге [Формирование..., 1986] и приведшему к образованию Уральского палеоокеана, предшествовал позднекембрийско-тремадокский рифтогенез, оставивший след в виде осадочных и вулканогенных формаций соответствующего возраста и состава, грабеноподобных структур основания осадочного чехла Западного склона Урала и в конфигурации Главного Уральского разлома. Этот вопрос был достаточно разработан (см. ниже). В то же время довольно загадочным остается вопрос о нижнем кембрии, известном на Урале в двух местах: в Сакмарской зоне и в Троицком районе (на р. Санарке).

Наибольшим распространением толщи, относимые к нижнему кембрию, пользуются в Сакмарской зоне — к северу от широтного течения р. Урал. Массивные известняки с фауной археоциат известны здесь с начала 30-х годов, после работ Н. К. Разумовского и др. С тех пор и до настоящего времени конкурируют два основных варианта интерпретации их положения в разрезе: они рассматриваются либо как отторженцы древних пород в более молодых породах, либо как рифы и биогермы, залегающие *in situ* в вулканогенно-осадочных отложениях, характер которых нигде больше не повторяется в палеозойском разрезе. Последняя точка зрения нашла отражение в материалах IV Уральского стратиграфического совещания и в легендах крупномасштабных геологических карт Сакмарской зоны [Стратиграфические..., 1993]. По В. Т. Тищенко, в нижнем кембрии выделяются две свиты: нижняя, тереклинская, преимущественно терригенного состава, с подчиненными прослоями туффигов и базальтов и телами рифогенных известняков, мощностью 200–700 м, и верхняя, медногорская, преимущественно вулканогенная, представленная базальтами, лаво- и туфобрекчиями, кремнистыми сланцами, туфами, туфопесчаниками, также телами рифогенных известняков, мощностью 400–1000 м. Известняки содержат археоциаты и водоросли, позволяющие датировать их в интервале атдабанского–тойонского веков раннего кембрия. Базальты характеризуются высокими и ультравысокими содержаниями окисей титана, фосфора и марганца, высокой железистостью, и несмотря на малые содержания K_2O , по-видимому, подвергшегося выносу, по сумме щелочей и другим параметрам могут рассматриваться как субщелочные [Серавкин, Родичева, 1990].

По наблюдениям автора, во всех случаях, где отчетливо наблюдаются взаимоотношения между телами известняков и вмещающих пород (песчаников, туфов),

неизменно устанавливается, что это олистолиты: об этом свидетельствуют шлейфы более мелких обломков, их сопровождающих, угловатость очертаний, отсутствие закономерной внутренней зональности и др. Да и вообще появление «рифов» *in situ* внутри слоев песчаников или туфов было бы в высшей степени странным, так как для образования биогермных построек требуется чистая вода, свободная от терригенной взвеси. Что же касается «линз» известняков в лавах, то они несомненно имеют характер ксенолитов, отторженных во время излияний.

Описываемые вулканогенно-осадочные толщи, довольно слабо измененные, лежат на докембрийских породах, отличающихся заметно более высоким метаморфизмом (это различные кристаллические сланцы, обнажающиеся в ряде мест под кембрием и вскрытые бурением в районе дер. Псянчино, где, по данным В. Т. Тищенко, они перекрываются конглобрекчиями тереклинской свиты, мощностью порядка 100 м).

У нас нет оснований ставить под серьезное сомнение литологическую последовательность в разрезах указанных свит, установленную главным образом на основании картирования; однако мы считаем, что водоросли и археоциаты, содержащиеся в глыбах известняков, указывают лишь на нижний возрастной предел этих толщ. Для решения этого спорного вопроса необходимо было сосредоточить внимание на поисках фауны в породах матрикса. До недавнего времени эти поиски не приводили к успеху, если не считать редкие находки беззамковых брахиопод и неопределимые обломки трилобитов. В 1991 г. в районе карьеров у железнодорожного разъезда Рысаево в пласте кремнистых алевролитов, согласно покрывающих базальты, в толще, относимой В. Т. Тищенко к нижнему кембрию, нами были собраны многочисленные конодонты, среди которых В. А. Наседкиной определен *Proneotodus tenuis* (Müller), характерный для верхнего кембрия. Правда, в последнее время толща, о которой идет речь, закартирована как девонская олистострома, а кембрийский возраст конодонтов в указанной точке подвергается некоторому, пока что слабо обоснованному, сомнению [Рязанцев и др., 2000]. Вопрос о неверной датировке «нижнекембрийских» толщ этим с повестки дня не снимается. Так, Е. В. Чибриковой и В. А. Олли [1999] приведены данные о находках тремадокских акритарх в терригенном матриксе тереклинской свиты. Таким образом, имеются достаточные основания для того, чтобы высказать предположение о позднекембрийско(?)-тремадокском возрасте толщ, содержащих кембрийские олистолиты, олистоплаки и ксенолиты. Этот вывод делает более понятным и тектоническое значение этих толщ, определяя для них место в ряду рифтовых комплексов, образованием которых непосредственно предваряется

формирование в раннем ордовике Уральского палеоокеана. Подобного рода олистостромы, содержащие олистолиты только одного литологического типа, мы называем олигомиктовыми, и связываем не с шарьированием, как это обычно принято, а с заложением и развитием пассивной континентальной окраины (подробнее см. в разделе «Девонский период» главы 2).

В случае такой интерпретации нижнекембрийские известняки Сакмарской зоны можно рассматривать как свидетельство былого существования зачаточного, рудиментарного платформенного чехла, возникшего на кадомском складчатом основании и практически уничтоженного эрозией в результате последовавших поднятий, сопровождавших кембрийско-раннеордовикский рифтогенез. Та же интерпретация предлагается нами и для кембрийских известняков, описанных Н. Ф. Мамаевым [Мамаев, Черменинова, 1973] и многими другими в Восточно-Уральской зоне, на р. Санарке. Блоки известняков развиты там в сильно тектонизированном терригенном матриксе, возраст которого неизвестен.

Есть мнение [Родионов, Радченко, 1988] о наличии кембрийских отложений в суваянском комплексе хр. Урал-Тау, основанное на сообщении о находке позднекембрийских конодонтов. Я видел эти органические остатки, высказал сомнение в том, что это вообще конодонты, и предложил передать их специалисту по кембрийским конодонтам, но насколько мне известно, этого сделано не было. Поэтому к данному сообщению надо относиться предельно осторожно.

Есть на Урале еще одна дискуссионная «кембрийская» проблема, связанная с выделением хмелевского горизонта в основании раннепалеозойского трансгрессивного цикла в Сакмарской зоне. В решении этого вопроса исследователи разделились на две группы. В. Г. Варганов, В. А. Наседкина, Н. Я. Анцыгин и др. являются сторонниками позднекембрийского возраста выделяемого ими хмелевского горизонта, тогда как В. Г. Кориневский оспаривает правильность этого выделения. В последнее время, основываясь преимущественно на определениях спор растений к последней точке зрения присоединилась Е. В. Чибрикова. Однако решение этой

проблемы, при всей ее важности, в меньшей степени, по сравнению с первой, влияет на решение геодинамических вопросов.

—"

Итак, рассмотрение проблемы кембрийских отложений на Южном Урале приводит нас к убеждению в том, что мы имеем дело с олистостромами позднекембрийско-тремадокского, а частично, может быть, и более молодого возраста, содержащими олистолиты раннекембрийских известняков. Ассоциация этих олистостромов с субщелочными эффузивами и кремнистыми породами, а также отсутствие мелководной фауны в осадочных прослоях эффузивной толщи и в матриксе олистостромов приводит к выводу, что эти толщи возникли в связи с быстрым образованием рифта, имевшего крутые ограничения и глубокий осевой прогиб, в который и сползли блоки мелководных известняков платформенного шельфа. Рифтогенез сопровождался специфическим базальтоидным вулканизмом.

Присутствие по сути дела однотипных олистостромов и на окраине Восточно-Европейского континента, и на Восточно-Мугоджарском микроконтиненте говорит в пользу принадлежности этих структур одной структурно-палеогеографической провинции. Совсем необязательно предполагать, что до рифтогенеза Восточно-Мугоджарский блок располагался точно напротив южноуральского сектора будущей континентальной окраины, но в свете всего вышесказанного вполне вероятно, что он является осколком внутренней части кадомской складчатой области, возникшей в период распада суперконтинента Родиния.

Вообще же следует заметить, что описанные случаи не уникальны: толщи с олистоплаками нижнекембрийских известняков и базальты с ксенолитами аналогичных пород хорошо известны во многих местах Южного Тянь-Шаня (хребты Букан-Тау, Тамды-Тау, Алай и др.), и описаны в ряде работ [Ахмеджанов и др., 1979; Биске, 1987]. Они наблюдались автором в Кызыл-Кумах на восточной и западной окраинах хр. Тамды-Тау. Проблема там та же: несовпадение возраста олистолитов и матрикса, ксенолитов и вулканитов.

Ордовикский период

Основным тектоническим процессом, подчинившим себе осадконакопление и магматизм на Южном Урале в течение позднего кембрия и всего ордовика, был эпиконтинентальный рифтогенез, быстро переросший в океанический спрединг.

Мысль о том, что на западном склоне Урала широким распространением пользуются раннепалеозойские рифтогенные формации, высказывалась уже давно [Пучков, 1968, 1974, 1975; Голдин, Пучков, 1974а, б, 1978]. В дальнейшем она была поддержана в целом ряде работ, и вплоть до настоящего времени развивается многими

исследователями [Руженцев, 1976; Тектоника Урала, 1977; Формирование..., 1986; Иванов, 1987; Пучков, 1979а; Перфильев, 1979; Ключина, 1985; Дембовский и др., 1990; Петров, Пучков, 1994; Савельева и др., 1998; Иванов, 1998в, Голдин, Калинин, Пучков, 1999 и другие]. Обычно принято считать, что заложению Палеоуральского океана предшествовало формирование эпиконтинентального рифта в конце кембрия – начале ордовика. Рифт характеризовался развитием разнотермного базальтоидного магматизма и формированием грубо-терригенных толщ, отличавшихся очень нестабильными

мощностями. В дальнейшем процесс привел к разрыву континентальной коры и океаническому спредингу. Таким образом, на западном Урале эпиконтинентальные рифтогенные формации должны были принадлежать флангу активной рифтовой системы, образуя зону, более или менее параллельную контуру возникшей затем пассивной континентальной окраины. Восточный континентальный фланг этой системы после начала спрединга испытал весьма крупномасштабные горизонтальные перемещения и маловероятно, что именно его мы видим сейчас в восточных зонах Урала, хотя и там рифтовые комплексы присутствуют. Вполне возможно, что его реликты следует искать на восточной (в современных координатах) окраине Сибирского континента, на которой начиная с ордовика длительное время развивались шельфовые и батинальные фации [Puchkov, 1996].

Согласно Стратиграфическим схемам [1993], районирование Урала для ордовика включает лишь 5 структурно-фациальных зон (с запада на восток): Бельско-Елецкую, Сакмаро-Лемвинскую, Магнитогорско-Щучьинскую, Восточно-Уральскую и Зауральскую. С таким делением можно в принципе согласиться, однако границы между ними должны быть уточнены; соответственно меняются и названия, данные здесь применительно к Южному и Среднему Уралу (рис. 12, 13). Главная же проблема заключается в том, что эти схемы до сих пор традиционно не учитывали искажения, внесенные в первичную палеогеографическую картину крупными горизонтальными перемещениями. Поэтому в пределах структурно-фациальных зон в случае необходимости должны выделяться более дробные единицы — сложные аллохтонные структуры (синформы, антиформы, зоны меланжа), и в свою очередь в пределах сложных аллохтонов — структурно-фациальные комплексы или типы разрезов, отвечающие индивидуальным тектоническим покровам, в тех случаях, когда их расположение обуславливает заметное нарушение первичной тектонической зональности. Такой подход позволяет автору достаточно гибко относиться к выделению элементов структурно-фациальной зональности рассматриваемого региона и к названиям, даваемым этим элементам.

Бельская зона

Вышесказанные замечания по поводу тектонически нарушенной фациальной зональности не относятся к осадкам данной зоны, поскольку тектонические смещения и деформации их относительно невелики. Ордовик, развитый на восточной и южной периферии Башкирского антиклинория, представлен отложениями мелководного шельфа, с преобладанием терригенных пород, имевших обширный и слабо расчлененный западный источник сноса: песчаниками, преимущественно кварцевыми, алевролитами и глинистыми сланцами, обычно с прослоями доломитов и с конгломератами и гравелитами, иногда красноцветными, в основании. Присутствие доломитов

объясняется тем, что «осадки формировались либо в полуизолированных опресненных лагунах, либо водоемах с повышенными концентрациями солей магния» [Маслов и др., 1998]. В пользу первично-осадочного происхождения доломитов говорит, на наш взгляд, практически полное отсутствие в них замещенной фауны: она располагается обычно в карбонатных песчаниках и сильно выщелочена. Доломиты на севере района отсутствуют. Мощности меняются незакономерно, обычно от 10 до нескольких десятков метров, но в Юрюзанской мульде, возможно, превышают 1000 м. Фауна представлена брахиоподами, криноидеями, трилобитами, очень редко конодонтами и граптолитами. Толща датирована в пределах лландейло – ашгилий. Нижнеордовикские и лланвирнские осадки здесь неизвестны [Краузе, Маслов, 1961; Стратиграфические..., 1993]. В Приуралье ордовикские отложения развиты лишь в полосе, параллельной долине р. Урал — в окрестностях г. Оренбурга, к югу и к востоку от него (Оренбургские, Приуральские и др. скважины). Здесь терригенные отложения, редко с прослоями известняков, содержащие фауну граптолитов, остракод, пелиципод и датированные все же преимущественно по акритархам как ранний – средний ордовик [Чибрикова, Олли, 1993; Геологическое..., 1997], выполняют грабенообразный прогиб С–З простирания [Лукиных, Беляев, 1998] и относятся, по-видимому, к фациям более открытого шельфа, чем отложения Ю–В периферии Башкирского антиклинория. В направлении к северному краю прогиба отложения приобретают красноцветность. Восточнее, в Предуральском прогибе, одной из скважин вскрыт верхний ордовик, представленный известняками и датированный трилобитами (устное сообщение А. В. Ярошенко). Переходов ни между описанными шельфовыми фациями, ни от них к более восточным, батинальным фациям не наблюдается, как в силу условий обнаженности, так и (на Урале) из-за крупных тектонических сближений.

Севернее, в пределах Среднего Урала, разрез начинается с нижнего ордовика. Мощные (1000–3000 м) грабеновые и шельфовые отложения ордовика, представленные в низах преимущественно конгломератами и кварцевыми песчаниками с прослоями эффузивов (козинская и колпаковская свиты), а выше, после значительного стратиграфического перерыва, сменяющиеся переслаиванием кварцито-песчаников, филлитовидных и слюдястых сланцев, мраморизованных известняков, с прослоями туфов основного состава и лав базальтов и трахибазальтов, с конгломератами в основании, сохранились в узкой полосе, приближенной к ГУР, — преимущественно в Верхнесергинском районе Уфимского амфитеатра и в Пальничнинско-Тылайском районе. Западнее, в Улс-Велсовской синклинали, разрез ордовика имеет значительно меньшую мощность (порядка 350 м); породы, представленные переслаиванием известняков и доломитов, с прослоями известковистых кварцевых песчаников, алевролитов и аргиллитов, с конгломератами в основании почти не метаморфизованы и значительно

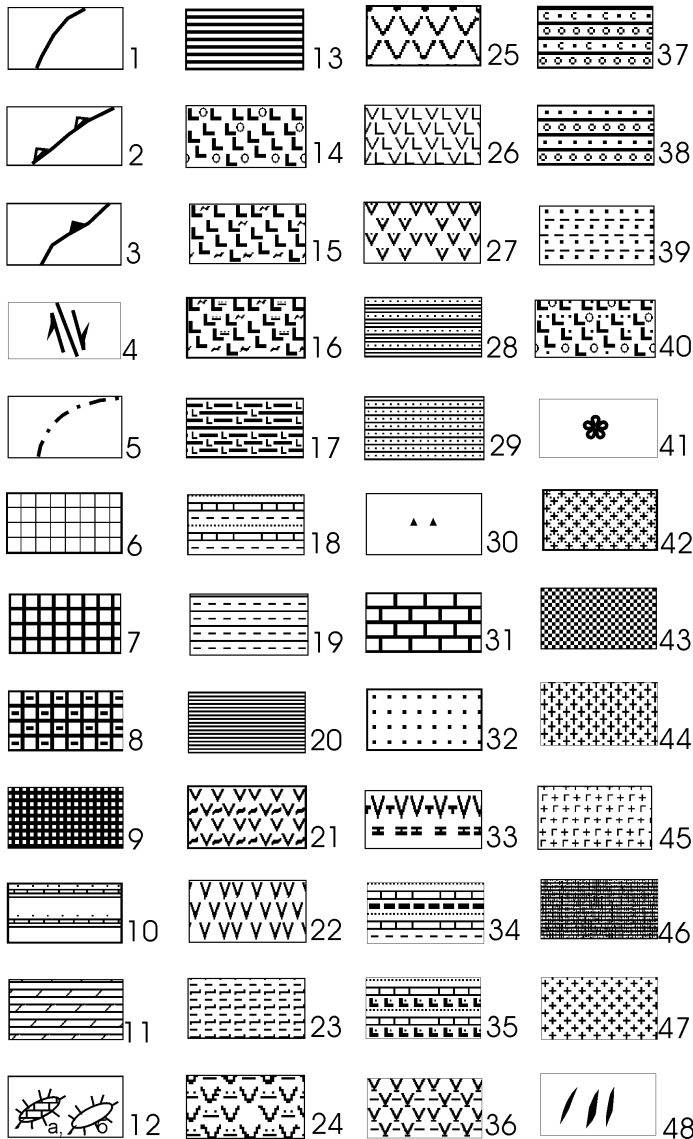


Рис. 12. Условные обозначения к схемам структурно-фациальной зональности Южного и южной части Среднего Урала (рис. 13–16 и 19–24)

1–3 – границы тектонически сближенных структурно-фациальных зон и подзон (крупные надвиги и шарьяжи): 1 – без указания направления сближения, 2, 3 – с указанием направления сближения, 2 – пассивные в настоящий момент, 3 – активные в настоящий момент; 4 – сдвиги; 5 – западная граница Западно-Уральской зоны складчатости; 6–9 – поднятия: 6 – обширные, малой интенсивности, 7 – протяженные, высокой интенсивности, 8 – то же, но к концу этапа подвергшиеся полной эрозии и сменившиеся кратковременной морской трансгрессией, 9 – цепочечные, высокой интенсивности; 10–12 – осадки чехла пассивной окраины Восточно-Европейского континента: 10 – мелководный шельф и (в поздней перми) область аллювиального и лагунно-континентального осадконакопления в пределах Восточно-Европейского континента, 11 – глубоководные прогибы с осадконакоплением доманикоидного типа в пределах Восточно-Европейского континента, 12 – барьерные рифы (а – под кунгурскими или более молодыми отложениями; б – под флишем); 13 – глубоководные батимальные осадки пассивной окраины Восточно-Европейского континента; 14 – рифтовые формации (субщелочные эффузивы в сочетании с континентальными и мелководными конгломератами и песчаниками); 15–27 – океанические, островодужные, микроконтинентальные осадочные и осадочно-вулканогенные комплексы и перекрывающий их чехол: 15 – базальты в переслаивании с глубоководными, существенно кремнистыми яшмоидными осадками океанического чехла, 16 – то же; вверх по разрезу сменяются кремнистыми туфотурбидитами, 17 – базальты в сочетании с глубоководными черносланцевыми отложениями, 18 – мелководные осадки чехла микроконтинента, 19 – мелководные и континентальные отложения чехла микроконтинента в сочетании с областями размыва, 20 – глубоководные конденсированные существенно кремнистые осадки микроконтинента (а для отдельных моментов развития флишевого прогиба – предфлишевая формация), 21 – нерасчлененные комплексы Тагильской

островной дуги: контрастные (преддуговые) и известково-щелочные (дуговые) эффузивы, их туфы, яшмоиды и другие ассоциирующие осадочные породы, 22 – эмско-верхнедевонские нерасчлененные островодужные комплексы, 23–26 – комплексы Магнитогорской островной дуги, расчлененные на фациальные группы: 23 – конденсированные кремнисто-терригенные разрезы, перекрывающие контрастную баймак-бурибайскую формацию, 24 – туфотурбидиты (улутауская формация), перекрывающие вулканы ирендыкской последовательно дифференцированной и карамальташской контрастной формаций, 25 – живетско-франские известково-щелочные вулканы, образованные вблизи вулканической оси дуги и перекрывающие карамальташскую формацию, 26 – офиолиты задугового спрединга, сменившиеся вверх по разрезу формациями тылового склона островной дуги, 27 – шошониты и другие субщелочные и щелочные комплексы поздней стадии развития Магнитогорской островной дуги; 28–30 – формации флишевого прогиба: 28 – флиш, перекрывающий предфлиш, 29 – флиш, 30 – олистостромы; 31–35 – формации над отмершей островной дугой или ее пассивной частью: 31 – мелководные известняки, 32 – песчаники с прослоями мелководных известняков, 33 – известково-щелочные вулканы, переслаивающиеся с известняками и принадлежащие более молодой островной дуге, 34 – конгломераты, песчаники, алевролиты, часто угленосные, сменяющиеся известняками, 35 – рифтовые субщелочные контрастные вулканы в сочетании с терригенно-вулканогенными толщами, сменяющиеся известняками вверх по разрезу; 36 – надсубдукционные известково-щелочные вулканы, в сочетании с терригенно-вулканогенными толщами и известняками, принадлежащие активной окраине континента; 37–39 – молассы: 37 – лагунно-прибрежно-морские красноцветные грубообломочные отложения в сочетании с эвапоритами, 38 – лагунно-континентальные и пролювиальные грубообломочные отложения, 39 – терригенные лагунно-континентальные, аллювиальные и озерные отложения, сероцветные угленосные или красноцветные, с редкими прослоями пород прибрежно-морского генезиса; 40 – базальты и изредка риолиты трапповой формации, в сочетании с континентальными угленосными аллювиальными и озерными отложениями; 41 – лампроиты (вне масштаба); 42–48 – интрузивные формации и комплексы: 42 – Ильмено-Вишневогорская щелочная, 43 – Платиноносный, 44 – гранит-тоналитовая, 45 – габбро-гранитная, 46 – габбро-монзонитовая, 47 – гранитная, 48 – активно развивающиеся соляные купола (гребни).

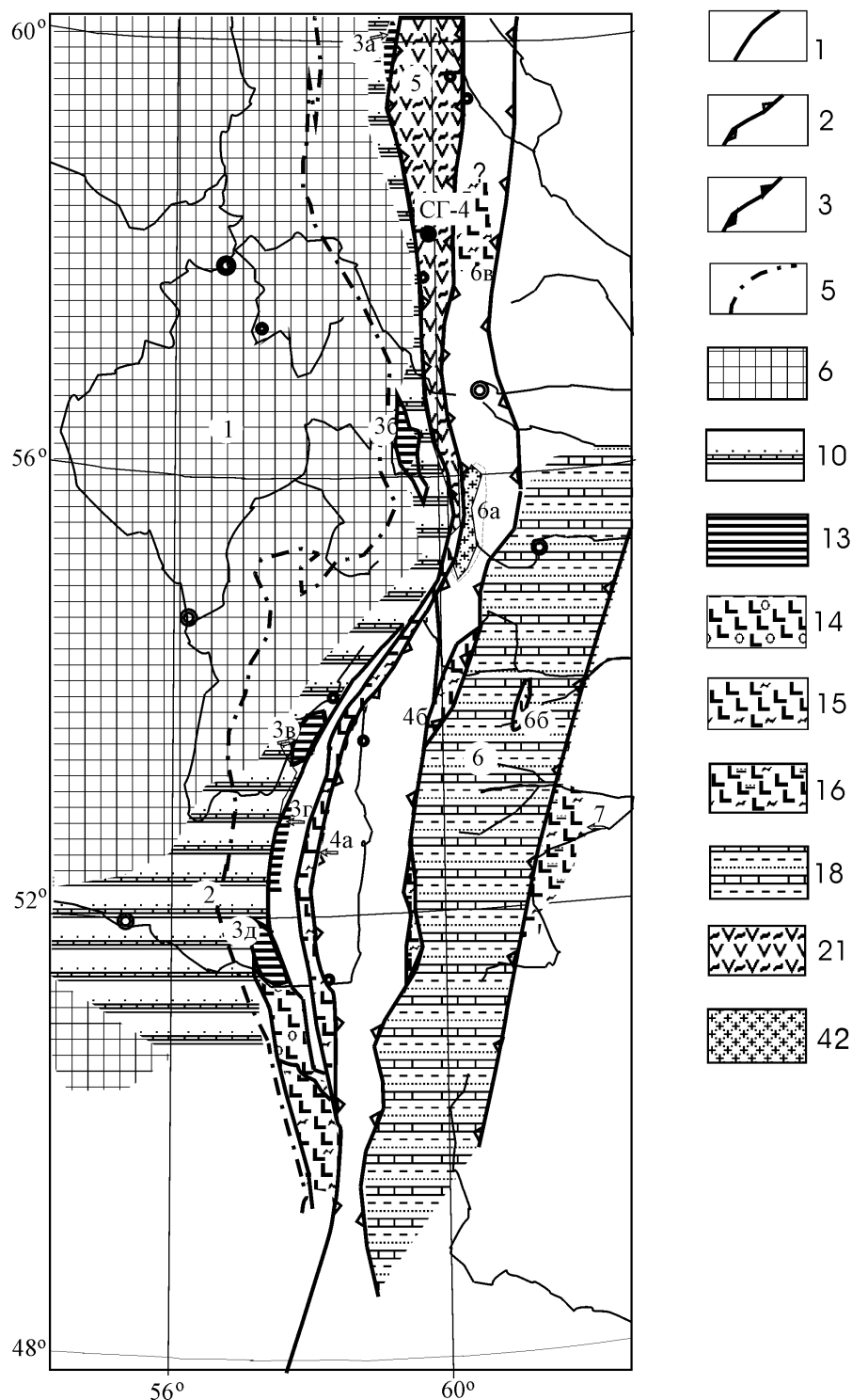


Рис. 13. Схема структурно-фациальной зональности юга Урала для ордовика

1 – область отсутствия ордовикских отложений; 2 – Бельская зона; 3 – Сакмаро-Кракинская зона (3а – Польинская подзона, 3б – Бардымский аллохтон, 3в – Кракинский аллохтон, 3г – Уралтауская антиформа, 3д – Сакмарский аллохтон); 4 – Магнитогорская зона: 4а – Вознесенско-Присакмарская подзона, 4б – Восточная подзона (Сухтелинский аллохтон); 5 – Тагильская зона; СГ-4 – Уральская сверхглубокая скважина; 6 – Восточно-Уральская зона (6а – Ильмено-Вишневогорский щелочной комплекс, 6б – Варненский аллохтон, 6в – Салдинский террейн); 7 – Денисовская зона. См. также рис. 12.

лучше охарактеризованы фауной. Здесь они выделяются в промысловую серию, расчлененную на слои, по которым названы горизонты региональной стратиграфической схемы [Варганов и др., 1973; Ключина, 1985; Стратиграфические..., 1993; Анцыгин, 1998]. Находки фауны трилобитов и брахиопод в основании разреза позволяют говорить о начале ордовикского трансгрессивного цикла в этом районе Урала в лландейльско-карадокское время, то есть примерно как и на Башкирском Урале.

Сакмаро-Кракинская зона

Отложения, которые можно отнести к этой зоне, на Южном Урале развиты в Кракинском и Сакмарском аллохтонах, принадлежащих Зилаирской синформе, и в западном крыле Уралтауской антиформы (часть суваянского комплекса). На Среднем Урале они известны в Бардымском аллохтоне. Здесь мы рассматриваем также и Польинскую подзону.

Польинская подзона развита на Приполярном и Северном Урале и протягивается до границы со Средним, возможно проходя в его северную часть, но весь фактический материал находится за северной границей рассматриваемого района. Тем не менее, мы приводим здесь ее характеристику как очень важную для понимания палеогеодинамики региона.

По мнению составителей Стратиграфических схем [1993] вулканы Тагильской зоны, описанные ниже (в частности, шемурская свита) согласно залегают на мощной (до 5 км) серии преимущественно осадочных пород, которая в свою очередь перекрывает более древние толщи Центрально-Уральской зоны. Серия начинается кварцито-песчаниками и конгломератами, переходящими в вулканогенно-осадочную толщу (саранхапнерская свита), которая в свою очередь сменяется переслаиванием

кварцито-песчаников, различных сланцев, в том числе углеродистых (хомасьинская свита) и венчается пере-слаиванием графитисто-сланцевых микрокварцевых сланцев, графитистых кварцитов и серицитовых сланцев, содержащих граптолиты ордовика (польинская свита).

Этот принципиальный вопрос решался нами на Приполярном Урале, в области развития стратотипов вышеуказанной серии. Было показано [Карстен, Пучков, 1987; Карстен, Пучков, Заславская, 1989], а впоследствии подтверждено и в более южных районах [Петров, Пучков, 1994], что область развития этой энсиалической серии всегда отделена от офиолитов Тагильской зоны серпентинитовым меланжем ГУР, а в самой серии присутствуют не только ордовикские, но и более молодые органические остатки. По-видимому, это аналоги батинальных, лемвинских фаций, и к Тагильской зоне они прямого отношения не имеют. С кварцитами нижней, саранхапнерской свиты ассоциирует комплекс диабазовых даек. По своему составу они занимают промежуточное положение между океаническими и континентальными базальтами и могут интерпретироваться как преокеанические, образование которых в рифте на утоняющейся континентальной коре непосредственно предшествовало возникновению океанической впадины [Петров, Пучков, 1994]

В пределах Бардымского аллохтона ордовик установлен в Нижнесергинской пластине, в составе нижнесергинской свиты, объем которой был нами уточнен [Пучков, Иванов, 1982б]. Ордовик представлен вулканическими туфами, базальтами, глинистыми сланцами, известковистыми песчаниками, известняками, с разнообразной мелководной фауной карадока. Вулканизм связан с рифтовым эпизодом, сопровождавшим раскрытие Палеоуральского океана и заложение пассивной континентальной окраины.

В Кракинском аллохтоне ордовикские отложения принимают участие в строении нижней, подкракинской тектонической пластины, к которой, как показано в последнее время [Пучков, 1995 и др.], наряду с ордовикскими также принадлежат очень глубоководные, совершенно лишенные карбонатных прослоев отложения силура и девона. Ордовик представлен кварцитами, алевролитами, глинистыми сланцами и кремнями; в низах разреза, датированных тремадокскими и аренигскими граптолитами, хитинозоями, отмечаются пачки осадочных конглобрекций, мощностью до 20 м. В более высоких горизонтах кремней имеются находки конодонтов, датирующих толщу в интервалах арениг–поздний ордовик [Пучков, 1995; Якупов и др., 1998; Иванов, 1998б]. Мощность ордовика весьма ориентировочно оценивается в 1000 м. А. В. Ключихин [1960] отмечает в некоторых разрезах наличие базальтоидов; однако до сих пор геохимия вулкаников неизвестна и их ордовикский возраст строго не доказан; наоборот, В. А. Маслов и др. [1998], Р. Р. Якупов и др. [1998], ссылаясь на неопубликованные данные геологов-съемщиков, склонны относить их к девону.

Породы вышеописанного типа разреза перекрыты офиолитами, представленными в виде серпентинитового меланжа, на котором залегают гипербазиты Кракинских массивов, принадлежащие лерцолитовому типу [Савельева и др., 1998]. Глыбы в меланже представлены, кроме пород меланократового основания, также толеитовыми базальтами [Серавкин, Родичева, 1990; Вулканизм..., 1992] и известково-щелочными магматическими породами (андезито-базальты, андезиты дациты, тоналиты, диориты и др., по L. Gaggero et al. [1997]) и кремнями, отличающимися по внешнему облику от кремней подкракинского разреза. В меланже отмечаются редкие глыбы известняков силурийского и девонского возраста, указывающие на верхний предел возраста офиолитов (силур), однако поиски конодонтов в кремнях не проводились, и находки ордовика в этом типе дезинтегрированного разреза в будущем совершенно нельзя исключить.

В Уралтауской антиформе, на ее западном крыле, к ордовику обычно относятся кварцевые песчаники, алевролиты и сланцы, охарактеризованные находками ордовикских мшанок и брахиопод ордовикского облика в двух точках, расположенных к востоку от с. Зилаир [Родионов, Радченко, 1988]. Предполагалось, что на р. Суваняк можно видеть основание свиты, базальные конгломераты которой залегают на терригенных толщах протерозойского суванякского комплекса. Позже было показано [Пучков, 1979б], что конгломераты эти — межформационные, а угловое несогласие отсутствует. Единственное указание на находку протерозойских органических остатков относится к прослою конгломератов на руч. Баракал (с. Новоображенское). Эта точка была осмотрена нами вместе с К. С. Ивановым. Из карбонатной гальки конгломератов были получены ордовикские конодонты. Ранее здесь же был найден отпечаток брахиоподы широкого возрастного диапазона [Родионов, Радченко, 1988]. Эти и другие факты, о которых уже упоминалось раньше [Захаров, Пучков, 1994 и др.] ставят вопрос о палеозойском возрасте всего суванякского комплекса и о более широком, чем предполагалось, развитии ордовикских толщ в его пределах.

Как было сказано выше, в Сакмарском аллохтоне к рифтовым комплексам нами предположительно относятся олистостромы с кембрийскими известняками и ассоциирующие с ними вулканиды, объединяемые И. Б. Серавкиным и З. И. Родичевой [1990] в медногорский трахибазальтовый комплекс.

Со значительно большей уверенностью можно говорить о том, что к комплексам подобного же типа принадлежат кембрийско(?)–тремадокская кидрясовская и тремадокско-нижнеаренигская куагашская свиты Сакмарского аллохтона, возможно не связанные в едином разрезе и отвечающие разным частям формирующегося палеобассейна [Руженцев, 1976; Иванов, Пучков, 1984б и др.]. Как показывают литолого-формационные исследования, эти толщи, датированные брахиоподами, трилобитами, конодонтами и представлен-

ные преимущественно груботерригенными осадками — продуктами размыва пород сиалического ряда — содержат потоки трахибазальтов, прослои туфов липаритов, известняков, яшм. Отмечается фациальная пестрота, непостоянство мощностей и гранулометрии отложений, что подтверждает принадлежность их к «грабеновым фациям» [Формации..., 1978]. По сравнению с вышеописанными олистостромами и вулканитами, содержащими блоки кембрийских известняков, эти толщи тяготеют преимущественно к более южным районам Сакмарской зоны и могут образовывать с ними латеральный ряд.

Среди более молодых отложений ордовика намечается два типа разрезов, хорошо различимых к северу от широтного течения р. Урал: кремнисто-алевропелитовый батиаальный (сакмарский) и вулканогенный преокеанический (сугралинский), по-видимому, отвечающие двум тектоническим пластинам, причем вулканогенный ассоциирует с серпентинитами, занимая более высокое, преимущественно приосевое положение в структуре Сакмарской синформы.

Первый, *сакмарский тип разреза*, кремнисто-алевропелитовый, представлен прежде всего отложениями кураганской свиты арениг-лландейльского возраста [Иванов, Пучков, 1984б; Артюшкова и др., 1991 и др.], датированной по находкам трилобитов, граптолитов и конодонтов. Свита, мощностью, по данным разных авторов, 200–450 м или более 500 м, представлена преимущественно глинистыми сланцами, алевролитами и туффитами серо-зеленого и вишневого цвета, что сближает ее по внешнему облику с грубеинской свитой Лемвинской зоны Полярного Урала. Отмечаются прослои кремнистых сланцев, песчаников и известняков. Литофациальные исследования [Формации..., 1978] показывают, что эти отложения «характеризуют довольно глубоководный бассейн с хорошо выраженным западным склоном, где среди глинистых осадков временами отлагались сносимые с платформы аркозовые и кварцевые пески (флюксотурбидиты)». Наблюдения на правом берегу р. Урал в широтном течении (окрестности ст. Блява, с. Кидрясово и руч. Письменка и др.) позволяют предполагать, что здесь кидрясовская свита скорее всего сменяется кураганской вверх по разрезу. В свою очередь, последняя перекрывается кремнями письменской толщи с конодонтами среднего – позднего ордовика [Пучков и др., 1990б]. Таким образом, начиная с аренига наблюдается углубление бассейна и формирование батиаальной зоны окраины континента, просуществовавшей затем до позднего девона включительно.

Возможно, что к этому типу разреза принадлежат ашгильские трахиандезит-трахитовые вулканиты в составе обломочной толщи на руч. Торангул у с. Ленинское, описанные В. Г. Кориневским [1980] как локальное проявление субплатформенного магматизма. Впрочем, фауна была найдена в обломках известняков, и не исключен более молодой возраст толщи.

В латеральном ряду с описываемыми толщами находятся комплексы, принадлежащие к разрезам второго типа (сугралинского).

Сугралинский тип разреза, вулканогенный, представлен вулканитами основного состава с прослоями и пачками сургучно-красных яшмоидов, кремнистых аргиллитов, песчаников и туфопесчаников (акайская свита или часть сугралинской, баулуская свита, байтерекская толща), мощностью порядка 1000 м. Акайские вулканиты датированы конодонтами среднеордовикского возраста [Иванов, Пучков, 1984б], или по другим данным, в интервале поздний арениг – карадок [Кориневский, 1989]. По химизму они отнесены преимущественно к толеитам, причем подушечные лавы базальтов и дайки, пространственно связанные с Кемпирсайским габбро-гипербазитовым массивом, характеризуются кривыми распределения РЗЭ, типичными для СОХ [Савельева и др., 1998]. В более северной области, на левобережье р. Урал, отмечается наличие высокотитанистых трахибазальтов, также отнесенных к акайской свите [Иванов, 1998в]. Развитая еще севернее, в бассейне р. Сакмары, баулуская свита базальтов с прослоями кремнистых пород датируется в интервале арениг – карадок [Артюшкова и др., 1991] и по химизму относится к субщелочным оливин-базальтовым сериям [Серавкин, Родичева, 1990]. Непосредственных взаимоотношений этих вулканитов с собственно рифтогенными, грабеновыми фациями достоверно не установлено. По ассоциации с кремнями, содержащими лишь остатки пелагической фауны, и отсутствию карбонатных прослоев, можно предположить, что это уже щелевые комплексы коры глубоководной впадины, близкой по строению к океанической. В. Г. Кориневский же [1989] прямо относит их к офиолитам.

Нами [Иванов, Пучков, 1984б] намечался еще и *третий тип разрезов*, — туфогенный (косистекский), однако основная часть туфогенных разрезов косистекской и губерлинской свит, считавшихся ордовикскими, была переведена нами в девон на основании находок конодонтов, для части же показано, что они не имеют отношения к губерлинской свите [Пучков, Иванов, 1985а; Иванов, Пучков, 1988; см. также дискуссию: Кориневский, 1987 — Иванов, Пучков, 1988]. Принадлежность же к ним ордовикских образований подкрепляется материалом лишь одного разреза, по руч. Косагач (приток р. Терекла на левобережье р. Урал), где положение точки с находкой фауны не дает полной уверенности в ордовикском возрасте всей толщи. Это, к сожалению, слишком мало для выделения даже свиты, а тем более — особого типа разреза в ордовике и для определения его палеотектонического значения. Такое же мнение высказывали О. В. Артюшкова и др. [1991]. Ни губерлинская, ни косистекская свиты не включены в Стратиграфические схемы [1993] как ордовикские. Что же касается девона, то по-видимому, такой тип разреза в нем надо выделять, так как для этого имеется достаточно полное палеонтологическое обоснование.

Магнитогорская зона

Ордовикские отложения установлены в двух узких подзонах по периферии Магнитогорской синформы: на западе — в Вознесенско-Присакмарском серпентинитовом меланже Главного Уральского разлома, а на востоке — в Восточно-Магнитогорской полосе развития меланжей и в тесно связанной с ней Сухтелинской синформе.

В западной, *Вознесенско-Присакмарской подзоне*, тесно связанной с Сакмарским аллохтоном, ордовикские отложения, представленные базальтами с прослоями кремней, доказаны в районе сс. Поляковка (поляковская свита) и Байгускарово. Возраст поляковской свиты, мощность которой оценивается в 1500 м, определяется по находкам конодонтов как арениг–средний ордовик [Иванов, Пучков и др., 1989]; в глыбе кремней из перекрывающих эту толщу нижнедевонских конглобрекций найдены раннекарадокские конодонты [Борисенок и др., 1998]. В районе с. Байгускарово аналогичная толща, мощностью 600 м, датируется по конодонтам как лландейло – карадок [Артюшкова, Маслов, 1999].

Толщи эти похожи на те, что развиты в сугралинском типе разреза Сакмарского аллохтона, что неудивительно: Сакмаро-Вознесенский меланж является, по-видимому, корневой зоной как Сакмарского, так и Кракинского аллохтонов [см. также Формации..., 1978, рис. 1]. У исследователей нет единого мнения по поводу формационной принадлежности этих вулканитов и, в частности, наиболее изученной поляковской свиты. Так, С.Е. Знаменский [1994] объединяет породы поляковской свиты в два комплекса: «западный (возможно, нижний), базальты которого по петрохимическим параметрам соответствуют характеристикам толеитов континентальных рифтов или стратоидной серии Афара, и восточный (верхний?), объединяющий базальты, близкие по составу к вулканикам осевой зоны Красноморского рифта». К близким выводам приходят и другие исследователи [Вулканизм..., 1992; Салихов, Бабуров, 1999]. В то же время, высказывается и иная точка зрения — о том, что геохимические характеристики поляковских базальтов близки к базальтам СОХ, и лишь несколько отличаются от них низким содержанием TiO_2 и высоким Rb и Ba [Gaggero et al., 1997]. Последнее слово в этой дискуссии не сказано; возможно, что причина разногласий — в особенностях отбора и недостаточной представительности материала. Так, П. Спадеа (устное сообщение) утверждает, что в случае поляковской свиты базальты имеют геохимические характеристики СОХ, а субщелочными являются более свежие дайки и силлы, из которых обычно и отбирались образцы на анализы.

Все же, оценивая проблему в целом, автор готов допустить с определенными оговорками, что и та, и другая точки зрения имеют под собой почву. Недаром А. М. Косарев [1997] отнес ордовикско-силурийские базальты Южного Урала к особому, субокеаническому типу,

выделяя среди них целый ряд разновидностей. При этом возникает парадоксальная ситуация: по петрологическим признакам значительная часть вулканитов близка к базальтам внутриконтинентальных рифтов, тогда как палеогеографические признаки говорят в пользу обстановки глубоководного морского бассейна. В связи с этим можно высказать предположение, что такие базальты принадлежат к особым, «щелевым» офиолитам на самой ранней стадии их возникновения; их образование обусловлено плавлением на разных глубинах, в том числе на большой глубине, в неистощенной мантии. Не исключено, что им и аналогичным более южным ордовикским базальтам (см. выше) комплементарны южноуральские слабо деплетированные массивы лерцолитового типа (такие как Крака, Нурали, Миндяк), связанные с той же корневой Сакмаро-Вознесенской зоной меланжа, хотя и существует весьма распространенное мнение, что массивы подобного рода в принципе лишены коровых комплексов, присущих «классическим» офиолитам [Савельева и др., 1998]. Поскольку и массивы, и пластины вулканитов буквально обволакиваются серпентинитовым матриксом, получить прямые доказательства или опровержения данного тезиса очень трудно: надо найти хотя бы фрагменты переходных разрезов в наиболее крупных блоках мегамеланжа. Ближе всего к этой цели подводят данные по Миндякскому массиву [Савельева и др., 1998], где комплекс параллельных даек непосредственно примыкает с востока к верлит-пироксенитовой и гарцбургитовой частям разреза.

Часто в литературе можно встретить утверждение, что настоящие офиолиты СОХ плохо представлены в складчатых областях. Для Урала это, по-видимому, также справедливо, что видно из целого ряда уже цитированных публикаций; отметим в этой связи также информацию по значениям I_S вулканитов палеоокеанического сектора Урала: «в комплексах, относимых к океанической стадии, практически не получено значений I_R , характерных для современных базальтов срединно-океанических хребтов» [Горожанин, 1998]. Данное обстоятельство может быть объяснено тем, что литосфера зрелого океанического бассейна в первую очередь попадает в зону субдукции и исчезает, тогда как ранние, «щелевые» и приконтинентальные офиолиты вовлекаются в деформации только в конце цикла Вильсона, когда начинаются коллизионные процессы, что способствует их сохранению в аккреционных комплексах. Быть может, стоит поднять вопрос об особом, *маргинальном* типе офиолитов, возникающих на ранней стадии раскрытия океанических структур и обычно погребенных в современном океане под мощной призмой приконтинентальных осадков.

Этот вопрос связан и с проблемой возраста базит-гипербазитовых массивов в обрамлении Магнитогорской синформы. Первоначально, когда были получены первые изохронные датировки около 400 млн лет Sm–Nd методом по минералам из габбро Кемпирсайского массива

[Edwards, Wasserburg, 1985], многие исследователи (например, [Кориневский, 1988]) были склонны принимать их за истинный возраст офиолитов. Близкие датировки были получены U–Pb методом по габбро Нуралинского массива [Смирнов, 1995] и Rb–Sr методом по малым интрузиям Молостовского комплекса пироксенит-габбро-гранитоидного ряда, рвущим Хабарнинский массив [Ферштатер, Пушкарев, 1991]. Однако в последнее время при более детальном изучении Хабарнинского массива комплексом методов был получен целый спектр времен гомогенизации K–Ar, Rb–Sr и U–Pb изотопных систем в интервале поздний ордовик–средний девон, что фиксирует как время внедрения молодостовского комплекса (413 ± 25 млн лет K–Ar изохронным методом), так и «времена метаморфизма для остальных членов офиолитовой ассоциации, в функциональной зависимости устойчивости каждой изотопной системы от степени преобразования» [Ронкин и др., 1997e]. Кроме того, и по габбро Кемпирсайского массива получены более древние датировки, около 420 млн лет Sm–Nd и U–Pb методом по цирконам [Савельева и др., 1998]. Ядра цирконов, полученных из гранатовых пироксенитов офиолито-кластовой брекчии в окрестностях Миндякского массива, имеют среднеордовикский U–Pb возраст, 467 млн лет, а оболочки цирконов и пара порода–гранат — по данным U–Pb, Pb–Pb и Sm–Nd методов — позднесилурийский, 410–415 млн лет [Scarrow et al., 1999]. Таким образом, комплекс современных данных говорит в пользу ордовикского времени образования вышеупомянутых офиолитовых массивов, связанного с процессом ордовикского рифтогенеза и океанического спрединга (признаки последнего более отчетливо проявились в южной части рассматриваемого района). Что же касается более молодых датировок, то они могут и не иметь точного геологического смысла, а отражать, как сказано выше, устойчивость каждой из изотопных систем в условиях метаморфизма, связанного с развитием девонской островной дуги. Особенно интригующей является сложность объяснения часто встречающихся датировок в интервале 400–420 млн лет. В последнее время появились данные, указывающие на более древний, чем считалось раньше, абсолютный возраст силурийско-девонской границы: 418 млн лет [Tucker et al., 1998]. Если эти данные подтвердятся, появится возможность связывать указанные датировки с зарождением Магнитогорской островной дуги и началом субдукции.

Описанная Вознесенско-Присакмарская подзона, будучи частью Главного Уральского разлома, имеет свои аналоги и на севере Урала, в западном обрамлении Тагильской зоны, где в блоках меланжа, представленных базальтами с яшмами, и в вулканогенно-осадочных сланцах зоны смятия разлома найдены конодонты, позволяющие предполагать средне-позднеордовикский возраст пород [Петров, Пучков, 1994].

В *Восточной подзоне*, в области сочленения Магнитогорской синформы и Восточно-Уральского поднятия,

ордовикские комплексы наиболее широким развитием пользуются в Сухтелинской синформе, где они слагают ряд тектонических пластин, разделенных интенсивно рассланцованными серпентинитами [Тевелев и др., 1998b]. Ордовик представлен вулканитами с прослоями кремней, датирован конодонтами [Тевелев и др., 1998a]. По петрохимии вулканиты являются субщелочными натриевыми базальтами, близкими аналогами поляковской свиты. По данным В. А. Маслова (устное сообщение) ордовикские конодонты найдены не только среди лав, но и в туфогенно-кремнистых пачках, считавшихся девонскими.

В более южных районах ордовик был установлен в двух небольших щебеночных карьерах: в районе совхоза Новооренбургский, к западу от Суундукского гранитного массива [Иванов, Пуцаев, Пучков, 1984], и в окрестностях совхоза Путь Октября, близ западного контакта Кацбахского массива [Маслов и др., 1995]. В обоих случаях ордовик представлен в разной степени метаморфизованными фтанитами, содержащими средне-ордовикские конодонты; связь этих пачек с базальтами может предполагаться, но не доказана. Тем не менее, учитывая плохую обнаженность, было бы преждевременно считать однозначно, как это делает К. С. Иванов [1998b], что эти отложения формировались на склоне Восточно-Мугоджарского микроконтинента. Это могут быть и фрагментарно обнаженные аналоги поляковской свиты.

Тагильская зона

Основы стратиграфии вулканогенных толщ Тагильской зоны были заложены Н. А. Штрейсом [1951], выделившим кабанскую, именовскую и туринскую свиты, первоначально датировавшиеся силуром. В настоящее время их возраст уточнен. Хотя по официально утвержденным схемам [Стратиграфические..., 1993] возраст кабанской свиты считается лландоверийским, находки конодонтов в кремнистых прослоях этой свиты и ее литолого-петрографических аналогов на Северном Урале (низы шемурской свиты) [Анцыгин и др., 1988; Медноколчеданные..., 1992; Иванов, Снигирева, 1998] позволяют отнести ее, по крайней мере частично, к верхнему ордовику.

По современной трактовке, ордовик Тагильской зоны представлен в низах базальтами с прослоями яшмоидов и ассоциирующим с ними пространственно дайковым комплексом, что подчеркивает их принадлежность к офиолитам. При этом выделяется две разновидности базальтоидов: высокотитанистая, принадлежащая собственно офиолитам, и более восточная, низкотитанистая, образующая основание островодужной серии и предположительно отнесенная к типу «офиолитов над зоной субдукции» [Петров, Пучков, 1994]. Вверх по разрезу базальты сменяются контрастной базальт-натрориолитовой колчеданосной серией. Мощность ордовика оценивается величиной от 2000 до 4500 м.

Восточно-Уральская зона

В целом представляется, что большая часть разрезов ордовика, известных в этой зоне, автохтонна: они представлены, в основном, шельфовыми, мелководными осадками чехла Восточно-Мугоджарского микроконтинента и, в основном, могут считаться автохтонными. Из этой картины выбиваются лишь единичные разрезы.

Аллохтонные комплексы

Мы предположительно относим к аллохтонным Вулканиты с прослоем яшмоидов у совхоза Большевик, датированные по конодонтам как ранний—средний ордовик или по нашим уточненным данным скорее всего как арениг [Медноколчеданные..., 1992], и аналогичные породы на р. Н. Тогузак выше пос. Варна [Иванов, 1998в]. По-видимому, они включены А. В. Тевелевым и др. [1998а] в *Варненскую зону* и в *Редутовскую шовную зону*. По химическим параметрам эти вулканиды близки к субокеаническим базальтам Магнитогорской зоны [Тевелев и др., 1998б; Вулканизм..., 1992, с. 133]. К ним же условно и предположительно можно отнести метаморфические буксинскую и истокскую свиты *Салдинского террейна*, в которых были найдены конодонты позднего ордовика—силура (подробнее см. в разделе «Силурийский период»).

Автохтонные комплексы

Разрезы ордовика, которые мы с известной долей условности считаем автохтонными, представлены мелководными шельфовыми отложениями, местами ассоциирующими с рифтовыми вулканидами. Они развиты (с севера на юг): в Полетаевском районе (к югу от Челябинского гранитного массива); в черте г. Троицка; в верхнем течении р. Средний Тогузак (пос. Заречный); на г. Маячная (Брединский район), а также в Восточных Мугоджарах—у метеостанции Талдык и в южной части Балкымбайского грабена.

В Полетаевском районе, по данным геологической съемки и тематических исследований, на толще сильно дислоцированных и метаморфизованных терригенных пород, условно отнесенных к верхнему рифею (по другим данным—к венду), с угловым несогласием, практически горизонтально залегает риолит-базальтовая толща, мощностью 1500 м, датированная условно как ранний—средний ордовик. Она перекрывается толщей известняков, датированной конодонтами в интервале средний—поздний ордовик [Сначев и др., 1994; Сначев, Мавринская, 1995].

В районе города Троицка, в обнажениях на р. Увельке и в ее приустьевой части на р. Уй, наблюдается толща аркозовых песчаников, алевролитов и сланцев, с прослоями туфов и потоками базальтоидов, общей мощностью до 500 м, отнесенная Е. П. Шулькиным и А. И. Левитом к увельской свите и детально охарактеризованная Н. Я. Анцыгиным и В. А. Наседкиной [Клюжина, 1985]. В средней части разреза описана богатая бентосная

фауна брахиопод, трилобитов, гастропод, табулят, мшанок, водорослей; присутствуют граптолиты. По этой фауне средняя часть разреза датируется как лландейло—карадок. Вулканиды, преобладающие в верхней части разреза, отнесены В. Г. Кориневским [1980] к трахибазальтам и трактуются как рифтовые.

Вероятно, к ордовику относится и Уйский дайково-силловый комплекс [Дегтярев и др., 1998], прорывающий санарскую свиту (последняя вмещает нижнекембрийские известняки, о которых речь уже шла раньше). В цитированной работе высказано обоснованное предположение, что комплекс образован в «геодинамических условиях растяжения, реализовавшихся по принципу рассеянного спрединга».

Недалеко от пос. Варна, в районе пос. Заречный на р. Ср. Тогузак, к среднему ордовику по данным Н. Я. Анцыгина отнесены граувакковые песчаники, алевролиты и сланцы с прослоями полимиктовых конгломератов, с мелководной фауной брахиопод, криноидей, цистоидей, мшанок, трилобитов, мощностью до 100 м [Клюжина, 1985].

В Брединском районе, на горе Маячной ордовик представлен маячной свитой: аркозово-кварцевыми и полимиктовыми песчаниками, алевролитами и сланцами, мощностью свыше 200 м. По данным Н. Я. Анцыгина и В. А. Наседкиной [Клюжина, 1985], толща охарактеризована брахиоподами и трилобитами, на основании чего в ней выделяются верхнеаренигские и лланвирнские слои. Подстиляется маячная свита полимиктовыми песчаниками, алевролитами и сланцами рымникской свиты, в которой в последнее время челябинскими геологами-съемщиками найдена палеозойская фауна плохой сохранности. Перекрывается маячная свита фтанитами, возраст которых считался каменноугольным; наша находка ордовикских конодонтов дала возможность отнести их условно к лландейло [Иванов и др., 1992; Стратиграфические..., 1993].

В Восточных Мугоджарах отложения датированы ордовикской фауной только в двух местах. Вблизи метеостанции Талдык, в основании большого треугольного в плане (со сторонами до 3 км) холма, сложенного известняками, гипсометрически выше песчаников шебектинской свиты залегает пачка известняков с прослоями глинистых сланцев, содержащая позднепремадокско-раннеаренигскую фауну брахиопод, трилобитов, криноидей, кораллов. Средне-позднеордовикские конодонты встречены еще в нескольких участках этого холма—езде в непосредственной близости с шебектинской свитой. Непосредственные контакты с ней в пройденных канавах выражены зоной дробления и выветривания; залегания известняков и песчаников в приконтактной зоне сильно различаются, что позволило нам предполагать здесь значительный перерыв, и возраст свиты условно считать вендским [Пелевин, Пучков, 1989]. Как отмечалось выше, было высказано и предположение об ордовикском возрасте шебектинской свиты, основанное на данных бурения [Павлов, 1988].

Ордовик выделялся нами [Пелевин, Пучков, 1987] также в южной части Балкымбайского грабена, где на водоразделе рек Ольгалдык и Ащесай выходит толща кварцевых песчаников и сланцев, мощностью не более 500 м, с 1–1,5-метровыми прослоями оолитовых известняков, содержащих карадокские фораминиферы.

В целом, несмотря на слабую обнаженность, можно констатировать, что ордовикские отложения Восточно-Уральской зоны представлены преимущественно мелководными терригенными и карбонатными толщами, с локально развитыми вулканитами, которые можно отнести к рифтовым формациям. Это служит основанием для того чтобы считать, что ордовик здесь представляет собой осадочно-вулканогенный чехол блока со сформировавшейся континентальной корой.

Ордовикские интрузивные образования в этой зоне до последнего времени не были известны. Особый случай составляет Сысертско-Ильменогорское поднятие, где установлен и описан Ильмено-Вишневогорский карбонатит-миаскитовый комплекс с редкометалльным оруденением, имеющий возраст 440–446 млн лет (U–Pb и Rb–Sr изохроны) [Кононова, 1980; Чернышов и др., 1987]. Предположение о рифтовом характере комплекса, возникшего на блоке, обладавшем зрелой континентальной корой, звучит достаточно правдоподобно. Не исключено, что указанные формации образовались в момент откалывания Ильменогорско-Сысертского микроконтинента от края Восточно-Европейского континента, как это предполагают С. Г. Самыгин и др. [1998]. Карбонатиты в последнее время обнаружены и в Мурзинско-Адуйском докембрийском метаморфическом комплексе [Попов и др., 1998]. В связи с этим можно высказать предположение, что и вышеуказанные магматические образования Мурзинско-Адуйского микроконтинента также связаны с рифтогенезом, хотя этот микроконтинент вряд ли полностью комплементарен западному краю Восточно-Европейского континента, не является его обломком, вернувшимся точно на прежнее место после долгого странствия, и поэтому процессы, происходившие на нем, могут не вполне коррелироваться по времени с процессами, происходившими на других континентальных блоках.

Денисовская зона

Выделяемая в схеме фациальной зональности ордовикского времени [Стратиграфические..., 1993] Зауральская зона эквивалентна Денисовской. Развитые здесь комплексы наилучшим образом представлены в обнажениях долины р. Тобол, преимущественно по берегам Тобольского водохранилища в районе с. Денисовка (Орджоникидзе). От Восточно-Уральской Денисовская зона отделяется плохо обнаженной Западно-Денисовской зоной меланжа. Впервые ордовикские комплексы были выделены нами в этом районе [Пучков, Иванов, 1985в] благодаря находкам конодонтов в толщах, считавшихся

силурийскими. В дальнейшем эти данные были дополнены новыми находками конодонтов [Иванов, 1998в]. Разрез ордовика состоит здесь из двух частей. Нижняя толща представлена подушечными лавами с редкими прослоями яшмоидов, имеет мощность около 1500 м, и содержит комплексы конодонтов, отвечающие лланвирнскому и лланвирн-лландейльскому возрасту. Базальты, как в случае с поляковской свитой и ее аналогами, по анализам не вполне соответствуют представлению о базальтах СОХ. Они низкотитанистые, высоконатриевые, средние содержания K_2O составляют 0,5% [Иванов, 1998в]. Тем не менее, базальты тесно пространственно связаны с другими предположительными членами офиолитовой ассоциации, тяготеющими к зоне Денисовского меланжа — серпентинитами и габбро, и прорваны плагиогранитами Спиридоновского массива. Нет никакого указания на их связь с сиалическим фундаментом в период формирования. Верхняя толща, согласно через переслаивание залегающая на нижней, имеет мощность около 500 м и представлена ритмичным переслаиванием вулканитовых песчаников и алевролитов, туффитов, кремнистых туффитов и кремней, с редкими линзами известняков, с градиционной слоистостью в нижней части разреза. Вероятно, вверх по разрезу (и на восток) они сменяются граувакковыми песчаниками и черными сланцами с силурийскими граптолитами, находка которых отмечается авторами геологической карты м-ба 1:200 000 для этого района. К сожалению, обнажения с граптолитами исчезли после строительства водохранилища и затопления территории.

Вероятно ордовикские отложения денисовского комплекса протягиваются полосой к югу, в Айке-Жабасакский район (см. Стратиграфические схемы [1993], Силур), и к северу, на р. Аят, через линию профиля УРСЕЙС–95, где в небольшом выходе кремней были найдены ордовикские конодонты [Иванов и др., 1998]. К сожалению, в целом эта полоса крайне плохо обнажена.

—"

Итак, подводя итог краткому рассмотрению ордовикской палеогеодинамики, отметим, что в это время (в западных районах — вероятно, в позднем арениге — начале лландейло) произошел переход от эпиконтинентального рифтогенеза к океаническому спредингу, с образованием ранних офиолитов, зачастую по ряду параметров отличавшихся от нормальных офиолитов СОХ. Этот же процесс привел к возникновению Сысертско-Ильменогорского и Восточно-Мугоджарского микроконтинентов. В результате возник целый ряд устойчивых фациальных зон, среди которых, с запада на восток, на средних широтах региона выделяются: шельф Восточно-Европейского континента, его континентальный склон и подножье, глубоководная впадина с корой субокеанического типа, микроконтинент с мелководными формациями осадочного чехла и еще одна глубоководная впадина — по другую сторону микроконтинента. В последней уже с середины ордовика

начинается развитие поднятий островной дуги (?), с образованием туфогенно-флишоидных толщ. В конце ордовика образование контрастной колчеданосной формации предваряет возникновение мощной энсиматической островной дуги в Тагильской зоне.

Таким образом, ордовикские образования можно разделить на следующие группы: 1. Эпиконтинентальные осадочно-вулканогенные и интрузивные рифтовые комплексы. 2. Комплексы зарождающейся пассивной континентальной окраины, среди которых выделяются лагунно-континентальные, мелководные шельфовые и батимальные отложения. 3. Ранние офиолитовые комплексы Магнитогорского океанического бассейна, нижние части разреза которых отличаются слабой деплетированностью, а верхние — повышенной щелочностью и высоким содержанием некогерентных элементов. 4. Отложения зарождающегося чехла микроконтинента, в основном мелководные осадочные, с подчиненным развитием

рифтовых вулканитов и интрузивных образований. 5. Ранние офиолитовые и периферические островодужные комплексы Зауральской (Денисовской) подзоны. 6. Предостроводужные и ранние островодужные формации Тагильской зоны.

—"

Ордовикский этап имеет важное металлогеническое значение. Помимо уже упомянутых редкометальных карбонатитов, образование которых связано с эпиконтинентальным рифтогенезом, с гипербазитами ордовикских офиолитов связаны месторождения хромитов, в том числе уникальное Кемпирсайское в Сакмарской зоне. В конце ордовика начинается длительная эпоха формирования уральских медноколчеданных месторождений, связанных с «черными курильщиками», деятельность которых сопровождала вулканические процессы океанических и преимущественно раннеостроводужных стадий [Вулканогенная..., 1994].

Силурийский период

В силуре в значительной мере сохранился тектонический план, заложенный в ордовикское время. В Стратиграфических схемах [1993] для силура Южного Урала выделяются практически те же структурно-фациальные зоны, что и для ордовика; часть из них имеет общеуральское значение (Бельская-Нияуская, Сакмаро-Лемвинская, Магнитогорская, Тагильская, Восточно-Уральская и Зауральская). Однако происходят и изменения: в Сакмаро-Лемвинской и Магнитогорской зонах наблюдается резкое сокращение вулканизма, связанного со спредингом (возможно, спрединг переместился в осевую часть Магнитогорской зоны, скрытую в настоящее время от наблюдения, или в зону, уничтоженную субдукцией), а в северной и северо-восточной части региона возникает зона субдукции, развитие которой привело к возникновению мощных известково-щелочных вулканитов с прослоями фтанитов, углисто-глинистых сланцев и известняков; последние местами образуют рифовые массивы. Как и для ордовика, в данной публикации структурно-фациальная зональность уточнена и модифицирована, применительно к шарьяжно-надвиговой структуре Южного Урала (рис. 14).

Бельская зона

На Южном Урале в этой зоне, как и в ордовикское время, накапливались шельфовые отложения, причем область их современного распространения (по крайней мере, судя по обнажениям на р. Белой) чуть-чуть расширилась к западу, что свидетельствует в целом о развитии трансгрессии. Однако на расшифровку фациальной картины Бельской зоны в силуре, и в частности, на определение ширины морского бассейна, отрицательное влияние оказывают два фактора. Во-первых, силурийские отложе-

ния, особенно в краевой части платформы, подверглись сильному размыву до накопления девонских (эмских) отложений; в районе Оренбурга и Юрюзано-Айской депрессии дополнительное искажение внес более локальный предпозднедевонский размыв. В результате этого в наибольшей степени пострадала картина фациальных переходов в западной, прибрежной части бассейна. Во-вторых, в Юрюзано-Айской впадине выделяется грязнушинская свита, вскрытая бурением и представленная преимущественно терригенными отложениями — аргиллитами, алевролитами и песчаниками с прослоями доломитов и известняков, мощностью свыше 400 м. Она охарактеризована только миоспорами, датирующими ее в слишком широком возрастном интервале: силур — ранний девон. Фрагмент аналогичного разреза, представленный только терригенными породами, с аналогичными акритархами, вскрыт на севере Оренбургской области на долготе г. Оренбурга [Чибрикова, Олли, 1993]. Эти две области отделены друг от друга и от полосы развития силура на Урале широкими зонами отсутствия информации. Тем не менее, на самом Урале, в пределах Бельской зоны характер силурийского разреза достаточно хорошо изучен [Краузе, Маслов, 1961]. В типичном своем выражении, в верхнем субмеридиональном и широтном течении р. Белой лландовери представлен песчанистыми доломитами, алевролитами и глинистыми сланцами, мощностью до 40 м, с фауной граптолитов. На западном крыле Башкирского антиклинория и в скважинах восточного края Предуральского прогиба под названием индятауской свиты силура выделяются песчанистые доломиты, песчаники и алевролиты, с лингулами и остракодами, датированные в широком интервале (силур), но скорее всего также относящиеся к лландовери. Мощность обычно 10–15 м, максимальная — 33 м. Индятауская свита с раз-

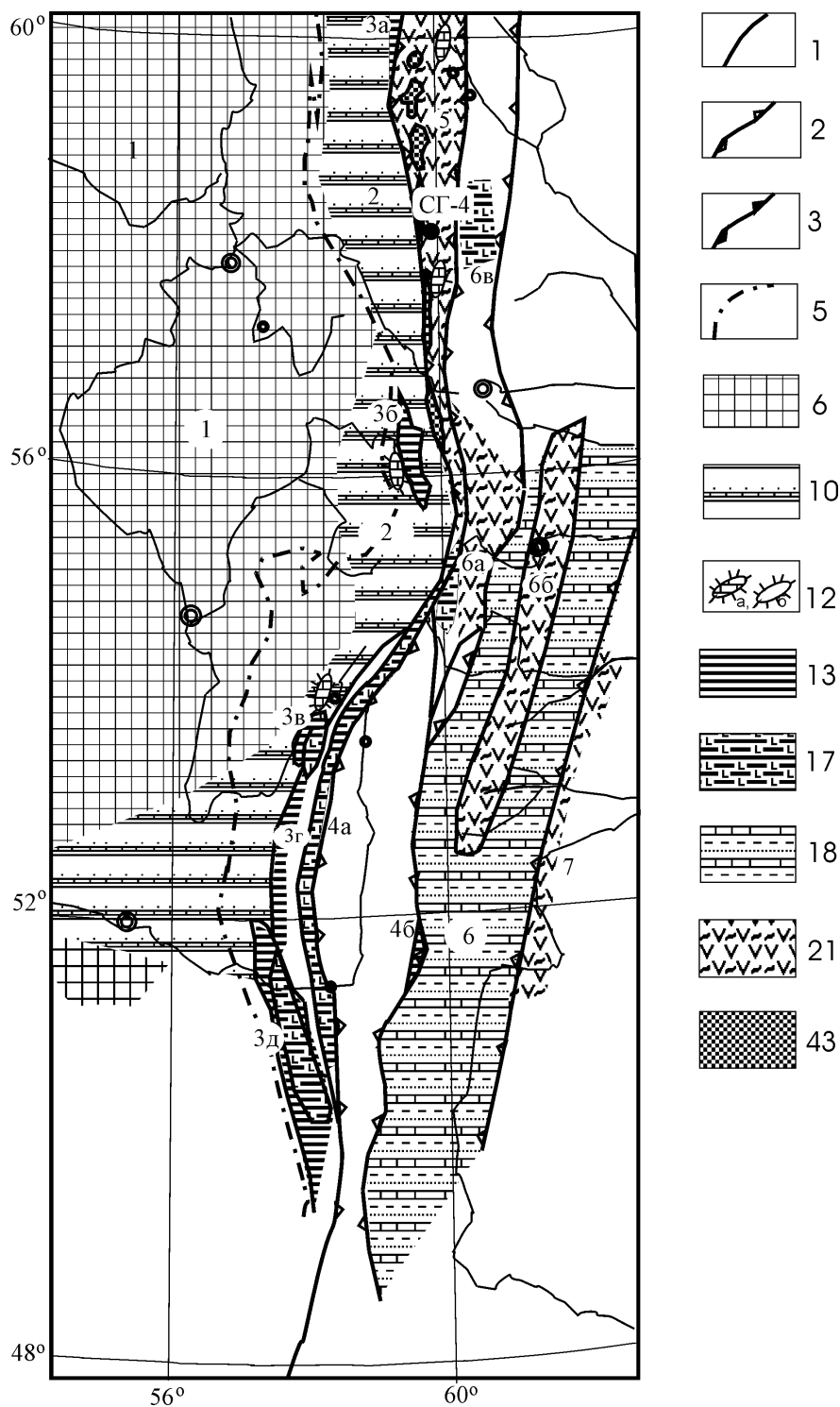


Рис. 14. Схема структурно-фациальной зональности юга Урала для силура и начала девона

1—область отсутствия силурийских отложений; 2—Бельская зона; 3—Сакмаро-Кракинская зона (3а—Польинская подзона, 3б—Бардымский аллохтон, 3в—Кракинский аллохтон, 3г—Уралтауская антиформа, 3д—Сакмарский аллохтон); 4—Магнитогорская зона (подзоны: 4а—Вознесенско-Присакмарская, 4б—Восточная); 5—Тагильская зона; СГ-4—Уральская сверхглубокая скважина; 6—Восточно-Уральская зона (подзоны: 6а—Уйско-Увельская, 6б—Еманжелинско-Варненская, 6в—Салдинский террейн); 7—Денисовская зона. См. также рис. 12.

мывом перекрывается така-тинской свитой девона (эмс), либо хлебодаровской (по данным Е. В. Чибриковой, лохков). (Заметим в скобках, что в Стратиграфических схемах [1993] индияуская свита почему-то помещена на уровень лохкова — по-видимому, условно или по недосмотру). Венлокские отложения, развитые в разрезах восточного крыла Башкирского антиклинория и его юго-восточной периферии, согласно залегают на доломитах с прослоями глинистых сланцев и алевролитов лландовери. Венлок представлен глинистыми сланцами с редкими прослоями известняков; датирован, в основном, брахиоподами. Мощность до 300 м. На венлоке, также согласно, залегают верхнесилурийские (лудловские и пржидольские) отложения, представленные доломитами и известняками, изредка с прослоями глинистых сланцев и кварцевых песчаников. Датированы преимущественно по брахиоподам, отмечаются кораллы и остракоды. Мощность до 200 м. В районе широкого поля развития палеозойских шельфовых отложений к западу от г. Белорецка выделяется комплекс карбонатного рифа лудловского возраста, мощностью до 380 м [Стратиграфические..., 1993]. В восточных разрезах (с. Иргизлы, меридиональное течение р. Белой, верховья р. Юрюзань) верхнесилурийские (пржидольские) карбонатные отложения согласно перекрываются известняками нижнего девона.

Несмотря на то, что в настоящее время граница распространения лландоверийских отложений расположена западнее аналогичных границ венлокских, верхнесилурийских и нижнедевонских (иргизлинских), создается впечатле-

ние, что вместе с ордовиком все они образуют единый крупный трансгрессивный цикл, причем отложения верхней части этого цикла просто в большей степени пострадали от пред-эмского размыва.

На Среднем Урале силур шельфового типа развит как к востоку, так и к западу от Кваркушского антиклинория [Живкович, Чехович, 1985; Анцыгин, 1998; Стратиграфические..., 1993]. В целом, его разрезы похожи на южноуральские. В наиболее западных разрезах силур представлен лишь доломитами, доломитизированными известняками и песчаниками колчимской свиты лландовери, мощностью не более 200 м; полнота верхней части этих разрезов, сохранившихся неповсеместно, особенно сильно пострадала в результате предтактинского размыва. Восточные разрезы, сохранившиеся в Уфимском амфитеатре и Улс-Велсовской синклинали, характеризуются куда большей полнотой и значительными мощностями (до 500–600 м); известняки в целом преобладают над доломитами; в наиболее западных разрезах Уфимского амфитеатра заметную роль играют прослои кварцевых песчаников и алевролитов, залегающих в основании трансгрессивных ритмов. В Уфимском амфитеатре описаны также биогермные отложения, выделяемые разными исследователями в Аракаевский или Сергинский риф, а также фронтальные и тыловые фации рифового плато [Живкович, Чехович, 1985].

Сакмаро-Кракинская зона

Подобно ордовикским, силурийские отложения, относящиеся к этой зоне, развиты на Южном Урале в Кракинском и Сакмарском аллохтонах, принадлежащих Зилаирской синформе, и в западном крыле Уралтауской антиформы. На Среднем Урале они известны буквально в нескольких обнажениях Бардымского аллохтона. Основной группой фауны, используемой для расчленения силурийских отложений в этой и соседней к востоку зонах являются граптолиты, изучавшиеся многими исследователями. Наиболее современный вариант зонального расчленения силура Урала по граптолитам дан Т. Н. Корень [1986]. Помимо граптолитов определенную роль играют конодонты, а в последнее время — акритархи и хитинозои.

В *Польинской* подзоне, к северу от рассматриваемого района, по хитинозоям не исключается развитие силурийских углеродистых сланцев неясной мощности (см. описание ордовика).

В *Бардымском аллохтоне* силур представлен фрагментарно; из разрезов, известных по нескольким обнажениям, и принадлежащих *Нижнесергинской пластине*, можно составить сводный разрез, но его фрагменты вероятно относятся не к одной фации [Пучков, Иванов, 1982б]. Нижний силур сложен углистыми, углисто-кремнистыми сланцами и фтанитами, реже светлыми кремнями ургалинской свиты в ее уточненном объеме, мощностью до 100–150 м. Свита выделена в небольшом

клиппе в районе гор Вязовой и Маяк-Тау, вероятно первично составлявшем одно целое с Бардымским аллохтоном. В последнем она развита в небольших обнажениях на рр. Бардым и Табуске и содержит граптолиты и конодонты раннего силура. Верхний силур представлен двумя типами разреза, отвечающими низам двух свит — плоскокаменной и среднинской. Первая представлена серыми кремнями, серо-зелеными и вишневыми глинисто-кремнистыми и глинистыми сланцами, с прослоями кварцевых алевролитов, гравелитов, известняков и базальтоидов. Свита выделена и охарактеризована находками позднесилурийских и раннедевонских конодонтов на Нижнесергинском пруду, в районе скалы, носящей название Камня Плоского (Плотского).

Существенно иной характер имеет среднинская свита, низы которой одновозрастны плоскокаменной. Она представлена переслаиванием зеленых и малиновых аргиллитов, кремней и комковатых «петельчатых» известняков, с цефалоподами и конодонтами позднего силура, конодонтами и тентакулитами пражского яруса и конодонтами эмса, общей мощностью всего 40–60 м, из которых на силур приходится не более 15 м. Это конденсированный разрез, типичный для батинальных отложений западного склона Урала (см. описание стратиграфии Сакмарской зоны).

В *Кракинском аллохтоне* силурийские отложения достоверно присутствуют в двух резко различных фациальных типах, один из которых установлен в подкракинской тектонической пластине, а другой — в перекрывающем ее офиолитовом меланже.

Силур подкракинской пластины представлен темно-серыми и черными кремнисто-глинистыми и углисто-глинистыми сланцами, переслаивающимися с кварцевыми песчаниками и алевролитами, мощностью порядка 500–750 м. Разрезы, сильно тектонически нарушенные, характеризуются находками граптолитов лландовери, венлока и лудлова (пржидол не обнаружен), сделанными в основном в ходе геолого-съемочных работ.

В офиолитовом меланже глыбы известняков с брахиоподами позднего силура, иногда в ассоциации с карбонатно-кремнистыми и туфогенными породами, отмечались Г. Д. Ожигановым в бассейне р. Сангильды к Ю-3 от дер. Абдулмамбетово [Краузе, Маслов, 1961].

В *хр. Урал-тау* силурийские отложения долгое время выделялись в составе силурийско-нижнедевонской бетринской свиты со стратотипом на р. Бетеря, на западном крыле Уралтауской антиформы. В дальнейшем объем свиты уточнялся. В стратотипическом и близких к нему разрезах, представленных глинистыми, углисто-глинисто-кремнистыми сланцами, кремнями, алевролитами, песчаниками, конгломератами и известняками, были найдены граптолиты лландовери и венлока, брахиоподы и криноидеи раннего девона [Геология СССР, 1964; Клочихин, 1960]; в дальнейшем, благодаря находкам конодонтов, из состава бетринской свиты была переведена во франпачка разноцветных плитчатых кремней и глинистых

сланцев [Пучков, 1979б]. Кроме того, в параметрической скважине Урал-Тау-1, глубиной свыше 4000 м, на 4-х уровнях в толще кварцитов, алевролитов и филлитовидных сланцев, относившейся ранее к суваянскому комплексу протерозоя, были найдены силурийские акритархи [Чирикова, Олли, 1997]. Мощная, практически бескарбонатная толща терригенных пород, образованная скорее всего суспензионными потоками, стекавшими с шельфа по каньонам на большие глубины, вероятно, может представлять собой часть комплекса континентального подножья. Его слабо метаморфизованным аналогом могут являться отложения подкраинского покрова.

В максютовском комплексе, также относившемся к протерозою, в настоящее время сделаны находки палеозойской фауны (конодонты и гастропода). В одном случае удалось идентифицировать конодонты более точно, в доверительном интервале: конец силура – начало девона [Захаров, Пучков, 1994]. Линза известняков, в которой найдены эти конодонты, находится в разрезе, представленном metabазальтами, черными микрокварцитами и другими метаморфическими породами, которые, учитывая их ассоциацию с серпентинитами и особенности петрохимии метавулканитов [Карстен и др., 1994], можно предположительно идентифицировать как метаморфизованные породы океанического дна. Это не относится к существенно метааркозовой толще юагузинской свиты максютовского комплекса, возраст которой может быть докембрийским, а сама она — представлять сиалический терреин или выступ края Восточно-Европейского континента.

В Сакмарском аллохтоне С. В. Руженцев [1976] выделил 6 основных типов разреза силурийских отложений. В процессе дальнейшего изучения стратиграфии [Иванов, Пучков, 1984б] значительные части разрезов, считавшихся силурийскими, были переведены в ордовик и девон, так что нарисованная нашими предшественниками картина сильно пострадала. Заведомо огрубляя ее, но не сильно греша против истины, мы выделяем, как и в ордовике, два типа разреза: существенно кремнистый и вулканогенно-кремнистый (сакмарский и сугралинский).

В сакмарском, существенно кремнистом типе разреза основную роль играют фтаниты и углисто-глинисто-кремнистые сланцы. Типоморфной особенностью этих отложений являются горизонты фосфатов конкреционного происхождения. Довольно типичны прослои песчаников, алевролитов и брекчий, в которых и обломки, и цемент представлены кремнистыми породами. Мощность сакмарской свиты — от 200 до 400 м. В отдельных разрезах отмечаются прослои известняков, среди которых наиболее заметной, маркирующей разновидностью являются «петельчатые», или желваковые известняки с лудловскими цефалоподами и конодонтами. Последние образуют горизонт, прослеженный нами от Сакмарской зоны до Пай-Хоя [Пучков, Иванов, 1985б] и отмеченный в этой

работе при описании силура Бардымского аллохтона. И. В. Хворова и др. [Формации..., 1978] сопоставляют эти известняки с пелагической фацией альпийского пояса «аммонитико росо» и справедливо считают, что они возникали на склонах поднятий, вблизи границы карбонатной компенсации. Этим можно объяснить их неповсеместное развитие в поперечном профиле палеорельефа Сакмарской зоны при столь хорошей корреляции на 2000 км вдоль пассивной окраины всей уральской части Восточно-Европейского континента. Известняки встречены в двух породных ассоциациях. Обычно они образуют прослои среди кремнистых пород сакмарской свиты. Однако в верховьях Итколь-сая (бассейн р. Жаксы-Каргала) описан разрез, который представлен известняками, аркозовыми песчаниками и кремнями; предполагается, что наблюдающиеся здесь же граниты находятся в основании разреза, а аркозы образовались в результате их размыва [Руженцев, 1976; Формации..., 1978]. Возможно, это был склон небольшого острова, представлявшего собой микротерреин (типа Сейшел, но значительно меньше по размеру), или выступ кристаллического фундамента бативальной зоны окраины континента. Этот факт, как и другие особенности отложений, свидетельствуют о сильной расчлененности и большой амплитуде рельефа.

К сугралинскому, вулканогенно-кремнистому типу разреза в северной части зоны принадлежит блявинская (дергаишская, по В. Т. Тищенко) свита, а в более южных территориях — фрагменты сугралинской и байтерекской свит, оставшиеся в силуре после проведенной нами ревизии. Разрезы обычно представлены фтанитами, углисто-глинисто-кремнистыми сланцами, туффитами, полимиктовыми песчаниками и конглобрекциями; существенную по мощности часть разреза составляют вулканиты (обычно примерно 500 м из общей мощности 700 м). Однако если проанализировать находки граптолитов, то выясняется, что вулканиты находятся почти исключительно в нижней части разреза и датируются либо как лландовери, либо в более расширенном доверительном интервале, не исключаящем их лландоверийский возраст [Руженцев, 1976; Медноколчеданные..., 1992]. Вышележащие же кремнистые отложения там, где они обнажены, нередко относятся уже к другой свите, что составляет определенные трудности в выделении типов разреза. Так, в Медногорском районе описывается перекрытие вулканитов дергаишской (блявинской) свиты кремнистой толщей, отнесенной к сакмарской свите [Стратиграфия..., 1993] или херсонковской свите, отличающейся от сакмарской значительной ролью в разрезе полимиктовых (кремне-вулканомиктовых) песчаников, конгломератов, конглобрекчий [Руженцев, 1976].

В. Г. Кориневский [1989] относит вулканиты этого типа разреза, вместе с кремнями и ассоциирующими с ними габбро-гипербазитовыми комплексами, к раннесилурийской офиолитовой ассоциации, хотя приводимые им средние химические анализы несколько отличают

их от толеитов COX (TiO_2 — 1,73 %; Na_2O — 3,92 %; K_2O — 0,58 %). Другие авторы подходят к этому вопросу более дифференцированно и детально [Вулканизм..., 1992], выделяя карамолинскую кремнисто-базальтовую толщу, пространственно тесно связанную с кремнями сакмарской свиты и с серпентинитами, и датированную в широком доверительном интервале: силур — ранний девон. По комплексу данных делается вывод о принадлежности этих пород офиолитовой ассоциации, однако отмечается близость вулканитов к типу базальтов окраинных морей, и одновременно подчеркивается отличие от последних, заключающееся в несколько повышенной общей щелочности (при очень низком уровне K_2O) и железистости. Эти же авторы, используя материалы по Блявинской группе медноколчеданных месторождений, описывают силурийский блявинский комплекс по петрографическим и петрохимическим данным как риодацит-базальтовый, существенно отличающийся от баулуского (ордовикского) отчетливой близостью к толеитовой серии, характеризуясь по большинству петро- и геохимических параметров промежуточным положением между окраинно-морскими толеитовыми и островодужными известково-щелочными сериями. Подобные серии (базальт-натролипаритовые блявинская, баймак-бурибайская, карамалыташская, кабанская — см. ниже), имеющие на Урале чрезвычайно важное значение как колчеданоносные, названы авторами книги «Вулканизм Южного Урала» [1992] предостроводужными и их образование связывается с возникновением рифтоподобных структур. По составу блявинская серия «хорошо сопоставима с вулканитами основания современных островных дуг и наиболее примитивных островодужных комплексов» [Вулканизм..., 1992]. Оценивая такую трактовку, мы должны давать себе отчет в том, что для отнесения натролипаритовых серий к собственно островодужным действительно нет достаточных геологических оснований. Не исключено, что это члены офиолитовой ассоциации, хотя и со своей спецификой, обусловленной заложением рифта на океанической или энсиматической островодужной коре, с неглубокими очагами плавления, что обусловило ярко проявившийся дефицит K_2O . Их формирование может быть, а может и не быть сопряжено с заложением островных дуг, и зачастую, но не обязательно образует с ним непрерывную цепь событий.

Что касается кремнисто-сланцевой части силурийского разреза, перекрывающей вулканиты, то она и здесь, и в более восточных районах Южного Урала, по-видимому является древним чехлом океанической коры. Хотелось бы обратить внимание читателя, что по абсолютной продолжительности силур делится на две примерно равные части: лландоверийскую и венлокско-лудловско-пржидольскую. Так что значимость лландоверийского этапа вулканизма в силурийской истории трудно переоценить.

Изложенные данные и соображения приобретают критическое значение при рассмотрении идеи о том, что Тагильская вулканогенная зона протягивается на

Южный Урал, к западу от более молодой, Магнитогорской, тектонически перекрываясь или латерально сменяясь образованиями последней [Иванов, Иванов, 1991; Иванов, 1998в, с. 189–195]. Среди силурийских образований Сакмарской и Присакмарско-Вознесенской структур (за исключением северной оконечности последней) мы видим лишь приблизительные, не вполне совпадающие по возрасту аналоги офиолитового комплекса *sensu stricto* и базальт-натролипаритовой серии (кабанская свита) Тагильской зоны. Аналоги мощной, типично островодужной ниже-верхнесилурийской именновской серии Тагильской зоны, как это многократно подчеркивалось [Вулканизм, 1992; Пучков, 1994; Язева, Бочкарев, 1995; Самыгин и др., 1998] обнаруживаются не западнее, а восточнее Магнитогорской зоны (см. ниже). В современном же плане реликты Тагильской (S–D₁) и Магнитогорской (D₁–D₃) островных дуг образуют X-образный перехлест, возникновение которого связано со сменой системы древней дуги более молодой, имеющей на юге другое простирание. Окончательное решение этой проблемы, помимо прочего, важно для интерпретации сейсмического профиля URSEIS–95, так как должно ответить на вопрос, имеет ли место на Южном Урале тектоническое перекрытие тагильских разрезов одновозрастными магнитогорскими, или же последовательность от ордовикских до девонских формаций, которая в грубом, сильно нарушенном виде наблюдается на крыльях Магнитогорской синформы и в смежных с ними аллохтонах, отражает последовательность геологических событий, присущих именно Магнитогорской структурно-фациальной зоне. Вопрос этот не закрыт, но пока, как нам кажется, нет достаточных оснований однозначно протягивать Тагильскую дугу в Сакмарскую зону.

Магнитогорская зона

Силурийские разрезы, как и ордовикские, тяготеют к периферии Магнитогорской синформы.

Наиболее полная стратиграфическая колонка силурийских отложений западной, *Вознесенско-Присакмарской* подзоны, тесно связанной с Сакмарским аллохтоном, дается для района пос. Аккермановка [Стратиграфические..., 1993]. По-видимому, на самом деле это сводный разрез по обнажениям западной части Гайского района, в бассейне рр. Губерля и Сухая Губерля, где за многие годы исследований, с 1934 года, сакмарская свита была охарактеризована граптолитами во множестве мест. Дополнительная информация по этому вопросу была получена В. Т. Тищенко [Стратиграфия..., 1993]. Суммируя эти данные, можно сделать вывод, что в этом районе на толще базальтов с прослоями известняков, глинистых и кремнистых сланцев нижнего лландовери, мощностью 500 м, залегают черные глинистые, кремнисто-глинистые сланцы и фтаниты, мощностью около 200 м, в которых по граптолитам выделяются все ярусы и большая часть подъярусов силура [Стратиграфические..., 1993; Маслов,

1980; Стратиграфия..., 1993]. В принципе стратиграфическая последовательность та же, что в Сакмарском аллохтоне, причем сланцевая часть силурийской толщи выделяется, как и там, в качестве сакмарской свиты, и есть разрезы, где вулканиты достоверно раннесилурийского возраста практически отсутствуют; иногда же базальты и туфы отмечаются на уровне лудлова [Маслов, 1980; Стратиграфия..., 1993]. Сходство разрезов Сакмарского аллохтона и разрезов крупных блоков меланжа в Вознесенско-Присакмарской подзоне мы уже подчеркивали, говоря об ордовике; в силуре оно еще более разительно. Неудивительно, что Вознесенско-Присакмарский меланж считается корневой зоной Сакмарского аллохтона [Формации..., 1978].

Фрагменты аналогичных разрезов выявляются и в более северных районах развития меланжа ГУР — в частности, близ деревень Ишкинино, Дергаиш, Байгускарово, Иткулово, Миндяк, Вознесенка, Мансурово, Юлдашево и др.; известно не менее полутора десятков районов, где наблюдаются обнажения базальтов, редко риодацитов, в ассоциации с черными глинистыми и кремнистыми граптолитовыми сланцами, изредка с прослоями кремнистых брекчий, песчаников и конгломератов.

В наиболее северных частях Вознесенско-Присакмарской подзоны (гг. Миасс, Карабаш) предполагается развитие, наряду с аллохтонными Магнитогорскими, также и параавтохтонных комплексов Тагильской островной дуги [Самыгин и др., 1998]. Здесь в антиформных структурах выделена последовательность пород, включающая диабазы и прослои эдафогенных песчаников (предположительно лландовери); порфириды основного состава, их туфы и лавобрекчии, прослои тефрогенных песчаников и линзы известняков (мощность 500 м), сопоставляемые с именновской свитой (венлок–лудлов); выше в Миасском районе залегают трахитовые, трахиандезитовые, реже трахибазальтовые порфириды, их туфы и тефроиды с подчиненными прослоями кремнистых туффигов и известняков, с невыдержанными прослоями конгломератов в основании (мощность 450 м), отвечающие туринской свите. Последняя перекрывается известняками с пражскими конодонтами.

Сама идея присутствия Тагильских разрезов в северной части подзоны выглядит достаточно правдоподобно, хотя фаунистическая характеристика вышеописанного разреза оставляет желать много лучшего. Такая же ситуация и с вулкано-интрузивным известково-щелочным комплексом предположительно позднеордовикско-силурийского возраста, выделенным С. Е. Знаменским [1994] несколько южнее, — в районе с. Мансурово и оз. Ургун. Формационная принадлежность комплекса довольно хорошо обоснована, тогда как датировка может подвергаться сомнению.

Выделить *восточную подзону*, аналогичную ордовикской, не удастся. Тем не менее, черносланцевый силур развит на северной периферии Магнитогорской зоны и в меланже Домбаровского района на востоке.

Эти сведения весьма скудны, и однако заслуживают упоминания, так как дополняют общую картину глубоководного и все же довольно узкого бассейна, где формируются осадки, обогащенные органикой вследствие его слабой аэрируемости на глубине (аноксидные условия).

На севере, на границе Магнитогорской синформы с Ильменогорско-Сысертским поднятием, черные метаморфизованные глинисто-кремнистые сланцы, похожие на породы сакмарской свиты, развиты весьма широко, и вопрос об их принадлежности к палеозою или докембрию широко дискутировался [Турбанов и др., 1975]. Однако находки фауны в них буквально единичны. К ним принадлежат конодонты позднего силура, обнаруженные нами в серых и черных кремнистых и глинистых сланцах у шоссе Краснокаменка – Мирный, к востоку от пос. Кундравы. Связь этих сланцев с вулканитами не установлена [Пучков, Иванов, 1987a].

Черные силурийские сланцы отмечены также в меланже, разделяющем Магнитогорскую и Восточно-Уральскую зону, — в Оренбуржье на границе с Казахстаном. Сланцы датированы граптолитами и акритархами, положение в разрезе и связь с вулканитами не установлены [Тальнов и др., 1987].

Тагильская зона

В силуре Тагильской зоны выделяются 2 подзоны: *Кумбинско-Петропавловская* и *Красноуральско-Туринская* [Стратиграфические..., 1993]. В целом разрезы подзон очень похожи. Обе они имеют, по-видимому, офиолитовое основание (разрезы начинаются спилитами, диабазами, которые сменяются контрастными вулканитами верхнего ордовика – лландовери), выше залегают островодужные вулканиты андезитовой и андезитобазальтовой формаций, представленные как вулканическими, так и туфогенно-вулканокластическими фациями; и в той, и в другой подзонах описаны в верхах разреза трахиандезиты и другие характерные породы туринской свиты и ее аналогов. Наиболее ярким отличием является присутствие в западной, Кумбинско-Петропавловской подзоне небольших мелководных плато на вулканическом цоколе, в пределах которых формировались слоистые известняки и рифовые массивы, чего практически не наблюдается в восточной подзоне.

В типичных и наиболее изученных разрезах Тагильской зоны, принадлежащих *Кумбинско-Петропавловской* подзоне, силур представлен именновской свитой лландоверийско-лудловского возраста и нижней частью туринской свиты пржидольского возраста. Именновская свита, согласно залегающая на контрастных колчеданосных вулканитах кабанской свиты, которые имеют ордовикско-раннелландоверийский? возраст, представлена лавами базальтов, андезито-базальтов, андезитов и их пирокластикой; в нижней части свиты лавы практически отсутствуют, а туфогенные, зачастую переработанные в водной среде отложения, чередуясь с черными сили-

цитами, приобретают флишеидный характер. В последних, в керне скважины СГ-4, найдены хитинозои и конодонты раннего силура [Иванов, Снигирева, 1998]. Скважина на момент описания вскрывает свиту до глубины 5072 м [Башта и др., 1997], и поскольку существенных тектонических искажений разреза не наблюдается, мощность свиты, с учетом падения слоев, заведомо превышает 4 км. Туринская свита (ее нижняя часть) представлена вулканитами повышенной щелочности: трахиандезитами, трахибазальтами и др., их туфами и другой пирокластикой, частично переотложенной в морских условиях, с подчиненными прослоями известняков, содержащих пржидольские брахиоподы и криноидеи. Мощность в стратотипе до 1000 м. Описанные вулканогенные толщи на уровне венлока, лудлова и пржидола локально замещаются известняковыми биогермами и рифами (выделяются Нижнетагильский, Исовской, Елkinский и другие рифовые массивы [Стратиграфические..., 1993]).

По петрохимическим характеристикам силурийские вулканиты сопоставимы с островодужными [Перфильев, 1979; Формирование..., 1986; Язева, Бочкарев, 1995; Иванов, Шмелев, 1996 и др.]. Появление вверх по разрезу дуги вулканитов повышенной щелочности и развитие рифовых массивов на островодужном цоколе свидетельствуют об эволюции дуги в сторону зрелости и отмирания (что произошло уже в раннем девоне).

Пожалуй, лишь Ю. С. Каретин [1987, 1997 и др.] оспаривает мнение об островодужной природе тагильских вулканитов и считает Тагильскую структуру рифтогенным трогом. Признавая черты сходства указанных вулканитов с островодужными, он находит и определенные, зачастую достаточно тонкие отличия от «островодужных эталонов». Нетрудно, однако, заметить, что поиски черт петрохимического сходства этих вулканитов с «рифтогенными эталонами» оказываются вообще бесперспективными. Другие аргументы этого автора в пользу рифтового характера Тагильского трога при сугубо консервативной оценке растяжений в нем (всего 15–25 км) сводятся к утверждению о нормальном стратиграфическом залегании тагильских вулканитов на докембрии Центрально-Уральской зоны, об отсутствии формаций «сопряженных с вулканическими островными цепями глубоководных желобов» и т. п. В свете излагаемого здесь материала эти идеи не требуют специальных комментариев.

Вулканиты Тагильской дуги тесно пространственно ассоциируют с плутоническим комплексом Платиноносного пояса, на особенностях геологии которого также следует остановиться. При этом надо учесть, что хотя комплексы подобного типа широко распространены и в других районах Урала, обычно в ассоциации с дунит-гарцбургитовыми комплексами офиолитов, здесь, в Тагильской зоне они широко развиты и в полях развития островодужных комплексов, давая дополнительный материал о геологических условиях их образования.

Платиноносный пояс — это цепочка массивов кристаллических пород гипербазит-габбрового состава, которые

отличаются в деталях своего строения и геохимии от нижних членов стандартного офиолитового разреза, подстилающих диабазы, базальты и глубоководные осадки. Не вдаваясь в детали вещественной характеристики этих массивов, широко освещенные в литературе [Ефимов, 1984; Ефимов и др., 1993; О. Иванов, 1997 и др.], необходимо отметить, что обычно исследователи выделяют в них два разнородных комплекса. Пользуясь терминологией А. А. Ефимова, это «эпидунитовый» (дунит-клинопироксенит-габбровый) комплекс и «эпигаббровый», с реликтами первичных офитовых двупироксеновых габбро-норитов. Наиболее поздними магматическими образованиями являются интрузии плагиогранитов. Гарцбургиты отсутствуют. Породы эпидунитового комплекса образуют незамкнутые кольцевые, воронкообразные, овальные структуры, контуры которых произвольно обрезаны очертаниями массивов. Этот факт, как и отсутствие апофиз более молодых комплексов в раме массивов говорит в пользу предположения о том, что внедрение этих массивов происходило после окончательного формирования образующих их пород, при движении вверх в твердопластичном состоянии.

Показано [Ефимов и др., 1993], что породы эпидунитового комплекса испытали равновесный гранулитовый метаморфизм, не превышающий 700–800°С при давлении до 0,7 Гпа, что по глубине может соответствовать базальтовому слою коры переходного (островодужного) типа. К моменту внедрения в верхние горизонты земной коры эти породы все еще сохраняли высокую температуру, так же как и более молодые, заведомо магматические образования. Эти разогретые массы в процессе подъема и внедрения сыграли роль агента теплопереноса и вызвали зональный метаморфизм рамы. По данным Ю. С. Каретина [1976] метаморфизм этот был зональным, с последовательной сменой от контактовых роговиков через амфиболиты к зеленым сланцам.

По сути дела, как уже отмечалось автором [Пучков, 1996а], Платиноносный комплекс представляет собой уникальное «окно» в нижнюю или среднюю часть коры островодужного типа. Этот тезис получает подтверждение со стороны петрохимии, геофизики и изотопных методов датирования.

В последнее время было, в частности, показано [Иванов, Шмелев, 1996; Шмелев и др., 1997], что по своим петролого-геохимическим характеристикам, включая РЗЭ, породы платиноносных массивов действительно идентичны или близки к породам островодужного генезиса и существенно отличаются от офиолитов.

По геофизическим данным [Соколов, 1992], массивы Платиноносного пояса обнаруживают тесные пространственные связи с комплексом предположительно базит-гипербазитового состава, подстилающим вулканогенные зеленокаменные толщи на глубинах 7–9,5 км. Этот комплекс трактуется как верхняя часть базальтового слоя и фигурирует в литературе как вулcano-плутонический, с фрагментами протоокеанической коры, или как

габбро-гипербазитовый слой меланократового основания. Этот слой контактирует с толщами Центрально-Уральского поднятия по надвиговой зоне Главного Уральского разлома, падающей к востоку под углом 30–45°. В связи с этим, западное крыло антиформной структуры Платиноносного пояса более крутое и нарушенное, чем восточное, и сами массивы на глубине подстилаются более легкими докембрийскими породами лежащего крыла надвиговой зоны. Однако последние черты отвечают наложенной, коллизионной структуре Урала.

Особенности строения Платиноносного пояса, отраженные на геологических картах, позволяют предполагать, что в отличие от альпинотипных, механизм внедрения платиноносных массивов не был связан с выдвиганием в верхние горизонты земной коры тектонических пластин базальтового слоя по надвигам. Нарисовать такие пластины и как-либо обосновать их существование не удастся, и таким образом ни субдукционный, ни коллизионный механизмы — в чистом виде — не проходят. Нереален и механизм диапиризма, связанного с плотностной инверсией: плотность внедрявшихся масс заметно выше плотности вмещающих пород. Более вероятным кажется механизм рифтогенеза, сопряженного с «принудительным» диапирово-протрузивным поднятием фрагментов еще не остывшего базальтового слоя недавней островной дуги над выступом неглубоко залегающей астеносферы — «разуплотненной мантии». Или, что менее вероятно, но довольно близко, механизм «тектонической эрозии» в условиях растяжения, когда более низкие горизонты коры обнажаются в результате отслоения верхних горизонтов и образования в них крупноамплитудных листрических сбросов. Время этого процесса не вполне ясно: по геологическим данным, оно не древнее лландовери. Верхняя граница не определяется геологическими данными, а вполне надежных изотопных определений возраста для времени эксгумации (вывода пород Платиноносного комплекса к поверхности) пока не получено. Тем не менее, опубликованные к настоящему времени изотопные датировки пород Платиноносного пояса не противоречат вышеизложенным представлениям. Прежде всего, следует упомянуть определения возраста клинопироксенов Светлогорского массива по флогопитам K–Ar методом и изохронные датировки габбро-норитов Кумбинского массива по монофракциям в интервале 415–432 млн лет; Pb–Pb возраст по цирконам из габбро Кумбинского массива 428±7 млн лет; Sm–Nd изохрону по габбро Чистопского массива 419±12 млн лет (силур, время окончательного становления рассматриваемых комплексов в базальтовом слое островодужной коры). Большой интерес представляют также изохронные K–Ar датировки роговиков окружения Кумбинского массива: 350–332 млн лет (ранний карбон, вероятно верхний предел или истинный возраст времени рифтогенеза и метаморфизма рамы) [Иванов, Калеганов, 1992; Яковлева, 1990; Ронкин и др., 1997д; Bosch et al., 1999]. В последующем, в конце раннего – среднем карбоне

коллизионный процесс привел к надвиганию меланократовых комплексов западного крыла Тагильской зоны вместе с массивами Платиноносного пояса на древние сиалические комплексы Центрально-Уральской мегазоны и к возникновению современной структуры.

К механизму рифтогенеза при характеристике геодинамических условий образования массивов Платиноносного пояса прибегают и авторы весьма содержательной статьи о структуре и динамике становления Кытлымского плутона [Савельева и др., 1999], в которой приведены убедительные доказательства магматического происхождения плутона, сформированного в ходе неоднократного внедрения глубинных дифференцированных магм и кашеобразных кумулятов. Следует, однако, заметить, что вывод авторов о том, что массивы сформировались на рубеже раннего и позднего силура при деструкции континентальной окраины представляется малообоснованным. Этот вывод следует из допущения, что окружающие массив предположительно верхнеордовикские и нижнесилурийские толщи базальтов, metabазальтов, кремнисто-углеродистых сланцев, и туфов принадлежат глубоководному бассейну, возникшему в основании континентального склона, и что они наращивают разрез нижнего – среднего ордовика, представленного толщиной кварцево-сланцевых, кварц-альбит-сланцевых, с подчиненными прослоями глинистых, глинисто-карбонатных сланцев и мелкогалечных конгломератов. Мы уже обсуждали этот вопрос при рассмотрении проблемы Польинской зоны и пришли к выводу, что такой разрез не может быть непрерывным: между кварцево-сланцевой и вулканогенно-осадочной толщами проходит Главный Уральский разлом. К тому же район крайне неудачен: ни литологические, ни фаунистические, ни структурные данные (по условиям обнаженности зоны ГУР) не позволяют использовать Кытлымский массив и его окружение для доказательства данного тезиса.

Восточно-Уральская зона

На Южном Урале размещение и характер разрезов в южной (Мугоджарской) и северной частях разреза Восточно-Уральской зоны сильно различаются.

Развиваемые здесь представления о структуре северной части Восточно-Уральской зоны в достаточной мере гипотетичны. Мы предполагаем, что островодужные комплексы, развитые в этой части зоны, находятся в аллохтонном залегании. Основанием для этого служит петрохимическая характеристика вулканитов, указывающая скорее всего на первично энсиматический характер островной дуги и совмещенность одновозрастных вулканогенных и осадочных разрезов (см. ниже). В связи с этим нами делается попытка выделить в пределах северной части зоны автохтонные и аллохтонные комплексы. В южной части зоны выделяются только автохтонные отложения.

Автохтонные комплексы

К автохтонным мы предположительно относим разрезы, представленные осадочными породами в Полетаевском, Тогузакском районах и в Восточных Мугоджарах. Они представлены двумя типами разреза — мелководным известняковым и относительно глубоководным кремнисто-сланцевым.

В Полетаевском районе (Архангельский участок) скважиной перебурена толща известняков, в которой в интервале около 250 м обнаружена ненарушенная последовательность комплексов конодонтов (снизу вверх) лудлова, пржидолия, лохкова, а также прагиена — раннего эмса [Сначев, Мавринская, 1995].

На рр. Нижний и Средний Тогузак, севернее поселка Варна, обнажается толща углисто-кремнистых сланцев, с тонкими прослоями известняков и песчаников, мощностью до 300 м, первоначально выделявшаяся как варненская свита ордовика. Позже, когда в ней были найдены граптолиты лландовери и конодонты лудлова, было высказано предположение, что толща не является маломощным прослоем среди вулканитов, а отвечает значительной части силура [Иванов, Пучков, Пелевин, 1992]. В дальнейшем, однако, по результатам более детальных исследований, от вывода о лудловском возрасте верхов варненской свиты пришлось отказаться; найденные здесь и переопределенные конодонты говорят о нижневенлокском уровне этой части свиты [Бикбаев и др., 1998]. Ранее находка лландоверийских граптолитов использовалась для обоснования выделения здесь спилитовой формации нижнего силура [Коротеев, Дианова, Кабанова, 1979].

Справедливости ради следует признать, что вышеописанные толщи Полетаевского и Тогузакского районов допускают и иную интерпретацию. В Стратиграфических схемах [1993] материал представлен таким образом, что кремнистые сланцы находятся в одном разрезе с островодужными вулканитами, а известняки не только переслаиваются с ними, но и надстраивают (образуя рифовые постройки на вулканическом цоколе) и частично замещают их фациально. Та же проблема возникает и при прослеживании силурийских островодужных вулканитов на север, в район г. Каменск-Уральский, по рр. Исток и Багаряк на востоке Среднего Урала [Шурыгина, Милицына, 1996а], где соседствуют частично одновозрастные разрезы силура, представленные либо чистыми органогенными известняками, либо преимущественно туфогенными, грубообломочными толщами с прослоями известково-щелочных лав и известняков. Аналогичная ситуация (но уже с девонскими островодужными ассоциациями) описана нами на Среднем Урале в Режевском районе, где карбонатные разрезы совмещены в тектонических покровах с вулканогенно-осадочными, и на все наложены крутопадающие разломы, образующие клавишную структуру [Пучков и др., 1989].

В Восточных Мугоджарах силурийские отложения сохранились от эрозии в Балкымбайском, Старокара-

бутаком грабенах и в районе метеостанции Галдык и представлены чисто осадочными толщами чехла микроконтинента. В Балкымбайском грабене, в урочище Балкымбай описана толща, прослеживающаяся по простиранию на 10 км и сложенная плитчатыми кремнями, углисто-глинистыми сланцами и алевролитами, песчаниками, с прослоями известняков. В 10-метровой пачке известняков в районе развалин с. Шиман найдены конодонты раннего силура [Пелевин, Пучков, 1987].

Восточнее, в районе метеостанции Галдык, на северной периферии холма, сложенного преимущественно мраморизованными известняками, выше слоев, охарактеризованных фауной ордовика, наблюдается пачка известняков с подчиненными прослоями терригенных пород и кремней, содержащая конодонты силура. На юго-восточной периферии холма, также над слоями, принадлежащими ордовику, располагается пачка известняков с конодонтами силура. Мощность пачек, охарактеризованных конодонтами, оценивается в десятки метров [Пелевин, Пучков, 1989].

В Старокарабутаком грабене, в глинисто-кремнистой толще мощностью 350 м, прослеженной на расстоянии около 100 км, были найдены граптолиты лландовери [Кориневский, Булеев, 1969]. Нами в верхней части той же свиты обнаружены радиолярии позднего силура и конодонты раннего девона. Таким образом, возраст жиландытауской свиты скорее всего отвечает всему силуру и низам девона [Пелевин, Пучков, 1983].

Аллохтонные комплексы

К аллохтонным комплексам, к которым нами уже были причислены в ордовике базальты с яшмоидами варненской полосы (см. выше), в силуре мы относим осадочно-вулканогенные толщи, содержащие толеитовые и преимущественно известково-щелочные вулканиты, сопоставляемые с островодужными [Коротеев и др., 1979]. К сожалению, фаунистическая охарактеризованность разрезов, надежность изотопных анализов, приводимых в литературе, и довольно поверхностные структурные наблюдения, которым препятствуют условия обнаженности, оставляют желать много лучшего.

Фаунистически доказанные островодужные комплексы в рассматриваемой зоне располагаются в двух субмеридионально вытянутых полосах: *западной, Уйско-Увельской* (по другим авторам, Сухтелинско-Арамилской) и *восточной, Еманжелинско-Варненской*.

В *западной* полосе у с. Булатово в углисто-кремнистых сланцах среди островодужных вулканитов найдены граптолиты раннего силура [Плюснин и др., 1965; Стратиграфические..., 1993]. Этот комплекс вулканитов, судя по геологическим картам, прослеживается широкой полосой по западной границе Магнитогорской синформы, обнажаясь в среднем течении р. Уй, в верховьях р. Увелька и далее на север по восточному краю Ильменогорско-Сысертского поднятия, где он фаунистически не охарактеризован и выделяется предположительно.

В восточной полосе, протягивающейся субмеридионально от района г. Каменск-Уральска на севере до р. Нижний Тогузак на юге, силурийские отложения охарактеризованы значительно более надежно и детально [Коротеев и др., 1979; Путеводитель..., 1991; Вулканизм..., 1992; Стратиграфические..., 1993; Язева, Бочкарев, 1995; Шурыгина, Милицына, 1996а, б и др.]. Разрезы силура даются в этих работах как сводные, в виде единой стратиграфической колонки. Если же внимательно рассмотреть материалы, изложенные в последней из цитированных работ по Еманжелинскому району к югу от Челябинского массива и от г. Челябинска (окрестности пос. Первомайского), то может создаться впечатление, что на деле здесь два типа разреза: западный, карбонатно-вулканогенный и восточный, карбонатный. В западном типе разрез начинается базальтами томинской свиты, мощностью 800–1000 м, датированной по налеганию на нее мичуринской свиты, представленной андезитами, андезидацитами, их туфами, туфобрекчиями, туфопесчаниками с маломощными прослоями известняков, содержащими конодонты, кораллы, криноидеи раннего силура, предположительно венлока. Мощность 500–800 м. Вулканогенная толща согласно перекрывается известняками с прослоями туфопесчаников, содержащими лудловскую фауну. Восточный тип разреза силура представлен известняками венлока, лудлова и пржидолия, мощностью 750 м, с фауной кораллов, брахиопод, криноидей; в верхней части преобладают амфипоры и кораллы. Возможно, что этот разрез принадлежит автохтонному мелководному типу, о котором говорилось выше. Близкое взаимное расположение вышеописанных разрезов, в одном из которых широко представлены туфы, а в другом туфогенных прослоев вообще не отмечается, трудно себе представить без предположения о крупномасштабном тектоническом совмещении.

Аналогичное сближенное расположение двух типов разрезов может предполагаться в этой полосе и южнее, в Варненском районе, на рр. Нижний, Средний и Верхний Тогузак.

В связи с проблемой силурийского известково-щелочного вулканизма в Восточно-Уральской зоне особое внимание привлекает также крупный Нижнесанарский гранодиорит-тоналитовый массив, расположенный непосредственно к западу от г. Троицка. Не исключено, что этот массив является комагматом силурийских островодужных комплексов, в пользу чего говорят особенности его петрохимии и изотопные датировки: К–Аг 430±20 млн лет, α–Рb 420±35 млн лет [Язева, Бочкарев, 1995; Дегтярев и др., 1998].

А. М. Косарев [Вулканизм..., 1992, с. 143], характеризуя базальты выделенных им на рассматриваемой территории андезито-базальтовых формаций Арамилско-Сухтелинской и Еманжелинско-Варненской палеовулканических зон, датируемых в пределах силур – ранний девон, подчеркивает, что по щелочности, суммарному железу и величине F они относятся к группе относительно

примитивных, с пониженной щелочностью, умеренным суммарным железом и минимальным коэффициентом фракционирования. При этом он допускает, что на химизм вулканитов влиял состав фундамента. В отличие от него, Р. Г. Язева и В. В. Бочкарев [1995], характеризуя лландоверийскую базальт-порфиритовую формацию, выделенную к югу от Челябинского массива под названием томинской свиты, указывают, что по химическому составу они сходны с современными эффузивами эпиокеанических островных дуг (Тонга, Южной Сандвичевой и др.). В то же время, венлок-лудловские эффузивы мичуринского комплекса, развитого в окрестностях г. Челябинска и катенинского комплекса, развитого в бассейне р. Карталы-Аят непосредственно к востоку от пос. Варны, отнесены ими к андезито-дацитово-дацитовой формации, породы которой по чертам химизма близки к андезитам и дацитам окраинно-континентальных обстановок. Завершают цикл, по мнению указанных авторов, сходные с туринскими субщелочные базальты и андезито-базальты чабанского комплекса, возраст которых предположительно отвечает низам нижнего девона. Авторы отмечают, что такая последовательность развития сближает южную часть силурийской палеодуги Урала с современными островными дугами Южных Курил, Фиджи и др.

Вышеприведенные данные говорят, хотя и не вполне однозначно, в пользу аллохтонного характера ордовикско-силурийских офиолитов и островодужных образований, надвинутых уже после их возникновения на сиалический цоколь Восточно-Уральской зоны, первоначально бывшей микроконтинентом. Время, направление и геодинамическую обстановку шарьирования, однако, определить пока весьма непросто. Но это вряд ли был поздний силур – ранний девон, хотя в раннем девоне произошел перескок зоны субдукции, вызванный, возможно, столкновением силурийской дуги и микроконтинента. Было бы удобно увязать и шарьирование островодужных комплексов на микроконтинент с этими событиями, что и делается [Язева, Бочкарев, 1995]. Однако против этого говорит наличие непрерывных карбонатных разрезов, сформировавшихся в Полетаевском и Еманжелинском районах с силура вплоть до эмса и даже до начала эйфеля включительно. Значит, столкновение дуги и микроконтинента с последующим шарьированием произошло не раньше позднего эйфеля. Впрочем, данных для надежного суждения по этому вопросу пока очень мало. Альтернативой служит предположение об автохтонном, энсиалическом развитии островной дуги на фундаменте микроконтинента.

—"

На Среднем Урале, как уже отмечалось, продолжается полоса вулканогенных и вулканогенно-пирокластических толщ в сочетании с известняками, отчасти рифовыми, которая была описана выше для Варненского и Еманжелинского районов Восточно-Уральской зоны. Однако к северу от широты г. Екатеринбургa силурийские отложения в рассматриваемой зоне выделяются неуверенно, часто со знаком вопроса. В ряде случаев толщи,

считавшиеся силурийскими, датированы как девон благодаря находкам конодонтов.

Напротив, в *Салдинском* метаморфическом комплексе в последнее время по находкам конодонтов к верхнему ордовику – силуру отнесены истокская и буксинская свиты, представленные метаморфизованными углеродистыми сланцами, алевролитами и аркозами, а также офиолитами (истокская серия). В Стратиграфических схемах [1993] эти толщи показаны как рифейские и нижнепротерозойские. На основе этих и других данных комплексы Салдинской глыбы трактуются как метаморфическое (океаническое по составу) основание палеозойской (девонской?) островной дуги [Петров и др., 1999].

Денисовская зона

Сведения о силурийских отложениях в Денисовской зоне крайне скудны и во многом не очень надежны. В наиболее северном по простиранию зоны, Варваринском районе К. С. Иванову [1998в] принадлежит находка силурийских (ближе не определимых) конодонтов в кремнях среди афировых базальтов и андезитов; он считает, что вулканы характеризуют нижнюю часть островодужного (быть может, тыловодужного) разреза. В Денисовском районе, на р. Тобол, в верхах ордовикской кремнисто-флишовой толщи залегает пачка песчаников, алевролитов и сланцев с граптолитами лландовери. В этом же районе издавна известна находка силурийских брахиопод и кораллов в известняках среди мощной толщи базальтов и их туфов с прослоями яшмоидов, по которым эта толща и датировалась. Такая трактовка принята и в Стратиграфических схемах [1993], несмотря на то, что в яшмоидах уже были известны наши находки ордовикских конодонтов. Тем не менее, было бы прежде-

временно отрицать возможность наличия в этом слабо обнаженном районе силурийских вулкаников. Еще южнее, в Айке-Жабасакском районе Казахстана, близ восточной границы Оренбургской области, указывается наличие мощного, свыше 1500 м, разреза базальтов, порфировых диабазов, туфов, туфопесчаников, кремнистых и глинисто-кремнистых сланцев, а также известняков с фауной кораллов венлока–лудлова [Стратиграфические..., 1993]. Этот набор удивительно напоминает породную ассоциацию всего ордовикско-силурийского разреза Денисовского района.

—"

Итак, среди силурийских комплексов региона намечаются: 1. Образования пассивной окраины Восточно-Европейского континента, и среди них, мелководные отложения шельфа и глубоководные отложения континентального склона и подножья. 2. Вулканы-индикаторы спрединга. 3. Перекрывающие их формации океанического чехла (1-го слоя океанической коры. 4. Фрагменты островной дуги; 5. Микроконтинент с авулканическим чехлом. Это деление на комплексы сохраняется и в начале раннего девона, предположительно до момента заложения Магнитогорской островной дуги в эмсе.

—"

В металлогеническом отношении наиболее важной является Тагильская зона. С силурийскими островодужными комплексами этой зоны, включая массивы Платиноносного пояса, связано крупнейшее Качканарское месторождение ванадиеносных титаномagnetитов и среднемасштабные месторождения медных колчеданов. Установлена специализация островодужных формаций и связанных с ними руд и рудопоявлений на легкоплавкие платиноиды, золото и серебро.

Девонский период

Официально принятая структурно-фациальная зональность для девона [Стратиграфические..., 1993] практически ничем не отличается от ордовикской и силурийской. В пределах Урала выделяются Бельско-Елецкая, Сакмаро-Лемвинская, Тагильская, Магнитогорская, Восточно-Уральская и Зауральская зоны. Следующая к востоку Тюменско-Кустанайская зона, по-видимому, должна относиться к казахстанцам. Эта зональность, детализированная и модифицированная применительно к Южному и Среднему Уралу, принимается нами для нижнего, среднего девона и франского яруса. Структурный план заметно изменился в фаменское время в связи с коллизией пассивной окраины Восточно-Европейского континента и Магнитогорской островной дуги и возникновением Зилаирского флишевого прогиба. Поэтому мы разделяем девонскую историю Южного и Среднего Урала на два этапа: раннедевонско-франский и фаменский. Надо, впрочем, вновь оговориться,

что особенности развития Урала в начале девона были унаследованы от силура; настоящая перестройка произошла в течение раннего девона и структурный план раннедевонско-франского этапа вполне определился лишь в эмсе.

РАННЕДЕВОНСКО-ФРАНСКИЙ ЭТАП

Главные изменения, происшедшие на Южном Урале в течение рассматриваемого этапа, касаются Магнитогорской зоны, представлявшей в раннем девоне довольно широкий океанический бассейн (по палеомагнитным данным В. С. Буртмана и др., в печати, пространство между палеоширотами, определенными для карамалыташской свиты и раннедевонских красноцветов р. Тобол имело ширину по палеомеридиану 2500±400 км). Мы не разделяем сомнений авторов книги «Вулканизм Южного Урала» [1992], считавших, что Уральский палеоокеан

всегда был узким, чуть ли не щелевым, и возникновение островной дуги в нем, хоть и имело место по данным петрологии, все же выглядит весьма странно во всех остальных отношениях (кстати, с той же проблемой сталкивается Ю. С. Каретин на Среднем Урале). Эти сомнения связаны с тем, что петрохимические характеристики ордовикских и раннесилурийских базальтов Южного Урала не позволяют считать их полностью соответствующими обстановке СОХ. Последнее справедливо. Однако при том сценарии, который мы принимаем, именно эти базальты ранних стадий спрединга должны были сохраниться от субдукции как краевые, припаянные в составе литосферных плит к краям континента и микроконтинента. К началу коллизионного этапа в конце палеозоя в зонах субдукции исчезли прежде всего срединные части типично океанской литосферы, тогда как ее краевые части имели лучший шанс сохраниться в мегамеланжах и аллохтонах, выжатых на края континентальных глыб. В связи с этим мы не видим проблемы в допущении (а точнее, констатации факта), что в эмское время в Магнитогорской океанической впадине возникла зона субдукции и островная дуга над ней.

Бельская зона

В течение раннедевонско-франского времени Бельская зона представляла собой широкую область накопления преимущественно мелководных шельфовых осадков (рис. 15). Отмечаются как кратковременные регрессии и размывы, так и возникновение относительно глубоководных прогибов. На Южном Урале наиболее полными, в их нижней части, считаются восточные разрезы (широтное течение р. Белой к востоку от района с. Иргизлы, меридиональное течение р. Белой, верховья р. Юрюзань, возможно, восточный разрез на р. М. Ик и р. Б. Ик у с. Мурадымово), где пржидольские карбонатные отложения согласно перекрываются известняками лохкова или сменяются после необнаженного интервала биогермными известняками прагиена. На Среднем Урале такие полные карбонатные разрезы характерны для восточной части Уфимского амфитеатра и для Улс-Велсовской синклинали. В этой полосе предполагается развитие нижнедевонских (лохковско-пражских, по современной стратиграфической шкале) барьерных рифов, сменяющихся к западу полосой предрифовых фаций слоистых известняков с линзами песчаников [Краузе, Маслов, 1961]. Указанные авторы предполагают, что мощность рифовых разрезов достигала 1200–1500 м. Стратиграфические схемы [1993] дают значительно более консервативную оценку (до 500 м). Нижнедевонские барьерные рифы, известные под названием *герцинских*, подробно изучались В. П. Шуйским [1970, 1973], который дал им детальную литолого-стратиграфическую характеристику и привел палеонтологическое описание развитых в них рифостроящих водорослей. Им показано, что уральские барьерные рифы располагались на перегибе

внешнего шельфа, близ границы с батинальной зоной. Рифы описаны им в верхнем течении р. Белой, в центральной части Уфимского амфитеатра, непосредственно к западу от Бардымского аллохтона, а также в верховьях р. Вишеры. Употребляя термин «герцинские известняки» В. П. Шуйский отдавал дань давней традиции, признавая, однако, что термин устарел. Добавим, что он и в принципе неправилен: известняки в Гарце имеют иное тектоническое положение.

На территории Предуральяского прогиба (юг Бельской впадины) и в Юрюзанском районе нижнедевонские отложения, представленные аргиллитами, алевролитами и песчаниками, охарактеризованные спорами и акритархами, вскрыты рядом скважин, имеют мощность местами свыше 200 м и получили название хлебодаровской свиты. По всей вероятности, их верхний возрастной предел ограничен верхами пражского яруса. Эта свита известна в краевых складках Южного Урала, на юго-западном обрамлении Башкирского антиклинория — в разрезах г. Индя-Тау и на р. Урюк [Чибрикова, Олли, 1983, 1993].

Не очень ясна картина в районе Кваркушского антиклинория, где В. Г. Варганов [1998] указывает на находки палеозойской фауны под такатинским горизонтом, делая из этого абсолютно неверный вывод о палеозойском возрасте серебрянской и сылвицкой серий, которые якобы образуют с такатинской свитой непрерывный разрез. Речь может идти лишь о плохо идентифицированных останках палеозойских отложений, типа хлебодаровской, грязнушинской или индятауской свит, сохранившихся от эрозии между вендскими и эмскими отложениями.

В эмское время¹, являвшееся переломным и для Бельской зоны, область осадконакопления сильно расширилась, выйдя далеко за пределы современного Урала на платформу и начавшись накоплением базальной толщи косослоистых кварцевых песчаников, гравелитов, с прослоями алевролитов и аргиллитов такатинской свиты, с характерными спорово-пыльцевыми комплексами и акритархами (последние, по свидетельству Е. В. Чибриковой, свидетельствуют о морском генезисе содержащих их прослоев), с остатками флоры и рыб, мощностью от нескольких до 150 м. Распространяясь на запад, свита последовательно, без углового несогласия, перекрывает (уже в пределах современного Урала) силурийские, и затем вендские отложения, свидетельствуя о самом крупном перерыве в истории палеозойского осадконакопления восточных районов Восточно-Европейской платформы. Выше по разрезу кварцевые

¹ Нижний девон, по принятой здесь трактовке, включает эмс, который по местной, уральской шкале в основном относится к юртищенскому надгоризонту среднего девона. Чтобы избежать путаницы мы, в отличие от большинства цитируемых здесь публикаций, привязанных к несколько устаревшей стратиграфической схеме, будем использовать только подразделения международной стратиграфической шкалы и при крайней необходимости указывать конодонтовые зоны. К сожалению, многие уральские авторы до сих пор используют ярусы международной стратиграфической шкалы в устаревшем, «уральском» объеме, что недопустимо.

песчаники, алевролиты и аргиллиты, имеющие источником сноса платформенные поднятия, появляются еще несколько раз, периодически сменяя известняки и маркируя границы трансгрессивных циклов разного порядка (подошва койвенской свиты эмса, чусовская свита в основании живета, пашийская свита верхов живета, орловская — верхнего франа). С такатинской, чусовской и пашийской свитами связана значительная часть запасов нефти в Приуралье. При детальном изучении в пашийско-кыновских отложениях выявляются протяженные песчаные тела типа рукавов, отвечающие речным врезам, песчаным барам и другим прибрежным палеогеоморфологическим элементам. Всего же в девоне Приуралья насчитывается более десятка нефтепродуктивных песчаных слоев, а к перерыву в основании орловской свиты, проявившемуся в Уфимском амфитеатре, приурочено образование бокситов Южноуральского бокситоносного района и проявлений бокситоносности в Бардымском районе Среднего Урала. В периоды трансгрессий преобладало накопление слоистых и биогермных известняков, с фауной брахиопод, строматопорат, кораллов, остракод, а также образование специфических депрессионных доманиковых фаций, представленных относительно маломощными пачками аргиллитов, кремней, мергелей, известняков; в стратиграфии их преимущественную роль играют гониатиты, конодонты, брахиоподы, тентакулиты. Доманиковая фация появляется в разрезе дважды. В афонинской свите бассейна среднего течения р. Белой она известна под названием инфрадоманика.

Во франском ярусе (переходя затем в фамен и нижний карбон) она развита в более широкой полосе северо-западного простирания, от широтного течения р. Белой до хр. Кара-Тау и маркирует внутреннюю, депрессионную зону Актаныш-Чишминского прогиба Камско-Кинельской системы [Сюндюков, 1975; Лозин, 1994]. Прогиб прослеживается из платформы в складчатую зону современного западного склона Урала, подчеркивая прежнюю

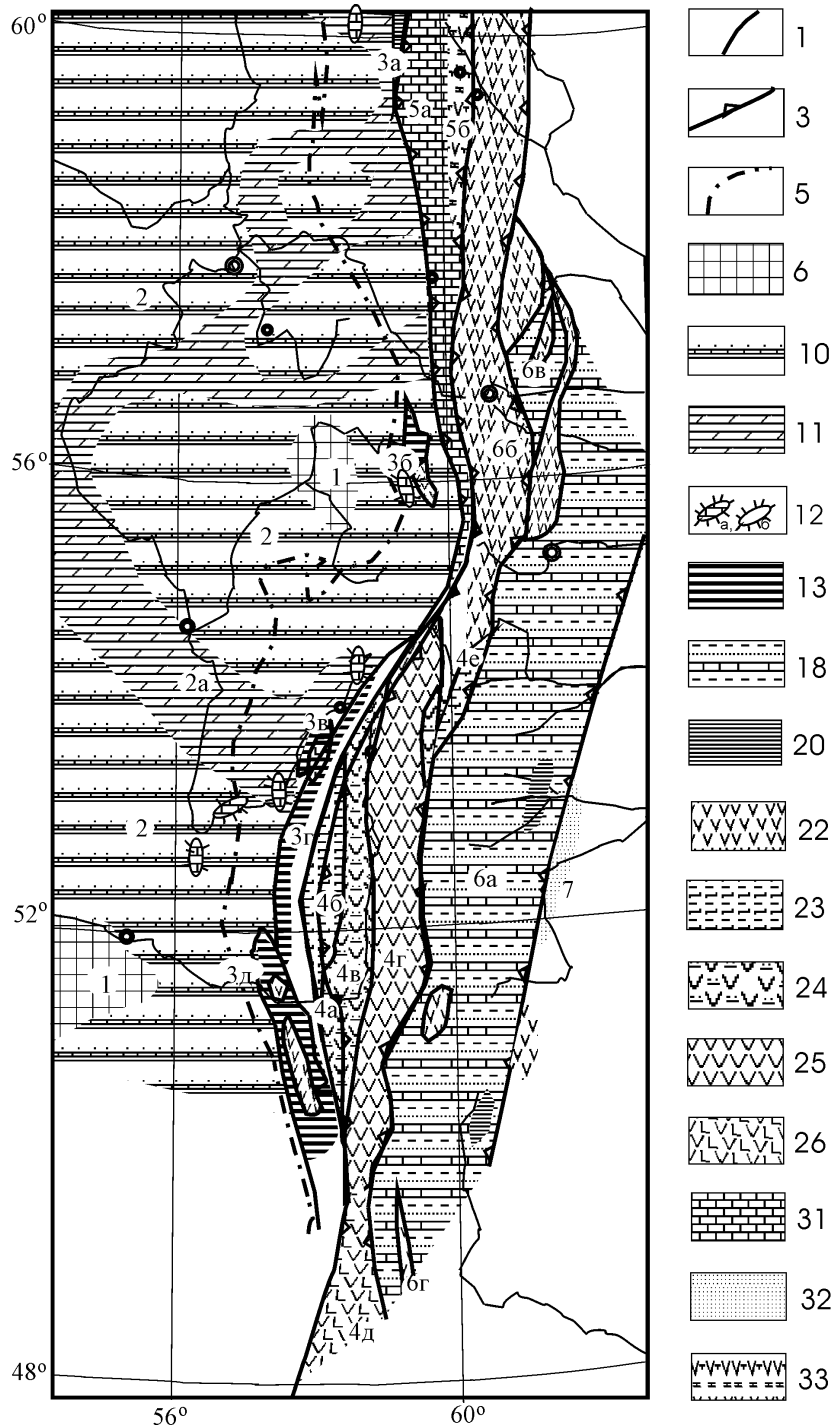


Рис. 15. Схема структурно-фациальной зональности юга Урала для эмско-франского этапа

1 – область отсутствия отложений (островная суша); 2 – Бельская зона (2а – Актаныш-Чишминский прогиб Камско-Кинельской системы); 3 – Сакмаро-Кракинская зона (3а – Польинская подзона, 3б – Бардымский аллохтон, 3в – Кракинский аллохтон, 3г – Уралтауская антиформа, 3д – Сакмарский аллохтон); 4 – Магнитогорская зона (подзоны: 4а – Вознесенско-Присакмарская, 4б – Актау-Таналыкская, 4в – Западно-Магнитогорская, 4г – Восточно-Магнитогорская, 4д – Западно-Мугоджарская.; s – Сухтелинский аллохтон); 5 – Тагильская зона (подзоны: 5а – Петропавловская, 5б – Туринская); 6 – Восточно-Уральская зона (подзоны: 6а – Мугоджарско-Челябинская, 6б – Петрокаменско-Салдинская, 6в – Алапаевско-Режевская. 6г – Балкымбайский грабен); 7 – Денисовская зона. См. также рис. 12.

общность этих ныне резко различающихся по структуре зон. Такие же прогибы — Уткинско-Серебрянский и Кизеловский — следятся на западный склон Урала со стороны Пермского Приуралья). Области развития доманиковых фаций обрамляются мелководными фациями открытого шельфа с биогермами и рифовыми постройками.

Другой особенностью осадконакопления в рассматриваемой зоне является наличие двух крупных сводовых конседиментационных поднятий — к северо-востоку от хр. Кара-Тау и в районе г. Оренбурга. В обоих случаях поднятия были перекрыты осадками только в фаменское время, причем в осевой части первого поднятия фамен залегает на грязнушинской свите силура — нижнего девона, а во втором — на ордовикских отложениях.

Общая мощность нижнедевонско-франских отложений колеблется в среднем около 200–250 м на платформе и до 400–600 м на Южном и Среднем Урале.

В последнее время появилось сообщение о существовании в Бельской зоне, на западном склоне Среднего Урала, мендымского внутрiformационного несогласия, которое трактуется как первый импульс коллизионных деформаций [Иванов и др., 1999]. Приведенный этими авторами фактический материал, сам по себе очень интересный, все же кажется неверно интерпретированным. Трудно наверняка судить о структуре заочно, но рискну предположить, что на приведенном в цитированной работе рисунке изображен фрагмент треугольной вдвиговой структуры, подобной описанным во многих работах, в том числе и на Западном склоне Урала [Клещев и др., 1995; Jones, 1991; Соборнов, Бушуев, 1992 и др.]. Углисто-карбонатные сланцы играли в этой структуре роль смазки в зоне срыва.

Сакмаро-Кракинская зона

Как это сделано для ордовика и силура, девонские отложения, развитые в этой зоне, описываются отдельно для Польинской подзоны, Бардымского, Кракинского, Сакмарского аллохтонов Зилаирской синформы и для антиформы Урал-Тау.

Польинская подзона развита на Приполярном и Северном Урале, протягивается до границы со Средним, а возможно проходит и на Средний Урал. Примерно на границе Среднего и Северного Урала (pp. Ивдель, Тальтия) непосредственно к западу от меланжа и зоны смятия ГУР обнаружены черные углеродистые сланцы с линзами известняков. Установлено, что это олистострома: в известняках содержится ордовикская фауна, тогда как вмещающие их черные сланцы датированы конодонтами как мендымский горизонт франского яруса [Петров, Пучков, 1994]. Есть хороший повод сопоставить эту датировку с упомянутым двумя абзацами выше мендымским «несогласием» на платформе, однако, повторяю, с этим надо еще разобраться.

В Бардымском аллохтоне девонские отложения слагают две тектонические пластины.

Нижнесергинская пластина. В ее пределах нижний и средний девон представлен двумя фациальными типами, сближенными по надвигам. Разрезы первого типа сложены кварцевыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами, со слоями кремней в верхней части и потоками субщелочных базальтов и туфогенными прослоями — в нижней. Мощность до 600 м. Разрезы второго — конденсированной пачкой нервнослоистых, комковатых известняков, в том числе тентакулитовых, глинистых сланцев и кремней, с конодонтами прагиена, эмса и раннего эйфеля, мощностью в первые десятки метров (верхи среднинской свиты, о которой уже говорилось при описании силура). Разрез девона венчается фациально слабо дифференцированной пачкой кремней и кремнеобломочных конгломератов, до 150 м мощностью, с конодонтами франа [Пучков, Иванов, 1982a]. Разрезы и того, и другого типа (но без столь заметной роли эффузивов) характерны для Лемвинской зоны Урала. Как и там, питающей провинцией для кварцевых песчаников являлись поднятия Восточно-Европейской платформы, причем конденсированные разрезы скорее всего формировались на глубоководных поднятиях, недоступных для суспензионных потоков, выносивших пески.

Особое место в Бардымском аллохтоне занимает *Нязепетровская пластина*, имеющая скорее всего более высокое положение по сравнению с Нижнесергинской, контактирующая с ней по небольшой зоне серпентинитовых тектонитов и сложенная в основном нязепетровским комплексом слоистых туфов андезитобазальтового и андезитового состава, туфопесчаников, туфоконгломератов, мощностью до 800 м. В обломке известняка из последних найден пражский конодонт [Пучков, Иванов, 1982a], что подтверждает самостоятельность нязепетровского комплекса. Предполагается, что более высокое положение в разрезе занимает нязинский субщелочной комплекс трахиандезитов, трахиандезитобазальтов и их туфов, мощностью ориентировочно 300 м. С Нязепетровской пластиной связан Суроямский массив, представленный габброидной и дунит-клинопироксенитовой породными ассоциациями. Как щелочные эффузивы, так и ультрабазиты Суроямского массива прорываются нефелиновыми сиенитами, предположительно среднедевонского возраста [Жилин, Селиверстов, 1973; Селиверстов и др., 1973, О. К. Иванов, 1997]. В предпоследней из цитированных работ ультрабазиты Суроямского массива неправомерно идентифицируются с серпентинитами подошвенного меланжа Нязепетровской пластины. В то же время, данные о залегании этих тектонизированных серпентинитов на породах ураимской свиты, охарактеризованных ранне- и среднекаменноугольной фауной, дает представление о нижнем пределе времени шарьирования.

Надо отметить, что пространственная связь Суроямского массива с Нязепетровской тектонической пластиной представляется не вполне понятной. С одной стороны, по ряду параметров массив напоминает платиноносные; однако он содержит щелочные породы (щелочные

пироксениты и производные габбро-сиенитовой формации) и в этом отношении приближается к платформенным плутонам [Жилин, Нечеухин, 1999]. Аллохтонный характер массива, судя по геологическим картам, достаточно вероятен, но его связь с Тагильской зоной весьма проблематична.

К югу от Бардымского аллохтона, в районе р. Ургалы, в небольшом клиппе горы Маяк-Тау, нами установлено по конодонтам присутствие среднедевонских батиальных отложений, представленных кварцитами и плитчатыми кремнями [Пучков, Иванов, 1982б].

В Кракинском аллохтоне девонские отложения, как и силурийские, представлены двумя резко различными фациальными типами, один из которых установлен в подкракинской тектонической пластине, а другой — в перекрывающем ее офиолитовом меланже.

Данные о девоне в подкракинской пластине, связанные с находками конодонтов, были впервые опубликованы совсем недавно [Пучков, 1995]. В настоящее время количество публикаций по этому поводу заметно выросло, хотя, наверное, все же превышает количество точек с девонскими конодонтами хорошей сохранности [Пучков и др., 1998а; Якупов и др., 1998; Иванов, 1998б; Маслов и др., 1999а, б]. Промежуточный итог этим данным был подведен в последней из цитированных работ, где сделан вывод, что девонские отложения представлены здесь главным образом кремнистыми сланцами, мощностью не более 100–120 м; среди них описаны эмские и эйфельские, живетские и франские толщи; разрез очень похож на конденсированный разрез у дер. Рысаево в Медногорском районе, и общий характер фациальной зональности свидетельствует о том, что Сакмарская и Кракинская зоны представляли собой единый бассейн осадконакопления, не подвергшийся значительным тектоническим смещениям в результате образования шарьяжей. Здесь, однако, есть с чем не согласиться. Во-первых, присутствие в разрезе живетских отложений пока не подтверждено опубликованными фаунистическими данными, хотя, вероятно, такие находки могут быть сделаны в будущем. Во-вторых, что более важно, умалчивается факт наличия девонских отложений, наблюдаемых в виде блоков известняков в серпентинитовом меланже (см. ниже). Последнее свидетельствует о совмещении в межкракинском пространстве двух типов разреза, что невозможно понять без представлений о покровном строении Кракинского района.

Дополнительные данные о присутствии блоков девонских известняков в кракинском меланже были недавно опубликованы Т. Т. Казанцевой [1999], поднявшей архивные материалы по геологической съемке. Она приводит сведения о сборах среднедевонских кораллов и брахиопод в глыбах известняков из серпентинитового меланжа (районы с. Магадеево, р. Сангельды и у фермы Роша). Автором уже сообщались сведения ([Пучков, 1995] и в данной публикации) о том, что в кракинском меланже содержатся только породы, принадлежащие океанической

и островодужной ассоциациям. Наличие здесь же, наряду с кремнями, верхнесилурийских и среднедевонских мелководных известняков может служить указанием на достаточно расчлененный рельеф в этой фациальной зоне, — что, вероятно, связано с присутствием в меланже фрагментов подводных гор и/или островной дуги.

Широкое развитие девонских отложений в антиформе хр. Урал-Тау доказывается наиболее четко по сравнению с силурийскими и тем более ордовикскими. Девонские отложения долгое время выделялись только в составе силурийско-нижнедевонской бетринской свиты со стратотипом на р. Бетеря, на западном крыле Уралтауской антиформы [Геология СССР, 1964; Ключихин, 1960]. Считалось, что зилаирская свита залегает на бетринской с разрывом и значительным стратиграфическим перерывом. На всех официальных картах, опубликованных даже в 80-х годах, под зилаирской свитой верхнего девона был показан непрерывный, протягивающийся вдоль всего восточного крыла Зилаирской синформы горизонт силурийских кремнистых сланцев. В дальнейшем, благодаря находкам конодонтов, из состава бетринской свиты во фран была переведена пачка разноцветных плитчатых кремней и глинистых сланцев, выделенная в качестве ибрагимовского горизонта [Пучков, 1979б].

В целом характер разреза девона установлен достаточно хорошо, несмотря на пробелы в фаунистической охарактеризованности. По литологии разрез делится на две неодинаковые и, возможно, неравные по мощности толщи: нижнюю, преимущественно терригенную и верхнюю, кремнистую, с пачкой переходного состава между ними. Нижний девон (эмс) охарактеризован лишь в двух разрезах. На р. Бетере он представлен переслаиванием кварцевых песчаников, алевролитов, глинистых и кремнистых сланцев, с прослоем межформационных гравелитов и конгломератов, с крупными телами известняков, возможно представляющих собой олистоплаки и содержащих мелководную фауну и конодонты эмса [Пучков, 1979б; Стратиграфические..., 1993]. Мощность 150 м. В районе бывшего с. Ибрагимово мною описан фрагмент разреза, мощностью около 100 м, сложенный переслаиванием кварцевых песчаников, алевролитов и сланцев с конодонтами прагиена–эмса. Средний девон представлен переслаиванием кварцитов, алевролитов, различно окрашенных плитчатых кремней и глинистых сланцев. Мощность установить трудно; по-видимому, она не менее 100 м. Позднейфельские конодонты установлены в небольшом карьере близ дороги Кананикольск – Сибай, в 4 км от с. Кананикольск; живетские (по современной схеме) — в придорожном карьере на тракте Зилаир – Кананикольск [Пучков, 1979б; Пучков и др., 1998а; Стратиграфические..., 1993]. Франские отложения, выделенные автором под названием ибрагимовского горизонта, представлены пачкой плитчатых кремней, кремнистых и глинистых сланцев, мощностью не более 200 м, достаточно хорошо охарактеризованных многими находками франских конодонтов в карьерах на отрезке дороги

Ибрагимово – Кананикольск. Севернее тот же горизонт практически непрерывно прослеживается на большое расстояние, почти до г. Белорецка, но конодонтов в нем найти не удалось вследствие повышения динамометаморфизма. Переход к перекрывающей зилаирской свите наблюдается в разрезе у с. Ибрагимово, где на границе кремней и граувакк обнажена пачка, мощностью около 5 м, переслаивания полимиктовых песчаников, алевролитов и кремней с позднефранскими конодонтами [Пучков, 1979б; Пазухин и др., 1996].

Описанный разрез представлен, по всей вероятности, очень глубоководными отложениями, на что указывает пелагическая фауна и полное отсутствие сингенетичных карбонатных прослоев. Присутствие в стратотипическом разрезе бетринской свиты конгломератов, члеников криноидей в алевролитах и блоков мелководных известняков возможно связано с мутьевыми, грязевыми потоками и подводным оползанием (недоразвитая олигомиктовая олистострома на том же возрастном уровне, как и в Сакмарской зоне, — см. ниже). Возможно, мы имеем здесь дело с отложениями континентального подножья, с переходом вверх по разрезу от мощных силурийских отложений к конденсированным франским.

В Сакмарском аллохтоне выделяются два типа разреза: существенно кремнистый (батиальный) и вулканогенный (океанический и островодужный).

Существенно кремнистый тип разреза широко развит в Сакмарском аллохтоне, и относящиеся к нему отложения довольно хорошо узнаются, хотя в разных местах принадлежащие ему свиты выделяются под разными названиями. В южной части аллохтона (к югу от широтного течения р. Урал) в нижнем девоне различаются две основные фации.

Первая фация, не выделенная в качестве свиты, но по облику очень похожая на харотскую свиту Лемвинской зоны Полярного Урала или верхи среднинской свиты Бардымского аллохтона, представлена глинистыми и кремнистыми сланцами с прослоями глинистых нервнослоистых и «петельчатых» известняков; последние содержат тентакулиты и конодонты пражского яруса нижнего девона. В перекрывающих кремнях содержатся конодонты верхов эйфеля [Иванов, Пучков, 1984б; Пучков, Иванов, 1985б].

Вторая фация представлена кремнями и глинистыми сланцами, выделенными К. С. Ивановым в кызылфлотскую свиту, которая надстраивает сакмарскую свиту батиального типа разреза и имеет раннедевонско-эйфельский возраст. От сакмарской свиты ее отличает прежде всего практически полное отсутствие углито-кремнистых сланцев. При изучении свиты выяснилось, что необязательной, но довольно часто встречающейся ее особенностью является наличие в ней переходов к олигомиктовой олистостроме. Характерно присутствие комковатых кремней, складок подводного оползания, наличие кремнекластовых брекчий, гравелитов и песчаников; часто наблюдаются блоки мелководных, нередко биогермных

известняков с макрофауной (кораллы, брахиоподы, строматопораты и др.) в основном пражско-эмского возраста. В матриксе фауна представлена только пелагическими конодонтами и радиоляриями и одновозрастна или несколько моложе фауны известняков. Эта олистострома долго оставалась нераспознанной: известняки считались либо значительно моложе кремней, либо синхронными им. Обратив внимание на олистостромовую природу этой толщи, мы высказали предположение, что мелководные известняки, содержащиеся в матриксе глубоководных кремней батиальной зоны, сползли с края шельфа Бельской зоны [Иванов, Пучков, 1984б, 1986]. Однако после наших публикаций была сделана попытка описать вышеописанную олигомиктовую олистострому заодно с полимиктовой шандинской олистостромой примерно того же возраста, не различая их [Кориневский, 1988], хотя это совершенно разные формации и по составу, и по тектоническому положению, и по ассоциирующим с ними вулканогенным образованиям (см. ниже). В. Г. Кориневский настаивает на своей правоте, сравнивая фауну в шандинских известняках и в известняках Бельской зоны, и обращая внимание на то, что по фауне они сильно различаются. Но во-первых, он рассматривает оба типа олистостром скопом, а во вторых, фауна внешнего края Бельской зоны (то есть края шельфа) неизвестна, поскольку и сам этот край утерян вследствие складчатонадвиговых деформаций и эрозии.

К обломочным фациям кызылфлотской по характеру литологии и возрасту близка айтпайская свита, которая в стратотипе на р. Айтпайка представлена кремнями и кремнистыми брекчиями с обломками и блоками известняков, залегает на силуре и перекрывается верхнедевонскими кремнями егиндинской свиты.

С кызылфлотской и айтпайской свитами тесно связана толща, которую слагают щелочные базальтоиды, андезиты, кератофиры и липариты, их туфы и брекчии, вулканомиктовые конгломераты, кремнекластовые песчаники и гравелиты, а также прослой кремней; последние содержат конодонты низов эмса [Иванов, 1991]. В ней же описаны эйфельские (эмские, по современной шкале) споро-пыльцевые комплексы [Чибрикова, Олли, 1999]. Толща известна под названием чанчарской свиты, выделенной, как и айтпайская, Н. И. Леоненко, Р. А. Сегединым и Х. С. Розман и описанной позже под названием туфо-эффузивной формации [Формации..., 1978]. По петрохимии вулканы относятся к высокоглиноземистой (калиевой) и щелочной оливин-базальтовой сериям. Для них характерна типичная для вулкаников батиальной зоны Урала [Иванов, Пучков, 1984а] противоречивость геохимии: по ряду редких элементов чанчариты близки к базальтоидам океана, по другим — к базальтоидам островных дуг, по третьим — отличаются от тех и других. Вдобавок, по распределению редких щелочей и редкоземельных элементов они чрезвычайно неоднородны. «Эта неоднородность заключается в том, что первичная магма мантийного происхождения в процессе эволюции

была в значительной мере селективно контаминирована коровым материалом» [Формации..., 1978]. То же говорят авторы книги [Вулканизм..., 1992] о мостостроевском комплексе Сакмаро-Вознесенской зоны, являющемся полным аналогом чанчарского. В момент образования чанчарской свиты никакой другой сколь-либо зрелой коры, кроме окраинно-континентальной, в рассматриваемой зоне еще не сформировалось — во всяком случае, фактический материал не противоречит такому предположению. Есть и альтернативное мнение. К. С. Иванов [1991] указывает на сходство чанчарского комплекса с туринским, обосновывая тем самым «общее сходство Тагильской и Сакмарской зон» и утверждая тем самым, что Сакмарская зона — суть продолжение Тагильской. Надо сказать, что общего сходства как раз недостаточно для такого вывода. Ордовикско-силурийские океанические и батинальные комплексы Сакмарского аллохтона неотторжимы от Магнитогорской зоны. Они являются материальным выражением ее ордовикско-силурийской, преимущественно океанической предистории, поскольку девонская история Магнитогорской зоны, начиная с эмса — это история островной дуги над зоной субдукции. А зона субдукции — это, образно говоря, «хищник», питающийся океанической корой. Чтобы возникла дуга, нужно океаническое пространство. Сходства нет и в островодужных комплексах, о чем мы уже говорили в разделе «Силурийский период». На сегодня нет, в частности, данных о существовании в Сакмарском аллохтоне мощной силурийской формации зрелой островной дуги, которую можно сопоставить с именованной свитой Тагильской зоны.

Кызылфлотская свита связана постепенными переходами с айтпайской толщей, представленной кремнистыми брекчиями, с прослоями кремней и олистолитами живетских известняков (по сути дела, это продолжение вверх по разрезу той же олистостромы).

Более высокое положение в разрезе занимает егиндинская свита, представленная плитчатыми кремнями, глинистыми сланцами; для нижней части (нижней под-свиты) характерны темные углисто-глинистые сланцы и фтаниты (внешне похожа на сакмарскую свиту, но обычно хорошо охарактеризована конодонтами); кремни верхней окрашены в более светлые тона. Мощность до 250 м. В верхах франа, через переслаивание, происходит ее переход в зилаирскую и фациально замещающую последнюю — киинскую свиты фамена [Пучков, Иванов, 1982в, 1987б].

Вышеописанный разрез нижнедевонско-франских отложений до многих деталей повторяется в разделах работ, посвященных стратиграфии девона более северного, Кувандыкско-Медногорского района Сакмарской зоны [Артюшкова, 1991; Стратиграфия..., 1993; Стратиграфические..., 1993 и др.]. Отличия заключаются, в основном, в других названиях (акчурина, рысаевская, сарбайская) и других границах выделенных свит, а также в неправомерном совмещении в одной сводной колонке двух типов разреза — вулканогенного и существенно кремнистого.

В низах кремнистой толщи, выделенной Л. Д. Чегодаевым как акчурина свита, и являющейся аналогом кызылфлотской (комковатые кремни, кремнистые конглобрекчии, линзы рифогенных известняков) найдены лохковские граптолиты *Monograptus hercynicus*. Это наиболее древний уровень нижнего девона, достоверно охарактеризованный фауной в Сакмарской зоне и смежных районах Магнитогорского синклинория, что позволило В. Г. Кориневскому [1988] говорить о «кратковременном (раннелохковский век), но существенном и повсеместном перерыве в осадконакоплении». Перерыв связан этим автором с «сильным тектоническим скучиванием пород, слагавших Сакмарский палеобассейн», с «обдукционным характером надвигания пород Сакмарской зоны на край Восточно-Европейской плиты с падением плоскости сместителя в сторону океанического бассейна». На наш взгляд, этот весьма далекий и подробный тектонический вывод может быть следствием тривиальной неполноты геологической летописи. Такое мощное поднятие должно было сопровождаться размытием, образованием сингенетичной молассы уже в раннелохковское время, а позднелохковские и/или более молодые отложения должны были бы играть роль неоавтохтона. Ни того, ни другого пока не наблюдается. Однако, может быть, изучение олистостромы и перекрывающих ее кремней в районе пос. Рысаево (см. раздел «Кембрий») позволит вернуться к обсуждению идеи о некоем тектоническом событии в лохковское или предлохковское время.

Девонские разрезы описанного типа (так же как ордовикские и силурийские) принадлежат батинальному комплексу пассивной окраины Восточно-Европейского континента, и несмотря на особую специфику, хорошо сопоставляются с аналогичными комплексами, прослеженными в более северных районах западного склона Урала и на Пай-Хое (рис. 4) [Пучков, 1979а]. Присутствие здесь олигомиктовой олистостромы (как и аналогичной кембрийской), вопреки расхожему мнению [Кориневский, 1988; Язева, Бочкарев, 1997 и многие другие], не является доказательством шарьяжно-надвиговых дислокаций, а обусловлено крутым перегибом на границе шельфа и глубоководного бассейна и, возможно, проявлением землетрясений с неглубокими очагами, — то есть умеренной активизацией в условиях растяжения. Примером подобной олистостромы на кембрийской пассивной окраине Североамериканского континента в области Аппалачей (о. Ньюфаундленд) является довольно хорошо известная формация Кау Хэд [Пучков, 1979а]. Ни о какой обдукции подобные формации не свидетельствуют. Единственный альтернативный вариант, который как-то еще может обсуждаться — это расположение мономиктовой олистостромы на внешнем, амагматичном склоне островной дуги, хотя и в этом случае в нее, вероятно, должны были попадать не только обломки известняков и кремней, но и более разнообразные породы островодужной природы.

Вулканогенный тип разреза. Благодаря нашим находкам девонских конодонтов, из разрезов, представленных преимущественно потоками базальтов с прослоями кремней, относимых к сугралинской свите силура, были изъяты девонские вулканиты и кремни. Их разрезы известны в настоящее время на р. Суграла и в долине р. Урал: на правых притоках р. Чебаклы, близ устья р. Казачья Вязовка и к востоку от Хабарнинского массива. Мощность толщ неясна; интервалы, в которых конодонты датируют эти толщи, включают: пржидол–лохков, прагиен–ранний эмс, ранний эйфель [Иванов, Пучков, 1984б]. Петрохимия этих вулканитов со специальной целью их формационного анализа не изучалась.

В Медногорско-Кувандыкском районе наиболее проблематичным является выделение утягуловской свиты, залегающей на нижнедевонских кремнях, датированной поздним эмсом и представленной [Артюшкова и др., 1991, Стратиграфия..., 1993] чередованием лав и лавобрекчий базальт-андезитобазальтового состава с прослоями вулканических и туфовых брекчий кислого и умеренно-кислого состава. Согласно указанным авторам, свита развита в Утягуловской и Блявинской синклинальных («кольцевых») структурах. Эмские конодонты найдены в основании разреза вулканогенной толщи в северо-западной части Блявинской структуры, причем в верхах того же разреза цитированные авторы с удивлением отмечают протяженный (500-метровый) пласт аргиллитов, мощностью до 2 м, с ордовикскими конодонтами (находки, кстати, были нами повторены). «Странности» этим не ограничиваются. В южной части Блявинского карьера, вскрывшего одноименное медноколчеданное месторождение, Ю. С. Бородаевым и др. [1963] в прослоях кремнистых сланцев были обнаружены граптолиты среднего лландовери, вследствие чего базальты и кислые вулканиты, вмещающие рудную залежь, были отнесены к силуру. Позднее мною и К. С. Ивановым, а также группой В. А. Маслова в северном борту карьера, выше руды и выше слоев с граптолитами в прослое красных кремнистых аргиллитов были найдены ордовикские конодонты. Сторонники отнесения всего (?) разреза к утягуловской свите девона [Стратиграфия..., 1993] пытаются объяснить описанные взаимоотношения, наблюдаемые и здесь, и в других разрезах, сразу несколькими различными, но на наш взгляд, одинаково неестественными способами. Они пишут: «Во-первых, возможен вынос ксенолитов баулуской и сакмарской свит при эксплозивных извержениях ... девонских вулканов или, во-вторых, отторженцы древних пород сползали с бортов трогов». Цитированные авторы ни на минуту не допускают возможность тектонических соотношений между породами различного возраста, хотя казалось бы, в условиях сложнейшей структуры Сакмарского покрова это и есть самое естественное объяснение. Оценивая характер Блявинской и Утягуловской структур, я присоединяюсь к мнению С. В. Руженцева [1976], считавшего их синформами,— синклинально изогнутыми тектоническими пластинами.

Изложенные выше данные о находках фауны и их расположении в наблюдаемых разрезах позволяют в дополнение к этому допустить очень сложную и вдобавок инверсированную последовательность возрастов пород в тектонических пластинах, образующих Блявинскую синформу. Отметим: К. С. Иванов [1996] считает, что девонские датировки вулканитов в этом районе связаны с наличием чужеродных тектонических клиньев кремней кызылфлотской свиты в ордовикских вулканитах. Нельзя не отметить, однако, и такой момент: авторы книги «Вулканизм Южного Урала» [1992] четко различают все три свиты, развитые в Блявинской структуре (баулускую ордовика, блявинскую силура и утягуловскую девона) по петрохимическим признакам, относя последнюю к трахиандезитам и трахидацитам островодужных обстановок. Так что вопрос остается открытым.

Исследователи Медногорско-Кувандыкского района выделяют в его пределах также ишмуратовскую свиту и аналоги улутауской. Первая представляет собой преимущественно подушечные лавы долеритов и базальтов с редкими прослоями яшм и кремней, общей мощностью 300–400 м, и датирована конодонтами как эйфель — на уровне карамальташской свиты Магнитогорской зоны [Стратиграфия..., 1993; Стратиграфические..., 1993]. Авторы книги [Вулканизм..., 1992] отмечают присутствие в этой свите потоков риодацитов и описывают составляющие ее вулканиты в качестве риодацит-базальтового комплекса, близкого, по неполным петрохимическим данным, к траппоидам — так что полного сопоставления с карамальташской формацией не получается. Развита свита локально, и к вулканогенному типу разреза отнесена нами условно.

Аналоги улутауской свиты (живет?) были выделены в Медногорско-Кувандыкском районе чисто по литологическим сопоставлениям, не подкрепленным находками фауны. В. Т. Тищенко отнес к ним условно алевропелитовые кремнистые туффиты, мощностью 300 м [Стратиграфия..., 1993]. Раньше эта толща относилась к губерлинской свите. И. Б. Серавкин и др. называют эту толщу флишидно-вулканогенной; на приводимой ими структурно-формационной схеме [Вулканизм..., 1992, рис. 3] толща также относится к аналогам улутауской свиты; показано, что она устойчиво прослеживается по периметру Утягуловской и Блявинской синформ. В горизонте красных яшм и глинисто-кремнистых сланцев, протягивающихся под этой толщей, нами найдены конодонты эмса [Иванов, Пучков, 1986]. Ранее конодонты эмса–эйфеля были найдены и в стратотипе губерлинской свиты [Пучков, Иванов, 1985а].

В более южных районах Сакмарского покрова близкий аналог губерлинской — косистекская свита получила палеонтологическую характеристику как по крайней мере частично относящаяся к девону после наших находок конодонтов, одна из которых датирует косистекскую свиту в стратотипе как эмс, а другая — в доверительном интервале пржидол–поздний эмс [Иванов,

Пучков, 1984б]. Все эти датировки несколько понижают уровень губерлинско-косистекских толщ по сравнению с нижним пределом улутауской толщи в стратотипе и делают их примерно возрастными аналогами баймак-бурибайской свиты и мансуровской толщи (см. ниже, в разделе «Магнитогорская зона»). Для губерлинско-косистекского комплекса (его девонской части) характерно преобладание туфов, туффитов липаритового, дацитового и андезитового состава, присутствие тефроидов, туфосилицитов и кремней, иногда эдафогенных конглобрекчий [Формации..., 1978].

Шандинская полимиктовая олистострома отвечает шандинской свите, развитой в южных районах Сакмарского покрова (Медесском и Косистекском), причем отмечается, что она зачастую развита в виде изолированных пятен, порою в ассоциации с серпентинитами. Иногда в ее разрез неправомерно включают и олистострому кызылфлотской свиты [Кориневский, 1988], о чем уже говорилось. Однако в книге [Формации..., 1978] именно полимиктовая разновидность получила очень подробное и вполне адекватное описание. Толща представлена песчаниками, состав которых меняется от тефрогенных и полимиктовых, иногда с серпентинитовой примесью, до мезомиктовых и кремневых; туфами, слоистыми силицитами и фтанитами, с потоками базальтов, андезитов, с экструзиями и субвулканическими телами кислого состава; эти породы перемежаются с конгломератами и крупноглыбовыми микститами. Последние могут содержать разноразмерные, иногда до десятков метров в поперечнике, глыбы вышперечисленных пород, а также мелководных известняков. Наиболее молодые олистолиты содержат фауну, датирующую их в интервале пражского–эмского ярусов [Кориневский, 1988], что, по-видимому, близко к ее истинному возрасту и подтверждается спорами растений, найденных в матриксе олистостромы [Чибрикова, Олли, 1987, 1999]. Эти данные выводят верхи свиты, возможно, на один уровень с баймак-бурибайской свитой и мансуровской толщей, или чуть ниже. Анализ петро- и геохимии вулканитов формации приводит к выводу, что они являются аналогами пород островных дуг [Формации..., 1978].

Шандинской олистостроме придается особое значение при геодинамических построениях. Вот что сказано по этому поводу: «В настоящее время почти общепринятыми остаются представления о тесной генетической связи олистостром с периодами тектонического сжатия. Существуют работы, в которых обоснован тот факт, что олистостромы образуются за счет размыва фронта тектонических покровов» [Формации..., 1978]. Автор охотно присоединяется к этому мнению, делая однако исключение для олигомиктовых олистостром континентального склона и подножья (см. выше).

Немаловажно отметить, что живетско-франские вулканиты в Сакмарском аллохтоне не доказаны, как не доказано (хотя и вероятно) перекрытие нижнедевонско-эйфельских вулканитов кремнистыми толщами.

Подводя итог рассмотрению ниже-среднедевонских разрезов вулканогенного типа, развитых в Сакмарском аллохтоне, можно констатировать, что принадлежащие им породы образуют комплекс тектонических пластин, ассоциирующих с серпентинитовыми меланжами и олистостромами и перекрывающих глубоководные комплексы континентальной окраины. Структурные соотношения их с батинальными комплексами дают основание предполагать, что вулканогенные толщи первоначально образовались в океанической обстановке, а возрастные датировки и особенности состава говорят о связи их возникновения с островной дугой, существовавшей скорее всего в раннем девоне (в пражско-эмское время).

Магнитогорская зона

Структура Магнитогорской зоны в течение рассматриваемого этапа, по сравнению с силуром, стала значительно более дифференцированной (к тому же для суждения о ней гораздо больше данных). Здесь можно выделить следующие подзоны: Присакмарско-Вознесенскую, Актау-Таналыкскую, Западно-Магнитогорскую, Восточно-Магнитогорскую и Западно-Мугуджарскую.

В южной части *Присакмаро-Вознесенской* подзоны девонские отложения, как и силурийские, развиты в блоках мегамеланжа; данные о взаимоотношениях свит, их полных мощностях вряд ли вполне достоверны. Здесь В. Т. Тищенко [Стратиграфия..., 1993] в верхах сакмарской свиты найдены граптолиты *Monograptus hercynicus*. Сведения о более молодых отложениях варьируют в зависимости от источника. В Стратиграфических схемах [1993] на уровне верхов лохкова–середины эмса отмечается развитие кремнистых конглобрекчий, мономиктовых песчаников, кремнистых, кремнисто-глинистых сланцев, отнесенных к мазовской свите в стратотипе, что соответствует акчуринской или кызылфлотской свитам. В другой работе мазовская свита характеризуется как толща полимиктовых, мономиктовых и вулканомиктовых конглобрекчий, гравелитов и песчаников, углисто-глинисто-кремнистых сланцев и кремней, туфов, туфопесчаников, туфоконгломератов, с линзами и обломками рифогенных известняков. И в известняках, и в прослоях кремней найдена фауна средней части эмса [Стратиграфия..., 1993]. По возрастной характеристике и литологическому набору пород в данном случае эта свита похожа скорее на матрикс шандинской олистостромы (см. выше).

В качестве самостоятельного стратиграфического подразделения выделяется мостостроевский щелочной вулканогенный комплекс, представленный лавами, лавобрекчиями, туфобрекчиями щелочных базальтов, трахиандезитов, с прослоями кремнистых конглобрекчий, углисто-кремнистых алевролитов, кремнистых сланцев. В верхней части свиты отмечаются конодонты низов эмса. По возрасту и составу эта свита близка чанчарской, что подтверждается и петрологами [Вулканизм..., 1992],

которые, основываясь на анализе петрохимии, предполагают, что мостостроевский комплекс сформировался в результате дифференциации базальтовой магмы в спокойной тектонической, скорее всего континентальной обстановке. Они пишут: «Мы рассматриваем геодинамическую позицию мостостроевского комплекса и ему подобных комплексов как проявления щелочного магматизма пассивной континентальной окраины, близсинхронные с формированием к востоку от них предостроводужных и островодужных формаций, хорошо сохранившихся в Таналыкском поднятии».

В меланже более северных районов Присакмарско-Вознесенской подзоны обломочные толщи с прослоями кремнистых сланцев, литологически в большей или меньшей степени похожие на мазовскую свиту, выделяются под разными названиями (ильтибановская, ишкининская, туратская) или без названий. Имея разный стратиграфический объем, они занимают интервал от верхов лохова до живета включительно [Чибрикова, 1977; Чибрикова, Олли, 1985]. Характерно, что толщи эти амагматичны и отличаются относительно умеренными видимыми мощностями, обычно в первые сотни метров. Описывая стратиграфию Абзелиловского района, В. А. Маслов и др. [Стратиграфия..., 1993] пишут, что вдоль Западно-Ирендыкского разлома и западнее (то есть практически в Присакмаро-Вознесенской подзоне — *В. П.*) в течение всего девона вулканизм не имел места. Еще севернее, в верховьях р. Уй, на эйфельско-живетском уровне описываются блоки вулканитов (преимущественно туфов, лавобрекчий, тефроидов) известково-щелочного состава. Однако аналоги типичных представителей островодужного ряда Магнитогорской зоны (ирендыкской, карамалыташской и улутауской свит) здесь отсутствуют, как отсутствуют они и в Актау-Таналыкской зоне, расположенной к юго-востоку. Более или менее уверенно они узнаются среди тектонических пластин ГУР лишь в самых северных районах Присакмарско-Вознесенской подзоны — Миасском, Карабашском. Там же становится возможной попытка выделения в параавтохтоне нижнедевонских аналогов Тагильской островной дуги, представленных вулканогенно-осадочными толщами, сопоставимыми с трахиандезит-дацитовый туринской (пржидол-лохов, известняково-рифогенной (прагиен), и карбонатно-туффитовой трахибазальт-андезитовой краснотурьинской (эмс-эйфель) свитами [Стратиграфические..., 1993; Самыгин и др., 1998]. В верхах нижнедевонско-франских разрезов описываемой зоны залегают, как правило, кремнистые пачки, относимые к мукасовскому горизонту. Часто высказывается мнение о залегании мукасовского горизонта и его аналогов с размывом на подстилающих отложениях, но до настоящего времени этого доказано не было (скорее, в связи с открытием конденсированных разрезов девона, доказано обратное: см. ниже).

В *Актау-Таналыкской* подзоне, выделяемой нами из западной части традиционной Баймак-Бурибайской

по признаку наличия конденсированных разрезов эмско-франского возраста, в основании разреза залегает колчеданосная баймак-бурибайская свита. Свита представлена преимущественно базальтами с прослоями кремнистых туффигов и яшм. Выше по разрезу появляются в подчиненном количестве лавы, туфы и экструзии риолитового и риодацитового состава, а в верхах, тоже в подчиненном количестве, андезит-базальты, андезит-дациты, риодациты. Мощность 700–2000 м. Благодаря находкам конодонтов она датируется в интервале конодонтовых зон *patulus* и, вероятно, *serotinus*, что отвечает верхней половине эмса [Стратиграфия..., 1993]. И. Б. Серавкин и др. [Вулканизм..., 1992] предлагают несколько иную стратиграфическую схему. Они выделяют баймак-бурибайскую (в узком смысле) и верхнетаналыкскую свиты, которые вместе отвечают объему баймак-бурибайской свиты в трактовке В. А. Маслова. Они поступают так исходя из петрографического характера представленных здесь формаций: нижняя, собственно баймак-бурибайская, соответствует контрастной, а верхнетаналыкская — непрерывной субформациям риолит-базальтовой формации. Первая по особенностям химизма относится к толеитовой, а вторая — к известково-щелочной серии. В качестве резюме и уточнения к подробному анализу петрографии и химических особенностей рассматриваемых вулканитов указывается, что они сопоставимы с образованиями современных предостроводужных, ранних и отчасти развитых островодужных обстановок, для которых индикаторными являются толеитовые, толеит-ферродациитовые, марианит-бонинитовые и известково-щелочные серии вулканитов. Наличие бонинитов иногда прямо указывается в качестве типоморфного признака рассматриваемых толщ, принадлежащих баймак-бурибайской свите [Spadea et al., 1998], хотя цитированные ранее авторы [Вулканизм..., 1992] отмечают, что близкие к бонинитам по химизму породы совершенно не похожи на них петрографически.

Особенностью Актау-Таналыкской подзоны является то, что баймак-бурибайская свита перекрыта маломощными глубоководными кремнистыми и терригенно-кремнистыми практически бескарбонатными осадками, отвечающими, при небольших мощностях, всему возрастному интервалу от конца эмса до франа включительно. В северной части подзоны они выделяются в качестве актауской свиты, в южной — туратской. *Актауская* свита залегает согласно на баймак-бурибайской и представлена преимущественно светлыми (серыми, зеленоватыми, голубыми, красноватыми плитчатыми кремнями с прослоями туфоконгломератов, туфопесчаников, туффигов, общей мощностью 150–200 м; свита охарактеризована спорами растений эмса и эйфеля, конодонтами верхов эмса (возможно частичное замещение ею верхов баймак-бурибайской свиты в западном направлении), эйфеля и живета. Она согласно перекрывается темными кремнистыми сланцами и фтанитами мукасовской свиты с конодонтами франского яруса, мощностью 15–70 м.

Туратская свита окаймляет с запада Таналыкское поднятие, в ядре которого выходит баймак-бурибайская свита, на которой и залегает туратская. Туратская свита представлена осадочными породами — мелкогалечными конгломератами, полимиктовыми песчаниками, иногда с градиционной слоистостью, кремнистыми сланцами, аргиллитами и плитчатыми кремнями, мощностью порядка 350 м, с конодонтами верхов эмса и эйфеля. Перекрыта пачкой кремней с франскими конодонтами. Живет отсутствует или не доказан.

По всей вероятности, в течение рассматриваемого промежутка времени, начиная с позднего эмса, данная подзона представляла собой фрагмент преддугового бассейна.

В основе стратиграфического деления девона *Западно-Магнитогорской* подзоны лежит схема Л. С. Либровича [1936], впоследствии значительно уточненная и детализированная. В сознании многих уральских геологов это и есть схема стратиграфии девона Магнитогорского мегасинклиория, хотя на самом деле она с успехом может быть использована только для западных (исключая Актау-Таналыкскую подзону) и северных его районов. Стратиграфическая последовательность, облик и формационная принадлежность девонских толщ на восточном крыле во многом иная, что отражается и в некотором омоложении возрастного интервала колчеданности в восточных разрезах [Стратиграфия..., 1993, рис. 20].

В Западно-Магнитогорской подзоне, отвечающей преимущественно западному крылу Магнитогорской синформы и частично перекрытой обширной Центрально-Магнитогорской областью развития каменноугольных отложений осевой части синформы, развиты преимущественно вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи (снизу вверх): баймак-бурибайской, ирендыкской, карамалыташской свит, кремни ярлыкаповского и бугулыгырского горизонтов, флишоиды и вулканиты улутауской свиты, мукасовской, биягодинской и бугодакской толщ.

Баймак-бурибайская свита, выходящая на поверхность только в южной половине подзоны, уже была кратко охарактеризована выше при описании Актау-Таналыкской подзоны. Здесь же необходимо отметить, что в Западно-Магнитогорской подзоне она перекрывается переходной сагитовской толщей андезитов, дацитов, с яшмоидами в верхней части разреза на границе с ирендыкской свитой; мощность толщи изменчива (50–600 м) [Стратиграфические..., 1993]. Основание свиты обычно не наблюдается. Лишь в Гайском районе, где аналоги баймак-бурибайской свиты отвечают нижней части гайского вулканогенного комплекса, выделяется расположенная ниже так называемая подрудная толща кремнистых сланцев, алевролитов и песчаников; по данным В. А. Маслова и др., она не датирована [Стратиграфия..., 1993]. По другим данным [Вахромеев, Чибрикова, 1968], контакт с подрудной толщей — тектонический, а сама толща разновозрастна и отвечает уровню улутауской и зилаирской свит.

В северных районах подзоны баймак-бурибайская свита замещается ее возрастными аналогами, представленными, по мнению В. А. Маслова и др., мансуровской толщей [Стратиграфические..., 1993; Артюшкова, Маслов, 1999]. Свита сложена туфоконгломератами, туфогравелитами, туфопесчаниками, кремнистыми туффитами преимущественно андезибазальтового состава с прослоями красных яшм, где нами были найдены конодонты низов эмса [Пучков и др., 1989]. Вопреки мнению вышеупомянутых авторов мы считаем возможным на основании литологического сходства относить вышеохарактеризованную толщу к ирендыкской свите, предполагая возрастное скольжение ее подошвы. Впрочем, это и не принципиально: более важным является то, что упомянутые отложения могут быть частью одной формации, датирующей время заложения энсиматической островной дуги ранним эмсом (на уровне шандинской свиты?).

Ирендыкская свита в ее типичном выражении представлена базальтами, андезибазальтами, их туфами, туфоконгломератами, туфопесчаниками, туффитами, нередко кремнистыми. Свита охарактеризована находками спор в верхней ее части, а находки конодонтов в кремнях, непосредственно перекрывающих и подстилающих свиту, датируют ее верхней половиной зоны *patulus*, зонами *partitus* и *costatus* (конец эмса — ранний эйфель международной шкалы). Мощность ее сильно варьирует: в Гайском районе, где она сопоставляется с надрудной толщей, ее мощность составляет 2000 м, к северу она сокращается до минимальных величин 200–300 м в районе д. Гадилево, затем снова возрастает, составляя 3000 м в р-не хр. Ирендык и 1000 м в р-не хр. Узункыр [Чибрикова, Олли, 1980; Стратиграфия..., 1993; Артюшкова, Маслов, 1999].

Характерной особенностью свиты является широкое развитие, наряду с лавовыми излияниями активных вулканов, образующих барьерную вулканическую гряду [Серавкин, 1986, рис. 18, III], также и обрамляющих эту гряду с запада подводно-склоновых образований, — туфотурбидитов, зачастую с градиционной слоистостью в грубых лито- и кристаллокластических тефроидах нижних частей ритмов и с присутствием тонкослоистых кремнистых туффитов в верхних частях седиментационных ритмов. Это скорее всего глубоководные толщи, нередко с лавинным типом седиментации; фауна в них, кроме радиолярий, очень плохой сохранности, отсутствует. Биогермные образования нехарактерны, хотя в гадилевской олистостроме, описанной в качестве осадочно-тектонической брекчии [Коптева, 1981], и относимой к верхам ирендыкской свиты [Стратиграфия..., 1993], отмечаются известняки с брахиоподами бийского горизонта. Гадилевская толща перекрывается горизонтом яшмоидов, 50 м мощностью, с конодонтами зоны *australis* (уровень ярлыкаповского горизонта и карамалыташской свиты).

Петрологические критерии [Фролова, Бурикова, 1977; Серавкин, 1986; Вулканизм..., 1992] позволяют относить

вулканиты ирендыкской свиты к андезито-базальтовой формации, возникшей в обстановке примитивных (юных) островных дуг. В этом плане — по крайней мере для Баймакского района — она не является отражением нового этапа, а продолжает тенденцию развития, наметившуюся в баймак-бурибайское (таналькское) время.

Вышележащая карамалыташская свита контрастных вулканитов и пространственно связанные с ней кремнистые горизонты (ярлыкаповский и бугулыгырский) должны рассматриваться совместно как образующие взаимные фациальные переходы по латерали и вертикали (вулканиты сменяются кремнями в западном направлении и вверх по разрезу). Они хорошо датированы конодонтами и отвечают двум конодонтовым зонам — *australis* и *kockelianus*, что примерно соответствует афонинскому горизонту уральской стратиграфической шкалы или верхней части эйфеля международной.

Карамалыташская свита представлена базальтами, дацитами, риолитами, с прослоями туффитов и яшм. Мощность сильно варьирует, достигая 1500 м вблизи вулканических центров, представленных щитовыми базальтовыми вулканами с экструзиями кислых вулканитов. По данным петрологов [Вулканизм..., 1992] карамалыташская свита может быть описана как риолит-базальтовая формация с двумя субформациями — контрастной базальт-риолитовой и последовательно дифференцированной базальт-андезитобазальт-риодацитовый. Контрастной отвечают нижняя базальтовая и средняя риодацитовая толщи; с последней связаны крупнейшие медноколчеданные месторождения уральского типа. Непрерывной субформации отвечает, в частности, надрудная базальт-андезитобазальтовая толща уникального Учалинского медноколчеданного месторождения и перекрывающие ее кислые вулканиты. Наблюдается большое сходство базальт-риолитовых баймак-бурибайской и карамалыташской формаций (различия выражаются в большей железистости, титанистости и калиевости, меньших содержаниях Ni, Cr, Co в последней). Наблюдается та же эволюционная тенденция: от толеитовой серии к известково-щелочной палеоостроводужной (в обсуждаемом случае эта тенденция продолжается в перекрывающей улутауской формации). Значение этих серий, повторное возникновение которых связано с геодинамическими перестройками, мы обсудим ниже. В частности, подлежит обсуждению идея о карамалыташской формации как индикаторе задугового, эпидугового или междугового спрединга.

Карамалыташская свита перекрывается бугулыгырским горизонтом красных яшм, мощностью до 100 м. По латерали карамалыташская свита может выклиниваться, уступая место ярлыкаповскому горизонту, еще более конденсированному, обладающему мощностью 25–100 м и перекрывающему непосредственно ирендыкскую свиту. Это крайние, полярные случаи фациальных переходов. Имеются и промежуточные фации межвулканических депрессий, представленные вулканогенно-осадочными разрезами, с контрастным (кислым и основным) составом

обломков вулканитов в терригенных породах, переслаивающихся с кремнистыми сланцами, основными и кислыми туфами, покровами диабазов; в верхах разрезов появляются более кислые лавы. Мощность до 600–650 м. Карамалыташские вулканы образовывали протяженную (свыше 600 км в современной структуре, от пос. Карабаш на севере до сая Тересбутак на юге) прерывистую вулканическую гряду, склоны которой погружались на большую глубину, в область подводных равнин, где вулканогенно-осадочные формации сменялись конденсированными кремнистыми, залегающими на островодужной коре.

Улутауская свита, известная на жаргоне геологов-съемщиков как «слоистый улутау», представлена в стратотипе вулканомиктовыми и туфогенными конгломератами, песчаниками, алевролитами, туфами и туфобрекчиями андезитобазальтового состава, аргиллитами, кремнистыми сланцами и туффитами. В средней части разреза отмечаются обломки известняков с комплексами мелководной фауны, нередко более древней, чем матрикс [Чибрикова, Олли, 1999]. Встречаются олистостромы, состоящие из глыб и валунов, сложенных эффузивами основного и реже кислого состава. Обычно же толщи характеризуются ритмичным флишоидным переслаиванием и являются типичными подводно-склоновыми образованиями. Лавовые вулканы в западных разрезах практически отсутствуют.

Мощности свиты варьируют, достигая 1500–2000 м. Иногда — как, например, в Сибайском районе — визуальными наблюдениями на местности удастся проследить уменьшение мощностей улутауской свиты в осях крупных антиклинальных структур, что связано с началом их конседиментационного роста в это время. Еще более резкие изменения мощностей характерны для перекрывающей мукасовской толщи. Свита датирована конодонтами в интервале зон *ensensis (hemiansatus) - transitans*, что отвечает всему живету и низам франского яруса (к верхам живета? — низам франы относится верхняя из трех толщ, выделяемых в составе свиты, — таштугайская) [Маслов и др., 1996; Артюшкова, Маслов, 1999].

В петрохимическом отношении свита продолжает эволюционный ряд, наметившийся в развитии карамалыташского вулканизма: это базальт-андезит-риолитовая формация, считающаяся эталоном палеоостроводужных известково-щелочных формаций [Вулканизм..., 1992].

Стратиграфия над-улутауских толщ франы — низов фамена претерпела в последнее время существенные изменения в связи с новыми находками конодонтов, переоценкой старых и общим изменением идеологии. Было, в частности, предложено не выделять колтубанскую свиту [Маслов и др., 1996; Артюшкова, Маслов, 1999]. Объем мукасовской толщи был пересмотрен. В настоящее время он определяется в интервале конодонтовых зон *punctata - l. rhenana* (то есть средняя, большая часть франского яруса). Свита залегаєт на таштугайской толще улутауской свиты согласно. Раньше было широко рас-

пространено мнение о несогласном залегании свиты на различных толщах девона и даже силура [Смирнов и др., 1974]. Однако открытие конденсированных разрезов девона заставило отказаться от этой точки зрения (см. выше).

Основной особенностью мукасовской толщи является присутствие кремнистых прослоев, что чрезвычайно сближает ее с егиндинской свитой и ибрагимовским горизонтом, развитыми в более западных фациальных зонах примерно на том же стратиграфическом уровне. Помимо кремней, в ее составе довольно часто наблюдаются полимиктовые песчаники, алевролиты и глинистые сланцы, образующие переслаивание флишевого характера. Мощность толщи варьирует чрезвычайно широко — от 10–15 до 700–800 м, причем в разрезах с малыми мощностями (до 60–100 м) терригенные породы практически отсутствуют, тогда как в мощных разрезах растет как мощность терригенной составляющей, так и количество прослоев кремней, разделяющих флишевые пачки. Не втягиваясь в сугубо «цеховой» спор о целесообразности описанных нововведений в стратиграфию франских отложений, одобряемых далеко не всеми исследователями Магнитогорского синклиория, отметим, что на мукасовском уровне можно выделить две формации: колтубанскую кремнистого флиша и собственно мукасовскую кремнистую конденсированную.

В северных разрезах (оз. Банное) на мукасовском возрастном уровне появляются прослои андезибазальтов до 400–500 м мощностью. На уровне верхов франа – низов фамена (по Е. В. Чибриковой, в низах фамена) среди терригенно-кремнистых толщ появляются олистостромы, мощностью до 400–500 м, выделяемые в биягодинскую свиту и представляющие собой крупноглыбовые брекчии кремнистых пород, граувакк, известняков, вулканитов. Матрикс представлен песчано-алевритистым материалом и зачастую составляет очень небольшую часть объема брекчий, что может быть интерпретировано как свидетельство преимущественно обвального, одномоментного их образования — возможно, под влиянием землетрясений. Олистостромы развиты не повсеместно (они наблюдаются в основании флишевой толщи зилаирской свиты в крупной синклинальной структуре к северу от г. Сибай). Мощность синхронных им карбонатно-терригенных пород в области отсутствия олистостромов оценивается в 20–30 м. В более восточных районах на том же стратиграфическом уровне появляется вулканогенная толща, получившая название бугодакской, и представленная базальтовыми порфиритами и их туфами, туфопесчаниками, глинистыми сланцами, мощностью до 1200 м. Петрохимические особенности верхнефранских вулканитов как геодинамических индикаторов будут обсуждены ниже, при характеристике восточных районов Магнитогорской зоны.

Восточно-Магнитогорская подзона расположена к северу и востоку от широкой полосы развития каменноугольных отложений осевой части Магнитогорской синформы и имеет довольно расплывчатую границу

с Западно-Магнитогорской, поскольку за описываемый промежуток времени структурный план всей Магнитогорской зоны подвергался неоднократным изменениям. Тем не менее, характеризуемая подзона обладает целым рядом отличительных черт; в частности, присутствием в эмсе – эйфеле, наряду с базальт-риолитовыми сериями, одновозрастных серий толеитовых базальтов, замещающих их в живетском-франском ярусах, за счет резкого уменьшения роли кремнистых флишоидов. Эта особенность подчеркивается и увеличением значения инситных мелководных карбонатных прослоев и биогермов по сравнению с Западно-Магнитогорской подзоной, где большую роль играют кремнистые прослои, а карбонаты присутствуют преимущественно в виде смещенных обломков в составе подводно-склоновых отложений.

Описание северной и южной частей подзоны нами дается отдельно.

В *северной* части Восточно-Магнитогорской подзоны, к востоку от долготы Верхнеуральска и Магнитогорска, обнаженный и фаунистически охарактеризованный разрез начинается с вулканитов карамалыташской свиты эйфельского яруса. Здесь выделяются карамалыташская, улутауская свиты или отличающиеся от них толщи, фигурирующие под другими названиями. Перекрывающие их верхнедевонские толщи также имеют в основном иную стратиграфию по сравнению с более западными зонами. Низы разреза здесь обычно не датированы фаунистически и / или неизвестны. Наиболее древняя в этом районе субутакская толща кремней и известняков с пражско-эмской фауной брахиопод, мощностью 500 м, отделена от более молодых разломами и ее структурное положение неясно [Стратиграфические..., 1993; Артюшкова, Маслов, 1999].

Как отмечается исследователями [Язева, Бочкарев, 1998; Артюшкова, Маслов, 1999], карамалыташская свита, охарактеризованная ранее, развита только на территориях западной части рассматриваемой подзоны, претерпевая к востоку фациальные замещения. В крайних восточных разрезах она отсутствует; высказано предположение, что она замещается одновозрастной ей толщей базальтов, охарактеризованных по химизму как «субокеанические толеитовые» [Язева, Бочкарев, 1998]. Принимая это к сведению, следует, однако, иметь в виду, что вышеуказанные авторы относят к этой толще и базальты Сухтелинской структуры, где они либо не датированы, либо имеют ордовикский возраст по последним находкам конодонтов [Тевелев и др., 1998a].

Если в Западно-Магнитогорской подзоне улутауская свита представлена почти исключительно вулканомиктовыми и туфогенными подводно-склоновыми отложениями, то в Восточно-Магнитогорской на том же возрастном уровне заметную роль в разрезах играют потоки базальтов, андезибазальтов, андезитов; отмечаются и более кислые породы — ощущается приближение к осевой, барьерной части островной дуги [Вулканизм..., 1992; Стратиграфические..., 1993]. Так, в Учалино-Александринском

районе на уровне улугауской свиты выделяется урлядинская толща — видимо, именно потому, что она теряет обычный улугауский облик и представлена базальтами, андезибазальтами, туфами, туфопесчаниками, мощностью 150–2000 м. В более же восточном, Гумбейском районе живетско-нижнефранские отложения представлены туфогенными толщами с прослоями кремней, что вновь сближает их с улугаускими. Р. Г. Язева и В. В. Бочкарев [1998] трассируют барьерную зону улугауской островной дуги по развитию в районах выделяемой нами Восточно-Магнитогорской подзоны цепочки крупных интрузивно-вулканических центров с преобладанием околожерловых фаций. Такими центрами здесь являются Узельгинский, Нижегородско-Куросанский и Рассыпнянский, с небольшими диорит-плагиогранитными интрузиями. Аналогичные центры описаны и в южной части подзоны [Медноколчеданные..., 1985; Стратиграфия..., 1993]. По сравнению с более ранними этапами развития Магнитогорской островной дуги, осевая (вулканическая) ее зона значительно смещается на восток, оставаясь там затем и в позднедевонское время. Видимо, это важная общая тенденция развития рассматриваемой палеоструктуры.

В улугауских вулканитах андезито-дацитового состава из Александринского рудного района I_{Sr} составляет 0,70422, что характерно для энсиматических островных дуг (данные В. М. Горожанина, по Р. Г. Язевой, В. В. Бочкареву [1998]). Последние авторы определяют вулканиты улугауского уровня по этому и ряду других признаков как «формации юной островной дуги».

Мукасовская свита франского яруса в Восточно-Магнитогорской подзоне полностью замещается вулканитами. В Магнитогорском и Учалино-Александринском районах это бабарькинская толща, представленная туффитами, туфопесчаниками, туфоалевролитами и яшмоидами, мощностью до 200 м. Еще восточнее, в разрезе Шелудивых гор, в области шарьяжно-надвигового сочленения Магнитогорской и Восточно-Уральской зон, франские отложения представлены флишвидным переслаиванием песчаников, туфопесчаников, алевролитов, кремнистых туффитов и кремней [Иванов, Пучков, Пелевин, 1996]. Возможно, что эти отложения, представляющие собой туфотурбидиты, маркируют восточный склон позднедевонской вулканической дуги.

Аналогами бугодакской толщи в Восточно-Магнитогорской подзоне являются вулканиты нововоронинской толщи, представленные базальтами, андезибазальтами, туффитами, их туфами, известняками. Еще восточнее, в Гумбейском районе их возрастными аналогами являются базальты, их туфы, песчаники, известняки, кремни аблязовской и куросанской толщ [Артюшкова, Маслов, 1999].

Анализ петрохимических особенностей позднефранских вулканитов позволил в свое время отнести их к известково-щелочной формации островной дуги [Вулканизм..., 1992]. По результатам работ этих и других исследователей, подтвердивших принадлежность данных вулканитов к островодужной ассоциации [Салихов,

Горожанина, 1992], позднефранские вулканиты были разделены на два типа: магнезиальные известково-щелочные, характеризующиеся натриевым уклоном, и глиноземистые субщелочные, отличающиеся повышенной калиевокостью. Близких взглядов придерживаются Р. Г. Язева и В. В. Бочкарев [1998], выделяющие барьерную зону развитой островной дуги с франскими комплексами вулканитов и комагматичных им мелких интрузий. При этом, беря за «эталон» нововоронинские (колтубанские) надежно датированные вулканиты позднего франа, они по особенностям химизма относят сюда же ряд немых комплексов (горбуновская, куйбышевская, остроленская толщи), ранее относившиеся к нижнему–среднему девону.

Интрузивные комагматы девонских вулканитов в виде небольших массивов габбро-диорит-гранодиоритовой и тоналит-гранодиоритовой формаций (Погорельский, Краснинский, Мусогатский, Исиргужинский, Монсаровский и др.) прослеживаются исключительно в восточном крыле Магнитогорской синформы, в пределах всей выделяемой нами подзоны [Салихов, 1997; Язева, Бочкарев, 1998].

Не исключено, что в крайних восточных разрезах рассматриваемой подзоны — в частности, в Сухтелинском аллохтоне — средне-верхнедевонские отложения, судя по последним сборам конодонтов [Тевелев и др., 1998a], представлены конденсированным разрезом яшм, кремнисто-глинистых сланцев, кремнистых алевролитов и туффитов, образовавшихся на склоне задугового бассейна. Толстослоистые серо-зеленые кремни с раннедевонскими конодонтами отмечались и автором в серпентинитовом меланже в 4 км к востоку от свх. Петропавловский. Если эти данные получат дальнейшее подтверждение, то такого рода отложения, развитые в Сухтелинском покрове и зоне меланжа, будут заслуживать выделения в составе самостоятельной структурно-фациальной подзоны.

Южная часть подзоны включает рудные районы Оренбургской области: Ащebutакский, Теренсайский (Джусинский), Домбаровский. Девонские отложения в ее пределах характеризуются наиболее сложной стратиграфией, что обусловлено значительной ролью проксимальных фаций вулканических извержений (широким развитием палеовулканов) и, в связи с этим, отсутствием единых маркирующих горизонтов. Схемы петролого-формационного расчленения девонских вулканитов в этих районах до некоторой степени противоречивы [Рихтер, 1989; Вулканизм..., 1992].

Наиболее древними породами, обнаженными в этой зоне, считаются зеленые сланцы (метабазальты, метадиабазы), кварциты, графитистые сланцы, содержащие хитинозои раннего девона. Видимые взаимоотношения с девонскими вулканогенными толщами тектонические. По особенностям химизма метабазальтов первичный состав толщи считается кремнисто-терригенно-трахибазальтовым [Вулканизм..., 1992]. Несмотря на явные изме-

нения, которые претерпела толща при метаморфизме, цитированные авторы считают, что составы базальтов близки к среднему составу субщелочного оливинного базальта Афара.

В основании разреза зеленокаменно измененного вулканогенного комплекса подзоны выделяется, наряду с другими, киембайская свита, возраст которой по конодонтам определяется в интервале зон *patulus* (нижняя часть)–*costatus* (конец эмса–ранний эйфель) [Стратиграфия..., 1993], что отвечает уровню баймак-бурибайской (верхней части) и ирендыкской свит более западных районов. Однако по содержанию основных петрогенных окислов базальты этой свиты наиболее близки к толеитам срединно-океанических хребтов и траппам платформ, несколько отличаясь от тех и других. Примерно на том же возрастном уровне или несколько выше выделяется риолит-базальтовая формация Акжарского рудного поля, по химизму базальтов приближающаяся к киембайской. Базальтовая и базальт-риолитовая формации вверх по разрезу сменяются вулканитами известково-щелочного типа, с появлением гряды вулканических построек примитивной островной дуги [Вулканизм..., 1992].

Изложенная выше схема эволюции вулканизма рассматриваемой территории не является единственной. Так, Я. А. Рихтер [1989] выделяет в Теренсайском и Домбаровском районах на возрастном уровне карамалыташской свиты аналогичную ей риолит-базальтовую формацию. Выше, на возрастном уровне улутауской свиты, залегают вулканиты известково-щелочной серии, отличающиеся в разных районах характером дифференциации, но в целом отвечающие условиям островной дуги. Среди разнообразия вулканогенных фаций выделяются толщи пирокластов и лав, приуроченные к крупным вулканическим центрам. С ними связаны и мелкие комагматичные интрузивные массивы, о которых говорилось выше. Барьерный характер фаций живетской островной дуги подчеркивается также наличием мелководных известняков со стрингоцефаловой фауной — зачастую, по-видимому, инситных. Из них наиболее известен Джаналыкский риф — довольно крупный выход таких известняков на р. Кумак [Стратиграфия..., 1993].

Западно-Мугоджарская подзона отличается от ранее описанных наиболее представительным развитием вулканитов, которые можно с полным основанием отнести к комплексам океанической коры и которые рассматриваются многими исследователями в качестве эталона верхней части палеозойского офиолитового разреза [Иванов и др., 1973; Зоненшайн и др., 1985 и др.]. При этом собственно островодужные комплексы в этой подзоне сильно редуцированы.

Стратиграфия подзоны приобрела современный вид благодаря работам К. С. Иванова, в которых на определенных этапах активное участие принимал и автор [Иванов, 1983; Иванов, Пучков, 1985; Иванов и др., 1983, 1990б и др.]. Благодаря изучению конодонтов, удалось установить, что возраст вулканогенных толщ Западных

Мугоджар не силурийско-раннедевонский, как считалось раньше, а ограничен рамками эмского, эйфельского и живетского ярусов [Стратиграфические..., 1993]. Комплексы конодонтов позволяют судить о возрасте вмещающих толщ обычно в довольно широких доверительных интервалах, однако их сравнение дает возможность выстроить достаточно непротиворечивую схему.

В основании разреза выделяется актогайский комплекс параллельных даек, сложенных диабазами примитивного толеитового состава. Комплекс широко развит в Западных Мугоджарах в поле развития перекрывающей и комагматичной диабазам мугоджарской свиты. Однако особую известность получил разрез этого комплекса на р. Шулдак, детально изучавшийся многими исследователями [Иванов и др., 1973; История..., 1984; Зоненшайн и др., 1985]. В результате изучения установлено, что комплекс отвечает 2-му слою океанической коры, образовался он в условиях субширотного (в современных координатах) растяжения, и является аналогом современных бассейнов с полосовыми магнитными аномалиями, образовавшимся в условиях либо океанического, либо задугового спрединга. Большая протяженность разреза позволила установить по ориентировке закалочных зон и другим признакам наличие нескольких генераций даек, и в конкретном случае даже оценить амплитуду перескока зоны спрединга к востоку на расстояние 8–9 км.

Мугоджарская свита представлена преимущественно подушечными лавами толеитовых базальтов, мощностью порядка 1500 м. Базальты в значительной мере зеленокаменно изменены и спилитизированы, содержат гиалокластиты и редкие прослои яшм. В последних найдены комплексы конодонтов как широкого возрастного диапазона (конец эмса – средний девон), так и более узкого: зона *inversus* (середина эмса) и интервал зон *costatus – ensensis* (эйфель – начало живета, причем вероятнее ранний эйфель, судя по конодонтам в перекрывающей куркудукской свите). Возрастной интервал свиты примерно отвечает стратиграфическому положению баймак-бурибайской и ирендыкской свит более западных разрезов Мугоджарской зоны (а значит, акайский дайковый комплекс может им непосредственно предшествовать).

Куркудукская свита сложена потоками и силлами диабазов и прослоями яшм, мощностью 700 м. Базальты толеитовые, обычно низкокальциевые и низкотитанистые. Эти особенности и близость в стратиграфической схеме по конодонтам и спорово-пыльцевому комплексу к уровню карамалыташской свиты позволили отнести к куркудукской свите также и экструзии риодацитов и дацитов [Стратиграфические..., 1993]. Впрочем, возраст последних четко не определен. Дайки кварцевых альбитофинов (плагиориолитов) прорывают мугоджарскую и куркудукскую свиты. К. С. Иванов [1983] отмечает, что и в вулканитах вышележащей миляшинской свиты наблюдаются субвулканические тела кварцевых альбитофинов. В. Г. Кориневский [История..., 1984] отмечает

залегание липаритов также и в вышележащей толще шулдакских кремней, однако здесь они значительно более калиевые и ассоциируют с трахибазальтами, так что скорее всего плагиориолиты не моложе мильашинской свиты, и не исключено, что часть их относится к куркудукской.

Мильашинская свита представлена базальтами, андезитами, их туфами и лавобрекчиями, с прослоями яшм, мощностью до 700 м, и субвулканическими телами плагиориолитов. Многие вулканы имеют порфиновый облик. В. Г. Кориневский [История..., 1984] считал, что эффузивы относятся к островодужной известково-щелочной серии, приводя в подтверждение этого вывода петрохимические анализы (часть их, правда, относится к измененным породам с высокими ппп) и довольно убедительные соотношения РЗЭ. Почти в то же время К. С. Иванов [1983] высказал справедливое мнение, что роль андезитов в мильашинском комплексе преувеличена вследствие того, что зачастую анализировались окварцованные диабазы. Кроме того, по его мнению, масштаб развития мильашинской свиты несопоставим с размерами островных дуг (по-видимому, он считал, что масштаб развития свиты не мог радикально уменьшиться вследствие эрозии, а сама она не могла стать частью Магнитогорской дуги? В. П.). Он же отмечал, что по петрогенным элементам диабазы Западных Мугоджар (в целом?) достаточно близки к базальтам СОХ, однако по содержаниям Cr, Ni, La, La/Yb, U и Th они ближе к толеитам островных дуг. Ему же принадлежит важное умозаключение о том, что дайки живетских альбитофиров возникли в условиях субмеридионального сжатия. Все эти данные, вместе взятые, кажутся нам достаточными для предположения, что в разрезе Западных Мугоджар вулканы задугового спрединга сменяются островодужными, а дивергентный геодинамический режим — конвергентным.

Возраст куркудукской и мильашинской свит по конодонтам укладывается в интервал позднего эйфеля — живета, причем датировки в этих пределах до некоторой степени противоречивы, так что нет никакой уверенности в том, что между этими свитами (комплексами) как и между мугоджарской и куркудукской, нет фациальных замещений.

В кровле вулканогенного комплекса картированием прослеживается шулдакский горизонт яшм, мощностью до 100 м, содержащий конодонты живетского яруса, с небольшими проявлениями вулканитов, о которых говорилось выше.

Алабасская толща, развитая на небольших участках между шулдакским горизонтом и залегающей выше с размывом терригенно-олистоостромовой толщей франского яруса, представлена вулканогенно-обломочными отложениями, в составе которых преобладают конглобрекчии с обломками андезито-базальтов и андезитов, песчаников, алевролитов, кремней, известняков, а также прослой туфогенных пород. Глыбы известняков содержат живетскую стрингоцефаловую фауну, указывающую

на нижний предел возраста толщи (середина живета). Мощность до 500 м.

Выше, с перерывом, на размытых среднедевонских отложениях (от мугоджарских до алабасских) залегает терригенно-карбонатная пачка, представленная переслаиванием конгломератов, известковистых песчаников и известняков с брахиоподами позднего франа, мощностью 50 м. Она фациально замещается и возможно надстраивается более мощной олистоостромой с обломками подстилающих пород (в микститах у разьезда Алабас отмечались фаменские споры [Чибрикова, Олли, 1999]).

Подводя итог рассмотрению особенностей геологических комплексов, развитых в Западно-Мугоджарской зоне, необходимо прокомментировать мнение К. С. Иванова [1998в] о том, что «вулканогенные комплексы Западных Мугоджар образуют единый формационный ряд и нет оснований разрывать их, относя нижние части разреза к образованиям океанического типа, а верхние — к островодужным. По всей видимости, все эти толщи образовались в морском бассейне, в тылу островной дуги». Что касается первой части высказывания, то в неоднократно цитированной нами работе [Вулканизм..., 1992] было показано, как постепенно, в едином формационном ряду океанические формации *всегда* сменяются предостроводужными, а те в свою очередь — островодужными. Никакого резкого скачка в составах или несогласия между океаническими и островодужными формациями как правило не наблюдается. Более того, несогласия между офиолитами и вышележащими островодужными формациями *нигде* не было доказано. Со второй частью цитированного высказывания можно согласиться с оговоркой: что касается актогайского и мугоджарского комплексов, то это скорее всего спрединговые образования в тылу Ирендкской островной дуги, проявившейся образованием толеитовой баймак-бурибайской и известково-щелочной ирендкской формаций. Верхние же описанного разреза принадлежат основанию и тыловому склону Улутауской островной дуги (более подробно этот вопрос будет обсужден ниже).

Вышеуказанный феномен заложения островной дуги первоначально как структуры растяжения и совершенно постепенного перехода ее в надсубдукционную структуру не есть что-то уникальное, характерное исключительно для Урала. Подобное явление, начало которого сродни процессу образования «надсубдукционных офиолитов» [Пирс и др., 1987], описано в молодых дугах юго-западной части Тихоокеанского кольца и в юрских островодужных комплексах Калифорнии [Stern, Bloomer, 1992; Bloomer et al., 1995; Меланхолина, в печати].

Аналогичное эволюционное нарастание признаков «островодужности» в геохимии базальтов ордовика — раннего силура при смене комплекса параллельных даек и базальтов — контрастной базальт-риолитовой колчеданосной серией и затем типично островодужными вулканидами — описано для ранних стадий развития Тагильской дуги [Петров, Пучков, 1994].

—"

Рассмотрение комплексов девонской Магнитогорской палеодуги и ее окружения приводит к выводу о ее сложном строении, некоторые детали которого только и можно изучить на таком уникальном, поднятом к поверхности суши, достаточно обнаженном, разбуренном и геофизически изученном объекте, каким является Магнитогорская синформа. В плане и поперечном разрезе наблюдается целый ряд типовых комплексов, сменяющих друг друга как в вертикальном направлении, так и по латерали. При этом следует иметь в виду, что дуга, ее морфологические элементы и распределение вещественных комплексов в ее разрезе асимметричны и отражают прежде всего наклон зоны субдукции. Поэтому, чтобы разобраться в закономерностях распределения комплексов-индикаторов в палеодуге, необходимо прежде всего определить ее полярность.

Вопрос о наклоне зоны субдукции обсуждался многими исследователями. Вывод о том, что на Урале практически в течение всего палеозоя (на Южном Урале — по крайней мере, до фамена включительно) зона субдукции имела восточное падение, был сделан автором [Пучков, 1974, 1979а], поскольку им было показано, что окраина Восточно-Европейского континента была тектонически пассивной в течение ордовикско-девонского (на севере — ордовикско-раннекаменноугольного) времени. Указанный вывод основывался, прежде всего, на анализе характера осадконакопления на этой окраине. Это, правда, не помешало ряду других авторов [История..., 1984] предполагать наклон субдукции под окраину Восточно-Европейского континента в период с ордовика по начало карбона. Однако в дальнейшем был использован еще один совершенно независимый метод установления наклона древней зоны субдукции, связанный с изучением поведения ряда элементов в островодужных вулканитах. Краткий обзор этого вопроса в привлечении дополнительных материалов был дан недавно А. М. Косаревым и автором [1999].

Калий и другие литофильные элементы с высокими ионными радиусами (U, Th, Rb, Sr, Ba), и редкие высокозарядные элементы (Ti, Zr, Ta, Nb) являются индикаторными при проведении такого анализа. Известно о возрастании концентраций перечисленных элементов от фронтальных к тыловым частям островных дуг, что нередко коррелируется с расстоянием от земной поверхности до сейсмофокальной зоны и указывает направление погружения последней [Куно, 1970; Федорченко и др., 1989; Фролова, Бурикова, 1997].

На Южном Урале было показано, что содержание K_2O в близких по возрасту девонских базальтах [Серавкин, 1986, 1997; Косарев, 1986; Вулканизм..., 1992] и кремнекислых вулканитах [Бобохов, 1991] возрастает с запада на восток, в соответствии с предполагаемым наклоном зоны субдукции. Близкие выводы были сделаны и на основании анализа изменения содержаний K, Rb и Sr в вулканитах Урала в целом и Магнитогорского района

в частности [Язева и др., 1989; Язева, Бочкарев, 1998]. Надо, однако, признать, что далеко не все материалы подобного рода дают однозначный ответ. Дело в том, что на Южном Урале изучение латеральных изменений калиевого вулканитов осложняется не всегда достоверными датировками индикаторных вулканических комплексов, а также высокой геохимической подвижностью калия при вторичных преобразованиях, особенно при процессах альбитизации и пропилитизации, связанных с рудогенезом. Поэтому для сравнения составов базальтов разных палеовулканических зон нами были использованы также содержания TiO_2 и Zr [Косарев, Пучков, 1999]. Эти элементы, будучи инертными при постмагматических метаморфических и метасоматических преобразованиях, достовернее отражают первично-магматические особенности геохимии сравниваемых базальтов. Было показано, что вулканиты базальтового состава всего ряда формаций от D_1 до D_3 в восточных районах Урала отличаются от своих формационных аналогов западного крыла Магнитогорского мегасинклинория повышенными содержаниями Zr и в ряде случаев — TiO_2 . Эти данные указывают на большие мощности земной коры и повышенные глубины магмообразования в Восточно-Уральском палеовулканическом поясе по сравнению с Магнитогорским и подтверждают первичность латеральной зональности, выявленной по концентрациям K_2O . Эти сведения, как и ранее цитированные источники, говорят в пользу геодинамической модели с сейсмофокальной зоной восточного падения для всей островодужной стадии развития вулканизма: от силура — раннего девона до позднего девона. Правда, с вопросом о том, находятся ли вулканиты Восточно-Уральской зоны *in situ* или принадлежат шарьированным на нее краевым фрагментам островодужных структур, еще предстоит разобраться.

Анализ раннедевонско-франских индикаторных комплексов Магнитогорской зоны приводит к выводу, что они отвечают времени заложения и развития островной дуги, возникшей на океаническом основании. Поэтому целесообразно было бы рассмотреть структурно-морфологические элементы современной энсиматической островной дуги и сопоставить их с формациями-индикаторами древней дуги, определив их позицию в пространстве и во времени.

В современных энсиматических дугах — таких как Алеутская, Курильская, Идзу-Бонин-Марианская, Тонга-Кермадек и др. и в их окружении можно выделить следующие структурно-морфологические элементы [Пушаровский, Меланхолина, 1992; Геологическая история..., 1989; Зоненшайн, Кузьмин, 1993; Меланхолина, 1998; Милановский, 1996; Dickinson, 1995 и др.]: 1. Абиссальный преддуговой желоб с бескарбонатными терригенно-кремнистыми осадками, терригенная составляющая которых поставляется по подводным каньонам с размываемой части дуги. Характерны надвиги, движение по которым направлено в сторону океана. 2. Внешняя

амагматическая зона дуги (forearc). В строении ее фундамента как правило принимают участие офиолиты и островодужные комплексы, образованные на предыдущем тектоническом этапе, а также терригенный материал, поставляемый с поднятой части дуги по каньонам. Возможно как развитие олистостромов, так и наличие участков, где осадконакопление отсутствует. В основании внешней зоны и на внутреннем склоне преддугового желоба может находиться аккреционная призма, сложенная магматическими породами, серпентинитовыми меланжами и осадками, соскобленными с океанического ложа при субдукции; однако присутствие аккреционной призмы выявляется далеко не всегда. Приподнятая часть зоны (терраса) может образовывать узкий шельф с мелководными осадками, в том числе с карбонатными рифами (дуга Тонга-Кермадек) или авулканическую дугу (гряды) и межрядовой прогиб (преддуговой бассейн или бассейны) между ней и вулканической дугой (Курильская, Алеутская и др. дуги). 3. Активная вулканическая дуга, являющаяся в случае проявления наземного вулканизма мощным поставщиком как терригенного, так и туфогенного материала в первые две зоны. 4. Глубоководный задуговой бассейн с океанической или субокеанической корой, образованный либо в результате отгораживания части океанического пространства барьером дуги, либо в результате задугового спрединга, либо, наконец, в результате более ограниченного рифтинга.

В структуре Магнитогорской зоны и связанного с ней Сакмарского аллохтона мы имеем дело с реликтами нескольких (по крайней мере двух) независимых островных дуг. Данных о лландоверийской? контрастной колчеданоносной формации в районе ст. Блява и о плохо датированных известково-щелочных магматических образованиях позднего ордовика – раннего силура в районе с. Вознесенка пока недостаточно, чтобы говорить о существовании в указанных районах реликтов позднеордовикско-силурийской дуги. Еще меньше оснований говорить о губерлинской дуге — в связи с ранее изложенными стратиграфическими соображениями. Более уверенно можно судить о существовании до-баймак-бурибайской островной дуги эмского возраста. На этом уровне склону пассивной континентальной окраины и преддуговой океанической впадине отвечают кремнистые толщи кызылфлотской толщи и ее аналогов, а также базальтоиды, выведенные из состава сугралинской свиты; аккреционной призме — возможно, часть меланжей; бассейну на внешнем склоне магматической дуги — губерлинско-косистекские туфогенные толщи; более проксимальные фации магматической дуги представлены шандинской олистостромой и, может быть, утягуловской свитой (заметим, что К. С. Иванов [1996] считает последнюю вообще не валидной).

На более высоком временном уровне мы имеем дело еще с двумя сближенными реликтами средне-верхнедевонских островных дуг, или скорее с одной дугой, пережившей существенную перестройку.

Имеется целый ряд моделей, использовавших представления о последовательно сменявшихся или параллельно существовавших дугах. Например, в некоторых работах [История..., 1984, Zonenshain et al., 1990] выделялось последовательно три, или даже четыре дуги: Губерлинская, Сакмарская, Ирендыкская и Магнитогорская. Другие авторы предлагают выделить в палеоокеанической структуре Южного Урала девонские Западно-Магнитогорскую и Восточно-Магнитогорскую дуги, разделяющий их междуговой и обрамляющий с востока задуговой бассейны [Масленников, Зайков, 1998]. Сразу заметим, что по нашему мнению, в первом варианте количество дуг увеличено сверх меры. Второй вариант не учитывает, что выделяемые в этом случае структуры разновозрастные и не образуют единого динамически связанного ансамбля.

В раннеэйфельское, «ирендыкское» время Актау-Таналыкская подзона представляла собой внутренний склон преддугового желоба или нижний преддуговой бассейн по Л. П. Зоненшайну, М. И. Кузьмину [1993], Западно-Магнитогорская подзона — верхний преддуговой бассейн и вулканическую дугу с проксимальными склоновыми туфотурбидитами, олистостромой и вулканическими постройками. Мугоджарская и баймак-бурибайская свиты, возможно, отвечают этапам задугового спрединга, на самом деле предвараившего возникновение Ирендыкской дуги. Основное геодинамическое отличие мугоджарской свиты от баймак-бурибайской — в большей скорости спрединга при образовании первой из них.

В позднейэйфельское время началась перестройка в пределах уже существующей дуги. Сейчас трудно сказать, с чем это было связано, но создается впечатление, что процесс субдукции остановился и дуга заложилась как бы вновь, начавшись с рифтообразования (медленного спрединга?) и деления предыдущей дуги — как это описано для Филиппинской системы [Меланхолина, 1993 и др.]. Вновь возникла предостроводужная базальтриолитовая формация, которая последовательно сменялась известково-щелочными ассоциациями примитивной, развитой и (в фамене) зрелой островной дуги. При этом ось вулканической дуги сместилась к востоку на расстояние до 70 км (с учетом горизонтальных смещений, это расстояние вероятно было еще большим). Возможно, при этом изменился (стал положе) наклон зоны субдукции. К западу от оси вулканической дуги по литологическим особенностям осадков намечается внешняя зона, или верхний преддуговой бассейн (область развития улутауской свиты, подстилаемая образованиями более древней вулканической дуги, которая в свою очередь покоилась на офиолитах). Бассейн, возможно, отделялся с запада внешней авулканической грядой, наследовавшей положение Ирендыкской вулканической дуги. Проследить ее не удается, однако имеются данные о залегании улутауской свиты непосредственно на ирендыкской — например, в районе горы Траташ, к С-В от г. Сибай (В. А. Маслов, устное сообщение). Еще западнее выделяется нижний преддуговой бассейн или фрагмент внутренней части

преддугового желоба (Актау-Таналыкская зона). Восточный склон дуги с трудом удается наметить, что можно объяснить последующим коллизионным ретрошарьированием комплексов Магнитогорской островной дуги на Восточно-Мугоджарский микроконтинент и слабой стратиграфической изученностью полосы сочленения Магнитогорской и Восточно-Уральской зон. В Восточных Мугоджарах восточному склону дуги, вероятно, отвечает куркудукско-алабасская часть разреза. Во фране, — вероятно чуть раньше, чем в более северных районах — здесь уже началось коллизионное закрытие бассейна, обусловившее поднятия и размыв.

В целом существование двух вулканических дуг подтверждается, однако правильнее, по-видимому, говорить о смещении активной вулканической дуги в пределах одной островодужной структуры. Во многих разрезах Западно-Магнитогорской зоны намечается нормальная стратиграфическая последовательность вверх по разрезу: ирендыкская свита — ярлыкаповский горизонт — улутауская свита, что было бы невозможно, если бы Ирендыкская и Улутауская (Магнитогорская) дуги первоначально были отделены друг от друга большими расстояниями (что, впрочем, не исключает тектонических сближений по надвигам).

При рассмотрении этих вопросов вновь обращает на себя внимание постепенность перехода от предостроводужной к островодужной обстановке, о чем мы уже говорили, ссылаясь на [Вулканизм..., 1992]. Попробуем еще раз представить, что при этом происходит. В случае, если спрединг непосредственно сменяется субдукцией, он должен вначале замедлиться и перейти в вялотекущее состояние. В связи с этим отмечается [Язева, Бочкарев, 1998]: «При неустойчивом режиме спрединга феннеровский тип дифференциации исходных базальтовых выплавов сменялся боуэновским, сначала эпизодически, а затем, с прекращением спрединга — стабильно. В этом видится причина теснейшей связи карамалыташских толеитовых и улутауских известково-щелочных вулкаников... Граница между двумя формациями часто неоднозначна и, по мнению Т. И. Фроловой [Фролова, Бурикова, 1977], они могут рассматриваться как продукты однотипных мантийных магм при разных геотектонических условиях коровой дифференциации». Ни о каких несогласиях между офиолитами и островодужными комплексами здесь речи не идет.

Цитированные выше авторы [Язева, Бочкарев, 1998] формально правы в их неприятии предлагаемой рядом исследователей модели возникновения Улутауской дуги вследствие расщепления Ирендыкской и раздвига ее частей с раскрытием карамалыташского внутреннего моря. Эта изящная геодинамическая модель потеряла прежнюю кажущуюся обоснованность после пересмотра стратиграфии девона Верхнеуральского и Магнитогорского районов, где вулканогенные комплексы, относившиеся к ирендыкским, были переведены в верхний девон на основании находок конодонтов [Артюшкова, Маслов,

1999]. Тем не менее, эта гипотеза остается жизнеспособной, поскольку восточный фрагмент расколотой дуги мог быть просто утерян в современной структуре вследствие тектонических перекрытий и эрозии.

На первый взгляд [Язева, Бочкарев, 1998] нелогичным может показаться отнесение карамалыташских вулкаников к формациям задугового (вторичного) спрединга, поскольку в момент их образования Ирендыкская вулканическая дуга прекратила свое активное существование, и лишь затем, на новом месте, возникла активная Улутауская дуга. Однако выясняется, что такая последовательность событий достаточно типична для развития молодых островодужных комплексов: «Перестройки границ плит начинались с деструкции и раздвига в коре, наиболее изученных на примере Японского моря... Затем происходило становление зоны субдукции, островодужный магматизм и активное корообразование — в островных дугах» [Меланхолина, 1993]. Ранее мы уже обращались к этому вопросу при рассмотрении взаимоотношений спрединговых и субдукционных вулканических формаций Мугоджарской подзоны.

Рассматривая соотношение внешних границ Магнитогорской зоны с внутренними границами ее подзон, приходится прийти к выводу, что Магнитогорская зона по девонским отложениям — это лишь фрагмент сложно построенного островодужного сооружения, вырезанный по довольно произвольному контуру современных сутурных зон, непараллельных границам его внутренних структурных элементов. Синформный характер Магнитогорской структуры и ее бивергентность позволяют предполагать, что эти соотношения возникли в результате более поздних, коллизионных процессов, когда края островной дуги были надвинуты на сиалические блоки, в западном и восточном направлениях соответственно, с образованием офиолитовых аллохтонов, хорошо доказанных лишь на западе, хотя в принципе есть свидетельства их существования и на востоке [Камалетдинов, Казанцева, 1983].

Тагильская зона

В девоне, как и в силуре, Тагильская зона обычно делится на две подзоны, имеющие примерно ту же границу, и близкие названия: *Петропавловская* (западная) и *Турьинская* (восточная).

Как уже говорилось, верхи турьинской свиты, сложенной трахиандезитами, трахибазальтами с прослоями известняков и ритмичнослоистыми туфогенно-терригенными флишоидами, мощностью до 500 м, принадлежат нижнему девону. По находкам макрофауны (кораллы, криноидеи и др.) она датируется лохковым. Развита свита в обеих зонах, но неповсеместно: в ряде разрезов Петропавловской подзоны она замещается слоистыми известняками.

Более молодые части разрезов двух зон различаются сильнее. Для *Петропавловской* подзоны характерно

преимущественное (или подавляющее, как в Североуральском, Карпинском и Ивдельском районах) развитие мелководных известняков, характерных для всего нижнего и среднего девона и местами проходящих во фран. Мощности их в отдельных разрезах превышают 2000 м. Помимо мелководной макрофауны, в этих разрезах хорошо изучены конодонты, чему в немалой степени способствовало то обстоятельство, что к верхней части нижнего девона и нижней — среднего приурочены богатые залежи бокситов Североуральского бокситоносного района (СУБРа).

Франские отложения, сохранившиеся значительно хуже ниже-среднедевонских, формировались в пределах этой подзоны в контрастных обстановках: помимо мелководных известняков (Карпинский район), фран представлен конденсированным разрезом глинистых, кремнистых сланцев и известняков с довольно обильными конодонтами (Североуральский район) и полимиктовыми песчаниками и конгломератами (Ивдельский район).

Нижедевонско-франские разрезы более восточной, Турьинской подзоны отличаются сочетанием мелководных известняков, охарактеризованных фауной кораллов, брахиопод, криноидей, фораминифер, конодонтов, с андезитами, андезитобазальтами, базальтами, их туфами, туфопесчаниками, песчаниками, глинистыми и кремнистыми сланцами [Стратиграфические..., 1993]. Р.Г. Язева и В.В. Бочкарев [1993] выделяют здесь краснотурьинский андезитовый комплекс, перекрытый туфами взвозной и макарьевской трахиандезито-базальтовых толщ. Мощность девонских эффузивов местами достигает 4–5 км. Вместе с умереннокислыми интрузивами верхне-лобвинского и ауэрбаховского комплекса они образуют вулcano-плутоническую ассоциацию и отличаются от аналогичных по кремнекислотности эффузивов силурийской островной дуги высокими содержаниями Sr и Rb и другими геохимическими параметрами, позволяющими цитированным авторам заключить, что в период формирования краснотурьинского комплекса мощность земной коры составляла около 30 км и что рассматриваемые плутониты принадлежали «окраинно-континентальному поясу, обрамлявшему палеозойский океан вдоль западной и южной границ Сибирского палеоконтинента». Предполагалось также, что рассматриваемый комплекс возник непосредственно вслед за коллизией между Тагильской дугой и Восточно-Уральским микроконтинентом.

Надо заметить, что вышеизложенная петрохимическая характеристика вулcano-плутонической ассоциации (по-видимому, вполне справедливая) сама по себе не влечет за собой ни вывода о коллизии Тагильской дуги с микроконтинентом, ни предположения об их принадлежности окраине Сибирского континента в среднем девоне. Вулканиты с подобными особенностями могли возникнуть и в случае образования девонской островной дуги на цоколе силурийской.

Особенности разрезов и характер фациальных взаимоотношений в пределах Тагильской зоны, а также

отсутствие сколь-либо ясно выраженной сутуры между Петропавловской и Турьинской подзонами позволяют предполагать, что в девоне зона субдукции здесь продолжала существовать, но испытала существенную перестройку, что выразилось в перемещении вулканической оси к востоку, тогда как на западе сформировался узкий карбонатный шельф, обычно характерный для внешней стороны зрелой островной дуги. В этом случае мы можем говорить о включении отмершей Тагильской дуги в виде террейна в Магнитогорскую. Включение комплексов более древней дуги в состав более молодой является обычным делом и многократно описано. Впрочем, такой вывод можно сделать только в случае полной уверенности, что в Турьинской зоне не произошло тектонического совмещения двух типов разреза: Петропавловского карбонатного и Магнитогорского вулканогенного (о таком варианте будет сказано ниже, при описании девона восточных зон Среднего Урала).

Восточно-Уральская зона

Эта зона характеризуется преимущественным развитием автохтонных осадочных пород чехла микроконтинента в сочетании с аллохтонами, принадлежащими комплексам девонской островной дуги.

Большая, южная половина зоны рассматривается здесь в качестве Мугоджарско-Челябинской подзоны, в которой различаются аллохтонные и автохтонные комплексы.

Автохтонные комплексы

Эти комплексы представлены как мелководными карбонатными, терригенно-карбонатными и терригенными толщами, достигающими больших мощностей, так и менее мощными кремнисто-сланцевыми отложениями.

В Еманжелинском и Полетаевском районах и несколько южнее, в среднем течении р. Увельки, нижедевонско-нижнеэффельские отложения представлены преимущественно мелководными известняками с фауной криноидей, конодонтов, кораллов, брахиопод, мощностью 550–900 м [Стратиграфические..., 1993; Сначев, Мавринская, 1995; Шурыгина, Милицына, 1996]. Южнее, в бассейне рр. Средний и Нижний Тогузак нижний девон представлен лейпцигской толщей известняков с прослоями терригенных пород, роль которых увеличивается в верхней части разреза. Известняки содержат мелководную фауну кораллов, брахиопод, криноидей. Мощность до 600 м [Стратиграфические..., 1993].

Юго-восточнее, в бассейне р. Аят, девон представлен двумя типами разреза: в районе пос. Маслоковецкий (разрезы по рр. Арчаглы-Аят, Камышлы-Аят, Карталы-Аят) К. С. Иванов [Стратиграфические..., 1993] выделил камышловскую свиту, мощность которой не превышает 500 м, и в которой по конодонтам устанавливается наличие ниже-, средне- и верхнедевонских (франских и фаменских) отложений. Свита представлена, по-видимо-

му, глубокоководными отложениями: фтанитами, серыми кремнями, углисто-глинисто-кремнистыми сланцами и песчаниками. Восточнее, на р. Аят в районе пос. Николаевка (на восточном конце профиля УРСЕЙС-95), описаны фрагменты разреза девонских (пражско-эйфельских) полимиктовых песчаников и глинистых сланцев с прослоями известняков, охарактеризованных богатой коллекцией брахиопод, криноидей, ортоцератид, мшанок, трилобитов и другой мелководной фауной, видимой мощностью около 100 м. Песчаники эти отмечаются в меланже Николаевского разлома, имеющего, по данным бурения, довольно пологое западное падение. Восточнее, в карьере у пос. Кызылжар, вскрыты рифовые известняки с водорослями, остракодами и кораллами раннего – среднего девона [Иванов и др., 1998].

В Восточных Мугоджарах, как и в более северных районах зоны, также наблюдается два типа разреза автохтонных комплексов: мелкоководный и глубокоководный. В Балаталдыкском грабене выявляются фрагменты разреза, представленного известняками, в которых в нескольких местах найдены конодонты раннего и среднего девона [Пелевин, Пучков, 1987]. Позже [Пелевин, Иванов, Павлов, 1997] положение одного из фрагментов предполагаемого разреза было пересмотрено: известняки с пражскими конодонтами отнесены к вулканогенной тойманской свите, ранее считавшейся немой, и высказано предположение о ее аллохтонном залегании. Тем не менее, карбонатный авулканогенный тип разреза в этом районе присутствует, что подтверждается также находкой конодонта эмско-среднедевонского возраста в карбонатном палеозойском разрезе у метеостанции Талдык [Пелевин, Пучков, 1989]. Фрагментом того же или самостоятельного типа разреза является описанная в том же грабене толща песчаных и алевро-глинистых сланцев с линзами и прослоями пелитоморфных известняков, содержащих эйфельские конодонты.

Восточнее, в Старокарабутаком грабене, к кремнистому типу разреза девона относится верхняя, нижнедевонская часть жиландытауской толщи, мощностью порядка 100 м (см. раздел «Силур» главы 2) [Пелевин, Пучков, 1983]. Еще далее к северо-востоку, в истоках р. Иргиз, К. С. Ивановым по находке эмских конодонтов выделена баксайская толща (пачка) кремней с прослоями аргиллитов, видимой мощностью 50 м.

Аллохтонные комплексы

В Еленовско-Кумакском и Буруктаальско-Сарыобинском районах, на востоке Оренбуржья и в пограничных районах Казахстана, сводные разрезы девона [Стратиграфические..., 1993] представлены сочетанием мощных терригенных или терригенно-туфогенных толщ с еще более мощными (более 1000 м) вулканогенными толщами, в которых преобладают лавы базальтов, андезибазальтов, андезитов. Датированы редкой фауной брахиопод, кораллов, криноидей и спорово-пыльцевыми комплексами. Нет уверенности, что часть этих разрезов не принадлежит автохтону.

Однако вместе с тем, широкое присутствие в этих районах громадных пластообразных тел серпентинизированных гипербазитов, в частности — слагающих Буруктаальскую синформу, Кундыбайский, Гришинский, Шевченковский гипербазитовые массивы, которые изучены бурением и геофизическими методами [Камалетдинов, Казанцева, 1983; Варлаков, 1986 и др.] свидетельствует в пользу широкого развития здесь шарьяжных структур. Экзотичное и незакономерное (как бы случайное в сравнении с магматитами Магнитогорской зоны) положение базальт-андезитовых комплексов по отношению к возможной зоне субдукции позволяют предполагать аллохтонное залегание по крайней мере части вышеупомянутых комплексов, шарьированных с запада, в соответствии с западным падением Восточно-Магнитогорской зоны меланжей. Вопрос этот, однако, требует дальнейшего изучения.

В Восточных Мугоджарах к аллохтонным комплексам предположительно может быть отнесена уже упоминавшаяся тойманская свита [Пелевин и др., 1997], развитая в Балкымбайском грабене и представленная главным образом метаморфизованными базальтами с прослоями кремней.

—”—

В северной половине рассматриваемой зоны, на Среднем Урале мы предлагаем выделять две структурно-фациальные подзоны: Петрокаменско-Салдинскую, протягивающуюся от широты Екатеринбурга до Нижней Салды, и более восточную, Алапаевско-Режевскую. В последней различаются два фациальных типа девонских отложений: Режевской (вулканогенный, аллохтонный — о нем будет сказано ниже) и Першинский (преимущественно карбонатный, параавтохтонный). В Алапаевско-Режевской подзоне, выделенной в Стратиграфических схемах Урала [1993] в качестве Режевского и Алапаевско-Каменского районов, эти типы разреза многократно чередуются на площади в виде узких (от 1 до 10 км) субмеридиональных полос, разделенных разломами, иногда подчеркнутыми меланжем. Такое сочетание разновозрастных вулканогенных, существенно эксплозивных фаций с одной стороны, и чисто известняковых — с другой, не могло быть первичным, поэтому структура трактуется нами как покровная, разбитая более поздними крутопадающими разломами на «клавиши» [Пучков и др., 1989, 1990a].

Автохтонные комплексы

Першинский тип разреза представлен, в интервале от лохкова до нижнего карбона, преимущественно мелководными слоистыми известняками, с весьма подчиненными пачками туфогенно-обломочных пород и единичными покровами миндалекаменных базальтов в нижних частях разреза. Мощность до 1300 м. Известняки содержат кораллы, брахиоподы, строматопораты, криноидей. В Режевском районе, где разрез девона считается опорным, изучены конодонты. Основание палеозоя в рассматриваемом типе разреза неизвестно; предполагается, что разрез принадле-

жит чехлу террейна, однако является ли его фундаментом докембрийский комплекс Восточно-Уральского микроконтинента, или силурийская островная дуга, или, наконец, и то, и другое, пока не установлено.

Аллохтонные комплексы

В число предполагаемых нами аллохтонных комплексов на *Среднем Урале* попадают разрезы уже упоминавшейся Петрокаменско-Салдинской подзоны и Режевского типа Алапаевско-Режевской подзоны. Корни шарьяжа надо искать скорее всего западнее, в Серовско-Маукской сутуре [Juhlin et al., 1998]. Направление шарьирования должно было соответствовать падению сутуры (по В. Б. Соколову [1992], в южной части, напротив Уфимского выступа, она падает к западу, а севернее, через вертикальное залегание, разворачивается и падает к востоку).

Разрезы *Петрокаменско-Салдинской подзоны* развиты в полосе, зажатой между Серовско-Маукским поясом и Мурзинско-Адуйским блоком (пос. Шабры – д. Слудка – с. Петрокаменское – с. Талица – г. Н. Салда и др.) и представлены мощной (местами, в полных разрезах — свыше 5000 м) толщей базальтов, андезитов, дацитов, их туфов и туфопесчаников, с прослоями известняков, кремнистых сланцев, яшмоидов, содержащих ранне-среднедевонскую и франскую фауну табулят, строматопор, криноидей, радиолярий [Ведерников, 1984; Стратиграфические..., 1993]. Описание петрохимии вулканитов Петрокаменского района дается в работе В. Н. Смирнова и В. В. Ведерникова [1987]. Это производные девонской зоны субдукции, имеющие свои интрузивные комагматы и образующие, таким образом, вулканоплутоническую ассоциацию.

К *Режевскому* типу мы относим вулканогенные разрезы Алапаевско-Режевской подзоны. В долине р. Реж у с. Глинского в низах разреза лежит так называемая глинская толща толеитовых базальтов с прослоями кремней, реже туфов и туфопесчаников, принадлежащих, судя по всем данным, к офиолитовой ассоциации (глинский комплекс и его аналоги); толща содержит конодонты позднего эмса – раннего эйфеля. Это, по-видимому, не является нижним возрастным пределом основания разреза, поскольку конодонты, найденные автором и К. С. Ивановым в кремнях из серпентинитового меланжа на р. Кулиге имеют лохковский облик [Пучков и др., 1989]. Кроме того, в прослое фтанита из базальтовой толщи Сафьяновского месторождения К. С. Ивановым были выделены очень характерные по своему облику конодонты начала раннего девона, определенные мною как *Ozarkodina stygia*. К сожалению, эта находка в избилующей деталями работе К. С. Иванова [1998в] не обсуждалась и по какой-то причине даже не была упомянута, а она, помимо всего прочего, противоречит принятому представлению [Медноколчеданные..., 1992] о раннеживетском возрасте рудовмещающих толщ.

Глинская толща вверх по разрезу сменяется бороухинской (в Стратиграфических схемах [1993] названия

толщ в колонке этого разреза спутаны). Бороухинская толща представлена преимущественно вулканогенно-осадочными, вулканогенно-кластическими отложениями андезито-базальтового состава, близкими по облику и отчасти по возрасту к улутауской свите: в пачке кремней среди этой толщи найдены раннефранские (до-мукасовские) конодонты. На мукасовском уровне в Каменско-Уральском районе появляется флишоидная толща с прослоями кремнистых сланцев, мощностью до 350 м (кодинская свита). Описание ее приведено в работе Г. А. Смирнова и др. [1974]. Терригенная толща с франскими брахиоподами, включающая прослой полимиктовых конгломератов и известняков, венчает существенно вулканогенный разрез девона и несколько южнее, — в Синарско-Багаряжском районе [Стратиграфические..., 1993].

—"

Итак, в раннем девоне (точнее, в эмском веке) наметился новый этап в истории Урала. На западе, в палеоконтинентальном секторе, начинаются трансгрессии и интенсивное погружение края континента. На востоке примерно к этому же времени происходит кардинальная перестройка островодужной системы: активность Тагильской дуги резко падает, и она отмирает полностью или по крайней мере частично; возникает Магнитогорская дуга, занимавшая иное положение и ориентировку. Среди нижнедевонско-(эмско)-франских комплексов рассматриваемого региона удается выделить: 1. Образования пассивной окраины Восточно-Европейского континента. Среди них выделяются мелководные и относительно глубоководные отложения шельфа, батинальные — континентального склона, и абиссальные — континентального подножья. 2. Океанические образования. Осадки океанического чехла практически не выделяются или не распознаются. Основное место занимают комплексы, связанные с Магнитогорской островной дугой. При этом удается (случай уникальный для палеозойд!) выделить реликтовые палеоструктурные элементы островной дуги, положение которых менялось со временем: авулканическая абиссальная преддуговая зона, вулканическая дуга и ее склоны, задуговая спредингловая впадина. Тагильская зона, возможно, являлась в это время внешней, авулканической зоной островной дуги, ее карбонатным уступом, или (что менее вероятно) представляла собой самостоятельный террейн, находившийся на некотором расстоянии от фронта Магнитогорской дуги. 3. Восточно-Уральский (Восточно-Мугоджарский) микроконтинент, погруженный под уровень моря на разную глубину, что отражается в характере осадков его чехла.

—"

Рассматриваемый этап был одним из важнейших в металлогеническом отношении. С его вулканизмом связано большинство медноколчеданных, колчеданно-полиметаллических месторождений Южного Урала, среди которых есть крупные и уникальные: Учалинское, Сибайское, Гайское и др. На Среднем Урале в аналогичных условиях образовался целый ряд менее крупных

месторождений этого типа, принадлежащих Дегтярско-Карабашской, Сафьяновской и Султановской рудоносным зонам [Медноколчеданные..., 1992]. Помимо меди и полиметаллов, колчеданные руды являются основным источником добываемого на Урале золота; они содержат также серебро и платиноиды. Известны небольшие медно-порфировые месторождения: Салаватское и др., связанные с островодужным вулканизмом [Вулканогенная..., 1994] и десятки месторождений марганцевых руд, приуроченных к яшмоидам ярлык-повского-бугулыгырского уровня. С девонской вулкано-плутонической ассоциацией Турьинской зоны связаны медно- и железоскарновые, медно-порфировые и золото-сульфидные месторождения [Язева, Бочкарев, 1993]. Условия тропического климата и наличие периодически осушавшихся закарстованных карбонатных равнин обусловило возникновение крупных месторождений Североуральского и Южноуральского бокситоносных районов.

ФАМЕНСКИЙ ЭТАП

Основные изменения, которые произошли в фамене, связаны с возникновением флишевого прогиба, восточное крыло которого занимало западную часть Мугоджарской зоны, осевая часть приходилась на область развития батинальных комплексов, а западное крыло перекрывало восточную окраину шельфовой зоны. Выделяются следующие структурно-фациальные зоны: Бельская (континент), Зилаиро-Сибайская (флишевый прогиб), Восточно-Магнитогорская (вулканическая дуга), Тагильская (террейн в составе Магнитогорской островной дуги или впереди ее фронта), Восточно-Уральская (аллохтонные комплексы островной дуги на микроконтиненте и параавтохтонные осадки микроконтинента), Зауральская (вулканическая дуга?) (рис. 16).

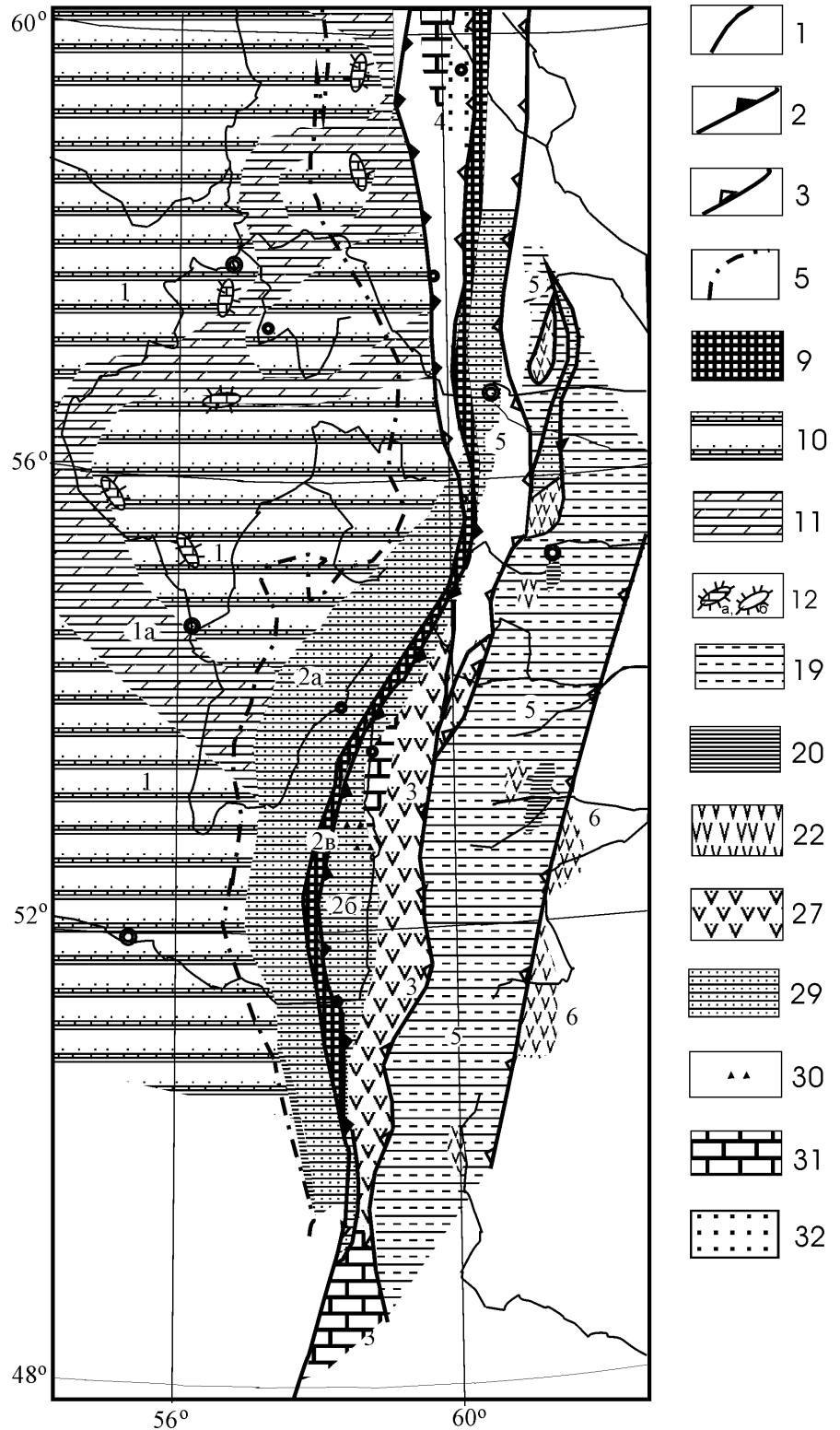


Рис. 16. Схема структурно-фациальной зональности юга Урала для фаменского этапа

1 – Бельская зона (1а – Актаныш-Чишминский прогиб Камско-Кинельской системы); 2 – Зилаиро-Сибайская зона (2а – западный прогиб, 2б – восточный прогиб, 2в – Урал-Тауское поднятие); 3 – Восточно-Магнитогорская зона; 4 – Тагильская зона; 5 – Восточно-Уральская зона; 6 – Зауральская зона. См. также рис. 12.

Бельская зона

Как и в конце предыдущего этапа, на Южном и Среднем Урале зона характеризовалась преобладающим развитием мелководных отложений осадочного чехла континента, мощностью в среднем порядка 250 м (от 100 до 400 м), принадлежащих открытому шельфу. В основном, это известняки; подчиненную роль играют доломиты и аргиллиты. К югу от широтного течения р. Белой отмечаются ангидриты, что связано с периодическим обмелением и созданием замкнутых бассейнов в условиях жаркого климата. Преобладающая фауна: брахиоподы, кораллы, криноидеи, остракоды, конодонты. Вдоль унаследованных от франского времени глубоководных прогибов Камско-Кинельской системы [Сюндюков, 1975; Лозин, 1994; Трохова, 1991; Стратиграфические..., 1993] группируются известняковые биогермы, являющиеся неструктурными ловушками нефтяных залежей. Прогибы, не меняя своего простирания, прослеживаются в область современного западного склона Урала, где, вероятно, открывались в другой глубоководный трог, уже Уральского простирания. В Актаныш-Чишминском, Уткинско-Серебрянском и Кизеловском прогибах системы, характеризующихся пониженными мощностями осадков, накапливались пелитоморфные, битуминозные окремненные известняки, мергели, глинистые, битуминозные, иногда горючие сланцы. Анализы битумов в их сравнении с девонскими и каменноугольными нефтями показали их большое сходство, что служит основанием для того, чтобы считать доманиковые фации нефтематеринскими. В фаменское время морская трансгрессия достигла своего максимума; островная суша, существовавшая к северо-востоку от поднятия Кара-Тау и в районе Оренбургского газоконденсатного месторождения, была перекрыта фаменскими карбонатными осадками.

Тагильская зона

Фаменские отложения в этой зоне сохранились довольно плохо, преимущественно в северных районах рассматриваемой территории (в полосе от г. Серова до г. Ивделя), причем здесь как будто еще сохраняется деление на Петропавловскую и Турьинскую подзоны. В Петропавловской продолжали накапливаться преимущественно известняки, мощностью до 300 м, тогда как в Турьинской преобладают терригенные породы, и разрезы представлены конгломератами, полимиктовыми песчаниками, сланцами и известняками, мощностью до 800 м [Стратиграфические..., 1993].

Зилаиро-Сибайская зона

Флишевый прогиб, выделяемый здесь в Зилаиро-Сибайскую зону, заполнялся терригенным флишем фаменского возраста, который известен в качестве зилаирской свиты или серии. Это ритмично пересла-

ивающиеся граувакковые осадки большой мощности с градационной слоистостью, с единичными прослоями кремнистых сланцев в низах. Вблизи ГУР прогиб прослеживается по распространению зилаирской серии от сая Тересбутак на юге Западных Мугоджар до южной оконечности Бардымского аллохтона на севере; в еще более северных районах ее литолого-формационные аналоги имеют более молодой возраст и называются иначе [Пучков, 1979a]. Граница же распространения собственно зилаирской серии, маркирующая на западном склоне Южного Урала область столкновения островной дуги и южного отрезка пассивной окраины Восточно-Европейского континента, от Уфимского амфитеатра поворачивает на восток: свита известна в восточных районах Среднего Урала — в частности, в Сухоложском и Каменск-Уральском [Смирнов, Смирнова, 1961]. Прогиб возник первоначально в западной части бывшей Магнитогорской зоны, наследуя более узкую и менее устойчивую область развития прогибов, заполнявшихся мукасовскими кремнисто-флишевыми отложениями, однако быстро распространился на запад, захватив область развития Вознесенско-Присакмарского меланжа, территорию хр. Урал-Тау и краевую часть шельфа. Сакмарский и Кракинский аллохтоны перекрывают флиш, занимая осевую часть Зилаирской синформы. В то же время, зилаирская серия развита и в пределах Сакмарского (но не Кракинского) аллохтона. Восточная граница прогиба в средней части совпадает с меридиональным течением р. Урал, западная — с западной границей Зилаирской синформы. В пределах Башкирского антиклинория флиш размыт, кроме двух мест — в осевых частях Тирлянской и Юрюзанской синклиналей; однако западная граница бывшего распространения фаменского флиша может быть нащупана путем экстраполяции: исчезнув вследствие позднепалеозойского размыва западнее субмеридионального отрезка р. Белой, эта граница вновь появляется в 300 км севернее, в краевой восточной части Юрюзано-Сылвенской депрессии (рис. 16).

Геологические особенности западной части прогиба (Зилаирского синклинория, или синформы) описаны в классической работе Б. М. Келлера [1949]; сведения о геологии восточной части прогиба содержатся в работе Г. А. и Т. А. Смирновых [1961]. Литология и палеогеография зилаирской серии изучались также М. Ю. Аржавитиной [1977]; М. Н. Ильинской [1980] и другими исследователями. Как отмечается [Смирнов, Смирнова, 1961], в составе песчаников и конгломератов зилаирской свиты преобладают обломки эффузивов и кремней. В восточных районах присутствуют зерна серпентинитов. Подчеркивается, что большая часть грубообломочных пород приурочена к восточному краю прогиба, что заставило Г. А. Смирнова считать, что источником терригенного материала служила восточно-уральская суша. Однако эти представления требуют уточнений. И сам Г. А. Смирнов и другие исследователи отмечают присутствие в граувакках минералов метаморфических пород. Наличие, например,

в далеких от Восточно-Уральской зоны граувакках р. Каны заметных количеств рутила, альмандина и эпидота нами рассматривается как указание на то, что источником терригенного материала (основным или дополнительным) служили метаморфические породы хр. Урал-Тау. От альтернативного источника метаморфических минералов (Восточно-Уральской зоны) прогиб был отделен барьерным образованием Восточно-Магнитогорской вулканической дуги и отчасти — областью накопления известняков свиты г. Магнитной.

Тем не менее, Г. А. Смирнов был не одинок во мнении о том, что источником обломков метаморфических минералов и пород являлось Восточно-Уральское поднятие. Вопрос о составе песчаников зилаирской серии изучался М. Н. Ильинской [1980], которая пришла к выводу, что обломочный материал серии есть производное трех источников: аллохтонного (метаморфические и интрузивные породы Восточно-Уральского поднятия), автохтонного (зеленокаменные эффузивные и интрузивные породы внутренних поднятий Магнитогорского антиклинория) и эксплозивного (тефрогенные, вулканокластические образования, поступавшие в виде продуктов эксплозивных извержений вулканов центрального типа). Отмечается, что граувакковый состав пород является результатом слабого развития химического выветривания областей питания. Несмотря на положительную в целом оценку цитируемой работы, нельзя не отметить, что на вышеуказанные выводы повлияла недостаточная представительность изученных разрезов и отсутствие данных по составу тяжелой фракции граувакк.

Весьма убедительные данные для решения вопроса об источниках терригенного материала зилаирской серии к этому времени уже были получены М. Ю. Аржавитиной [1976, 1977]. В пределах Магнитогорского синклинория ею были выделены два типа разреза зилаирской свиты (серии): западный и восточный и изучены легкая и тяжелая фракции для каждого из них. Установлено, что обломочные породы западного типа на 40–50 % состоят из обломков вулканогенных пород основного, среднего и кислого состава, реже встречаются обломки интрузивных пород. Обломки осадочных пород (в порядке убывания) представлены яшмами, известняками, алевролитами и аргиллитами. Метаморфические породы представлены кварцитами, слюдистыми кварцитами и кварцево-углистыми сланцами. Обломки минералов обычно составляют 20–40 %. В тяжелой фракции постоянны и характерны циркон, гранат, сфен, хромшпинелиды, минералы группы эпидота; реже встречаются авгит, турмалин, рутил, хлоритоид. В песчаниках толщи спорадически присутствует также глаукофан. Последнее принципиально важно для определения времени появления максютского комплекса на поверхности. Малые количества этого минерала не должны смущать, поскольку амфиболы принадлежат к группе минералов, наиболее подверженных истиранию. В зилаирской свите западного склона Урала находки обломочных граната

и глаукофана неоднократно отмечались А. А. Алексеевым [1994].

В отличие от этого, терригенные породы восточного борта прогиба сложены преимущественно обломками эффузивных пород основного, среднего и кислого состава, часто с трахитоидной структурой. В небольшом количестве присутствуют обломки интрузивных пород, и уж совсем редко — обломки метасоматических и метаморфических пород. Набор минералов беден. Тяжелая фракция представлена преимущественно черными рудными минералами (манегит, гематит, ильменит составляют 95–100 %). Прозрачные минералы — циркон, гранат, хромшпинелиды, анатаз, эпидот — встречаются обычно в виде редких зерен.

Вышеприведенные данные однозначно говорят о том, что в фаменское время область Урал-Тау подвергалась размыву наряду с восточными районами Магнитогорской синформы. Более того, по присутствию в западных разрезах минералов, в данном случае типоморфных для максютского комплекса (гранат, рутил, глаукофан), можно говорить о том, что фамен является верхним возрастным пределом начала эксгумации этого комплекса. Заметим кстати, что эти данные противоречат предположению К. С. Иванова [1998в] о мезозойском времени эксгумации и о связи его с эпохой растяжения.

В районах, расположенных непосредственно к востоку от хр. Урал-Тау, зилаирская серия залегает на кремнях мукасовской толщи, и по идее возраст ее подошвы должен находиться в верхах франа. В более восточных районах серия залегает на биягодинской и бугодакской толщах, занимающих положение на границе франа и фамена, возможно частично захватывая фамен [Артюшкова, Маслов, 1999], так что не исключено небольшое омоложение подошвы серии к востоку. К западу от хр. Урал-Тау зилаирская серия также залегает на литологически разных отложениях, и диахронность ее подошвы более определена (возрастное скольжение подошвы зилаирской свиты по спорово-пыльцевым данным отмечалось в общем виде Е. В. Чибриковой и В. А. Олли [1987], однако строго направленный характер этих возрастных изменений нами установлен впервые. Было показано [Пучков, 1979б; Пучков и др., 1998а, б], что на восточном борту Зилаирской синформы зилаирская серия залегает согласно на кремнях ибрагимовского горизонта с постепенным переходом через пачку переслаивания кремней и граувакк, в которой найдены позднефранские конодонты. На северном окончании синформы, к северу от пос. Тирлян, зилаирская серия залегает на известняках Бельской зоны с базальной пачкой кремней в основании, датированных как верхи франского яруса. На западном крыле синформы, в разрезе с. Яумбаево, возраст подошвы свиты датируется несколько выше — в интервале зон *linguiformis*–*M. triangularis* (пограничные зоны франа и фамена [Абрамова и др., 1998]). Наконец, еще западнее, в разрезах рр. Б. Ик, Кураир подошва серии еще более омолаживается, находясь примерно на границе зон *L. crepida* и *Lst. crepida*

(рис. 17). Омоложение границы серии в западном направлении наблюдается и разрезах Юрюзано-Сылвенской депрессии [Стратиграфические..., 1993]. Мы останавливаемся на этих данных достаточно подробно, поскольку они датируют время первого поступления терригенного

материала из палеоокеанических зон Урала на пассивную окраину континента и указывают на то, что в течение фаменского времени прогиб накатывался на шельф в западном направлении — как это обычно и бывает в подобных случаях [Sinclair, 1997a, b].

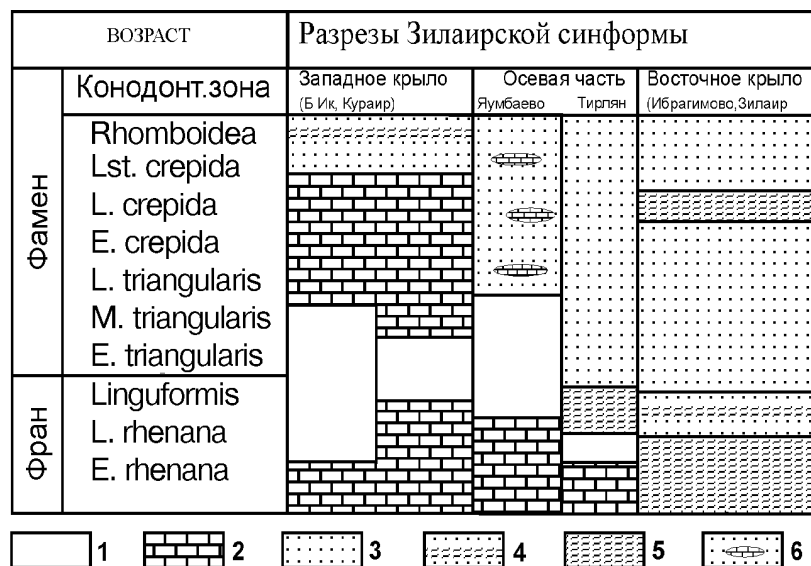


Рис. 17. Типы разрезов подошвы зилаирской свиты на западном склоне Урала

1 – информация отсутствует (размыв, тектоническое нарушение или необнаженность); 2 – известняки; 3 – граувакковый флиш; 4 – граувакки с прослоями кремней; 5 – кремнистые сланцы; 6 – глинистые сланцы и алевролиты с линзами мергелей

Начиная с выхода в свет работ Л. С. Либровича [1936] и вплоть до настоящего времени можно встретить утверждение, что зилаирская серия датируется как фамен – турне. Однако в Стратиграфических схемах [1993] в соответствии с современными данными (в частности, в связи с утвердившимся в последнее десятилетие некоторым повышением фамен-турнейской границы), переход зилаирской серии в турнейский ярус нигде не показан. Более того, на западном крыле Зилаирской синформы граувакковый флиш перекрыт конденсированной (мощностью 100–200 м) ямашлинской свитой, представленной переслаиванием известняков, алевролитов, глинистых сланцев и кремней с конодонтами среднего и позднего фамена (зоны *postera*, *expansa*, *praesulcata*) [Пазухин и др., 1996]. Тем не менее, в стратиграфических схемах Магнитогорской зоны сохраняются нижнетурнейские терригенные толщи, оставшиеся без названия [Стратиграфические..., 1993].

В южных районах (в Сакмарском аллохтоне и, возможно, параавтохтоне) на уровне фамена наблюдаются две свиты: зилаирская и киинская. Последняя представлена гониатитовыми глинистыми неровнослоистыми известняками, нередко образующими пласты «петельчатого» облика и конкреционные прослои среди битуминозных глинистых, глинисто-кремнистых сланцев и кремней. Возраст свиты и ее положение в разрезе были предметом дискуссии. Обычно киинскую свиту помещали выше зилаирской, и эта точка зрения частично была отражена в Стратиграфических схемах [1993], где в разрезах pp. Кия, Жаксы-Каргала, Торангул и др. зилаирская свита показана

как преимущественно франская, а помещенная выше по разрезу киинская свита — как в основном фаменская (верхний слой ее отвечает низам турне). Действительно — наши исследования [Пучков, Иванов, 19876] показали, что возрастной интервал свиты, согласно сборам коноднтов, отвечает практически всему фамену. Аналогичные данные получены и при изучении спор растений [Чибрикова, Олли, 1987]. Но это отнюдь не означает, что возраст зилаирской свиты где бы то ни было ограничен франом: такому умозаключению противоречит весь объем современных данных. Напротив, это позволяет предполагать, что киинская свита и зилаирская серия являются тектонически сближенными фаціальными аналогами. В таком случае можно считать, что киинская свита образовалась на западном борту незаполненного глубоководного прогиба (отметим, что помимо других признаков, глубоководный характер киинской свиты подчеркивается находками остракод тюрингского экотипа: Н. М. Кочеткова, устное сообщение). Терригенного материала, накапливавшегося восточнее в виде зилаирской серии, не хватило, чтобы заполнить весь прогиб, открывавшийся к тому же в некомпенсированную, глубоководную впадину Прикаспия. Такая же ситуация сохранялась здесь и в раннекаменноугольное время (см. ниже). Подобные взаимоотношения описаны нами также для среднего карбона Лемвинской зоны, где начало накопления граувакковой серии в целом запаздывает по сравнению с Южным Уралом [Пучков, 1979a].

На восточном крыле флишевого прогиба кровля серии проходит вблизи границы с турне, о чем говорят довольно

эпизодичные находки конодонтов и фораминифер. Высказано предположение, что она вряд ли поднимается выше лютвинского горизонта [Стратиграфия..., 1993]. Тем не менее, низы турнейского яруса местами представлены безымянной терригенной толщей с флористическими остатками, подстилающей березовскую свиту вулканогенно-осадочного состава [Стратиграфические..., 1993].

Попытки расчленить зилаирскую серию делались в Зилаирской синформе. Так, например, Б. М. Келлер [1949] выделял (снизу вверх): яумбаевскую свиту глинистых сланцев и алевролитов с прослоями и линзами пелитоморфных известняков и мергелей (мощность около 150 м) и песчано-алеврито-глинистые асташскую и авашлинскую. Фактически это деление не работает: западнее стратотипического разреза яумбаевской свиты, в связи с омоложением подошвы зилаирской серии, на возрастном уровне этой свиты находятся известняки Бельской зоны. В асташской и авашлинской свитах (кроме низов первой, где встречаются прослои кремней с конодонтами) фауны практически нет, а литологические критерии их разделения довольно размыты. Мощности серии в целом на западе оцениваются в 2000–2500 м, хотя по данным сейсмопрофилей глубина до подошвы зилаирской серии в осевой части синформы оценивается в 6000(!) м [Bastida et al., 1997]. В восточных разрезах мощность может достигать 1300–1500 м. Здесь обнаженность свиты значительно хуже, чем на западе. Пересекая слабохолмистые, выровненные участки развития зилаирской свиты, здесь иной раз трудно даже сделать замеры залегания пород.

Иная схема расчленения зилаирской свиты, разработанная для всей области ее развития, предложена Е. В. Чибриковой [1997]. По спорово-пыльцевым комплексам ею выделено пять толщ. Первая толща, домбарковская, наблюдалась только в Киинско-Шандинской полосе Сакмарской зоны, и содержит споры и пыльцу верхов франа. Вторая, вазямская толща распространена значительно шире и относится к низам нижнего фамена. Третья, зирень-агачская толща отнесенная к верхам нижнего фамена, и четвертая, авашлинская — к среднему фамену, предположительно также пользуются широким распространением. Пятая, ямашлинская, выделявшаяся и раньше, относится к верхнему фамену и развита лишь на западном обрамлении Зилаирского синклиория. Недостатком этой схемы, как и прочих, является непрослеженность толщ на площади и отсутствие литологических критериев, позволяющих их картировать (за исключением ранее известной ямашлинской, которая обладает резко отличной литологией).

Восточно-Магнитогорская зона

Эта зона протягивается полосой к востоку от меридиана долины р. Урал. Вопросы геологии и петрологии слагающих ее вулканитов рассмотрены в целом ряде работ [Сервакин, 1986; Рихтер, 1989; Вулканизм..., 1992;

Салихов, 1997; Язева, Бочкарев, 1998; Сурин, Мосейчук, 1997; Мосейчук, Сурин, 1998 и др.]. Зона характеризуется широким развитием субщелочных дифференцированных вулканитов, их туфов, туфоконгломератов, туфопесчаников, с прослоями известняков, содержащих конодонты и фораминиферы (шумилинская свита и др.). Иногда в туфогенных толщах отмечаются растительные остатки [Стратиграфические..., 1993]. Подчиненное значение имеют наземные фауны, и в целом палеогеографическая ситуация оценивается как «обстановка морского акватория с выступающими вулканическими островами» [Салихов, 1997]. Авторами книги [Вулканизм..., 1992] эти вулканиты выделяются в трахидацил-трахиандезит-трахибазальтовую формацию. Анализ ряда геохимических признаков позволяет сделать вывод о близости рассматриваемых пород к шошонитовым сериям зрелых островных дуг. Д. Н. Салихов [1997] возвратился к рассмотрению этого вопроса, выделив субщелочную трахиандезит-базальтовую формацию, а также комагматичную ей габбро-монзонит-трахисииенитовую. Типичным представителем последней является Верхнеуральский многофазный массив, имеющий концентрически-зональное строение и абсолютный возраст 362 ± 9 млн лет. Первичное отношение изотопов стронция свидетельствует о мантийном источнике происхождения формации [Салихов, Митрофанов, 1994]. К этому же вулканическому поясу, возможно, относятся габбро и гранитоиды Петропавловского массива, наиболее древнего в Ахуновской группе. По данным Г. Б. Ферштатера (устное сообщение) этот массив датируется как 360 млн лет по цирконам.

Более дифференцированную характеристику вулканического пояса дают Р. Г. Язева и В. В. Бочкарев [1998], которые различают среди фаменских магматических образований две ассоциации. Первая из них представлена Верхнеуральским и Магнитогорским интрузивно-вулканическими центрами, совпадающими с осевой зоной вулканической дуги на предшествующем этапе ее развития. Их отличают малый объем базальтоидов, преимущественно трахит-латитовый состав вулканитов, взрывчатый характер (шумилинский и верхнеуральский комплексы), преимущественно сиенитовый состав гипабиссальных интрузивных комагматов. В целом же они включают полный ряд вулканитов и плутонитов от базальтоидов и монцогаббро до трахидацилов и лейкогранитов с преобладанием разностей среднего состава. Принадлежат субщелочной серии, они содержат K_2O меньше, чем Na_2O и находятся на границе субщелочных и нормальных комплексов. Вторая ассоциация, шошонит-абсарокитовая, развита восточнее, на краю Восточно-Магнитогорской зоны, и выявлена на всем южноуральском протяжении дуги от Кундравинского района на севере до Домбаровского и Ащebutакского районов на юге. Здесь преобладающими являются базальтоиды (шошониты, абсарокиты, меланогаббро), резко подчиненное значение имеют

банакиты, латиты, граносиениты; предельно кислые разности отсутствуют. Цитируемые авторы считают, что первая ассоциация возникла на зрелой островодужной коре и заканчивает процесс ее эволюции, вторая — в задуговом море и является продуктом собственно субщелочного мантийного магматизма. Это очень интересная идея, но, как мы уже видели, строгое палеогеографическое доказательство принадлежности второй ассоциации абиссальной задуговой котловине потребует еще больших усилий в расшифровке стратиграфии и формационной принадлежности окружающих до-фаменских образований.

По нарастанию K, Rb, Sr в базальтоидных и андезитовидных вулканитах рассматриваемых серий делается вывод, что в фамене сохранялся восточный наклон зоны субдукции [Язева, Бочкарев, 1998]. Сам факт, что в фамене зона субдукции еще продолжает функционировать, следует взять на заметку в связи с предстоящим обсуждением модели формирования эклогит-глаукофансланцевого метаморфического комплекса хребта Урал-Тау.

Особое место в рассматриваемой зональности занимает расположенная у г. Магнитогорска на границе Восточно-Магнитогорской зоны и флишевого прогиба небольшая область накопления слоистых известняков свиты горы Магнитной, в которых благодаря послойным сборам конодонтов В. Н. Пазухину удалось доказать наличие большей части фаменских, а также турнейских и нижневизейских отложений. Они залегают на островодужных вулканитах и, по-видимому, являются возрастными аналогами шумилинской свиты, представленной лавами и туфами трахиандезитов, трахидацитов и других щелочных пород, туффитами, туфопесчаниками с прослоями известняков. В Западных Мугоджарах аналогичную структурную позицию (на восточной границе флишевого прогиба) занимает толща фаменских отложений, развитая в Берчогурской мульде и представленная органогенно-обломочными известняками, полимиктовыми песчаниками, конгломератами, реже глинами и алевролитами, мощностью свыше 600 м. Толща охарактеризована брахиоподами, конодонтами, фораминиферами, а в верхней части — и гониатитами. Для нижней части разреза характерны терригенно-карбонатные отложения; выше преобладают известняки [Граница..., 1992; Стратиграфические..., 1993]. Как и свита горы Магнитной, это относительно мелководные (шельфовые) образования, в чем-то аналогичные карбонатным отложениям преддугового шельфа современной дуги Тонга–Кермадек [Пушаровский, Меланхолина, 1992]. Не исключено, что до развития надвиговых деформаций образования преддугового шельфа были развиты шире, чем в настоящее время.

К северу от Берчогурской мульды, в зоне Главного Уральского разлома (разрез руч. Тересбутак и далее на север), появляется зилаирская свита, прослеживающаяся в узкой полосе обнажений.

Восточно-Уральская зона

В среднеуральском сегменте Восточно-Уральской зоны в фамене сохраняются вулканогенный Режевской и карбонатный Першинский типы разреза, но к ним добавляется терригенный, который можно условно назвать Зилаирским.

В *Зилаирском, аллохтонном* типе разреза развиты терригенные толщи, местами близкие по облику и возрасту зилаирской свите. Под таким названием они и описаны здесь Г. А. Смирновым и Т. А. Смирновой [1961], хотя полной аналогии нет: в них местами присутствуют прослои известняков и мергелей с фораминиферами, отмечается раковинная фауна. Терригенный фамен известен в двух полосах: *Петрокаменско-Салдинской* (от г. Арамилы на юге до г. Н. Салды на севере) и *Алапаевско-Каменской* (от г. Каменск-Уральский на юге до г. Алапаевск на севере).

В *Режевском, аллохтонном* типе разреза можно выделить два подтипа. С другой стороны, под именем сафьяновской свиты здесь описаны терригенно-вулканогенные разрезы, где наряду с флишеидными пачками присутствуют туфы, игнимбриты, лавы андезитобазальтов, базальтов, андезитов. В кремнистых прослоях найдены конодонты различных горизонтов фамена [Пучков и др., 1989, 1990а]. Мощность толщ до 1000–1200 м. Представляется вероятным, что сафьяновская свита формировалась в районах, приближенных к вулканической оси островной дуги. К аналогам Режевского типа разреза можно условно отнести часть толщи базальтов, андезитов, трахиандезитов и их туфов, развитой в Теченско-Сухтелинском районе, к северу от г. Челябинска.

Першинский, автохтонный тип разреза представлен слоистыми известняками, охарактеризованными фораминиферами и конодонтами. Мощность до 350–400 м.

В *южноуральском сегменте*, на Полетаевской площади описана толща, низы которой сложены полимиктовыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, иногда углистыми. Выше расположены туфы, ксенотуфы андезитового состава, андезиты, прослои известняков. В ксенотуфах — обломки известняков с фауной от раннего силура до эйфеля. В прослоях известняков обнаружены конодонты фамена [Сначев, Мавринская, 1995]. Восточнее, в Еманжелинском районе, фамен представлен алевролитами, с фауной трилобитов и криноидей, мощностью не менее 200 м [Шурыгина, Милицына, 1996б].

Южнее, в бассейне рр. Нижний и Средний Тогузак, фамен представлен двумя фациями: карбонатно-терригенной и туфовой. Карбонатно-терригенная толща сложена песчаниками, гравелитами, алевролитами и известняками, мощностью 100–150 м, с фауной фораминифер и гониатитов. Восточнее, у пос. Варна, фамен представлен толщей литокристаллокластических туфов, преимущественно андезитового состава, с прослоями известняков, содержащих конодонты [Стратиграфия..., 1993; Иванов,

1998в]. Юго-восточнее, в бассейне р. Аят, в районе пос. Маслоковецкий, верхи камышлыаятской свиты представлены кремнями, углисто-кремнистыми сланцами с прослоями кварцевых граувакк.

Далее на юг, от бассейна р. Аят до границы с Оренбуржьем, фаменские отложения неизвестны; учитывая широкое развитие терригенных отложений в соседних областях, можно предположить, что это была область размыта. В Оренбуржье и пограничных с ним районах Казахстана (Еленовско-Кумакский, Буруктальский и Сарыобинский районы) фамен представлен груботерригенными толщами с флористическими остатками, мощностью 500–600 м. В разрезе Буруктальского района отмечаются прослойки туфоалевролитов. Характерно присутствие кварц-полевошпатовых песчаников и кварцевых конгломератов.

В Восточных Мугоджарах фамен представлен терригенными толщами с вулканитами и характеризуется присутствием как растительных остатков, так и морской фауны. В западных районах это низы балаталдыкской свиты, представленной песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами, с маломощными прослоями известняков, с редкими прослоями туфов и единичными прослоями андезибазальтов. Мощность до 500 м. Благодаря находкам конодонтов в Балкымбайском грабене, из этой свиты были изъяты более древние отложения (см. выше), но наличие фамена подтверждается, наряду с находками отпечатков растений, также и присутствием конодонтов [Пелевин, Пучков, 1987; Стратиграфические..., 1993]. В более восточных районах Прииргизья фаменские отложения продолжают трансгрессивный цикл осадконакопления, начавшийся в середине франского века накоплением конгломератов, песчаников и известняков с брахиоподами. Фамен представлен на две трети толщей вулканомиктовых, реже кварцевых песчаников, алевролитов, глинистых, глинисто-кремнистых сланцев, туфов и туффитов среднего состава, с редкими потоками базальтов. Толща охарактеризована радиоляриями и отпечатками растений. Мощность 1500 м. Верхняя часть фамена представлена песчаниками, углисто-глинисто-кремнистыми, углисто-глинистыми и глинистыми сланцами, мощностью 800 м, и охарактеризована девонско-раннетурнейским спорово-пыльцевым комплексом [Стратиграфические..., 1993].

Зауральская зона

В Зауральской зоне (Денисовский и Карашатауский районы) описана толща, представленная туфопесчаниками, туфоалевролитами, алевросланцами, углисто-глинистыми, углисто-глинисто-кремнистыми сланцами, фтанитами, туфами среднего и смешанного состава, базальтами, андезибазальтами, с прослоями песчаников и известняков [Стратиграфические..., 1993].

На существующем уровне изученности чрезвычайно трудно оценить палеогеодинамическое значение данных

по Восточно-Уральской и Зауральской зонам, поскольку петрологические данные по вулканитам почти отсутствуют. Правда, в последнее время Ал. В. Тевелевым [2000] указано на щелочной характер развитых здесь позднедевонских вулканитов при высоких содержаниях РЗЭ, что интерпретируется как свидетельство начала рифтогенеза. Впрочем, следует подождать более обстоятельных публикаций.

—"

Итак, рассмотрение палеогеографии фаменских комплексов рассматриваемого региона позволяет утверждать, что фамен был временем существенной перестройки, связанной с тем, что Магнитогорская островная дуга подошла вплотную к Восточно-Европейскому континенту и столкнулась с ним на территории современного Южного Урала (пододвигание утоненной части континентальной окраины, по-видимому, началось еще во франском веке). В фамене намечаются, с запада на восток, следующие структурно-фациальные зоны: 1. Шельф древней части континента. 2. Флишевый (преддуговой) прогиб, накатывающийся с востока на запад, на шельфовую зону. В осевой части флишевого прогиба располагалось островное поднятие Урал-Тау — основной источник обломков метаморфических пород и минералов в граувакковом флише. 3. Зрелая вулканическая дуга на стадии начала разрушения, вероятно с двумя зонами: осевой и тыловодужной; 4. Микроконтинент, возможно подвергшийся задуговому растяжению.

—"

К концу фаменского времени процесс окраинно-континентальной аккреции завершился, и граница Восточно-Европейского континента тогда же или некоторое время спустя переместилась в область современного Тургайского прогиба — на восток от Валерьяновской зоны.

ОБСУЖДЕНИЕ АЛЬТЕРНАТИВНЫХ КОНЦЕПЦИЙ

По мнению автора и ряда его коллег, основным событием в позднем девоне стало столкновение пассивной окраины Восточно-Европейского континента и Магнитогорской островной дуги [Пучков, 1996б; Пучков и др., 1998б; Brown et al., 1997, 1998, 1999]. До этого момента в течение всего палеозоя ни коллизии, ни обдукции на восточной окраине Восточно-Европейского континента не происходило. Вывод этот разделяется далеко не всеми. Если мы обратимся к литературе, содержащей плейт-тектонические реконструкции, то наше внимание неизбежно привлечет, например, тот факт, что в многочисленных публикациях Л. П. Зоненшайна с соавторами, наиболее часто цитируемых в литературе [Zonenshain et al., 1990; История..., 1984 и др.], время начала коллизии и обдукции на западном склоне Южного Урала датируется как ранний девон. Как нам кажется, первоисточником этих представлений является более ранняя работа С. В. Руженцева [1976] по геологии Сакмарского аллохтона. В ней утверждается, что формациями-индикаторами коллизии

и обдукции являются развитые в Сакмарском аллохтоне нижне-среднедевонские олистостромы (в частности, шандинские), а вовсе не зилайская серия, которая вместе с подстилающими ее франскими кремнями трактуется этим автором как неоавтохтон. Мы уже показывали, что такая интерпретация совершенно неприемлема для западного склона Башкирского Урала и более северных сегментов Зилаиро-Лемвинской зоны, поскольку последняя с ордовика по фран включительно (а на севере — и позже) представляла собой батияльную зону пассивной окраины континента [Пучков, 1979а; Пучков и др., 1998б]. Здесь мы постараемся детализировать эти выводы на примере Сакмарского аллохтона.

Касаясь структурного положения Сакмарских комплексов, мы не можем не согласиться с аргументацией исследователей, уже давно высказывавших утверждение об их аллохтонном характере [Кропачев, 1970; Камалетдинов и др., 1968; Камалетдинов, 1974; Руженцев, 1976], и считавших что Сакмарский аллохтон (как и Кракинский [Казанцева и др., 1971]) образует ядерную часть Зилайской синформы. По вопросу же о внутренней структуре аллохтона мы расходимся с С. В. Руженцевым [1976], и здесь необходимо сказать следующее. Учет данных по стратиграфии и тектонике этой чрезвычайно сложной зоны, полученных при изучении конодонтов и при геологическом доизучении масштаба 1 : 50 000 [Формирование..., 1986], приводит автора к заключению, что здесь имеет место следующий генерализованный разрез тектонических пластин (снизу вверх): 1. Зилайский флиш, согласно перекрывающий параавтохтонные шельфовые комплексы; 2. Батияльный комплекс лемвинского типа, с которым связаны раннедевонские щелочные базальтоиды и который в свою очередь согласно перекрывается зилайским флишем; 3. Серпентинитовые меланжи в ассоциации с океаническими и островодужными вулканогенными, осадочными породами, олистостромами и, возможно, перекрывающим их зилайским флишем; 4. Габбро-гипербазитовые массивы, представляющие собой нижние части офиолитового разреза. Аналогичная «стратиграфия покровов» имеет место и в случае Кракинского аллохтона [Пучков, 1995]. Эта схема, как и схема Кракинского аллохтона, служит прекрасным подтверждением той же закономерности, что ранее была подмечена С. В. Руженцевым [1976] для западного склона Южного Урала в целом: «...покровная структура имеет закономерное строение: наиболее глубокие и первоначально восточные комплексы деформируемой толщи занимают более высокое положение». В чем же тогда суть наших разногласий? По С. В. Руженцеву, «Сакмарская зона не должна рассматриваться как простая синформа, образовавшаяся в результате изгиба поверхностной аллохтонной массы, залегающей выше автохтонных зилайских отложений. Последние являются неавтохтонными. Они расположены выше и ниже аллохтона. Сакмарские же покровы сейчас залегают не только выше неавтохтона, но и под ним». Как представляется

автору, причиной такого (ошибочного на наш взгляд) мнения было несовершенство стратиграфической схемы, которой пользовался С. В. Руженцев. Только после того, когда нами было обосновано существование в Сакмарском аллохтоне ордовикско-девонского батияльного комплекса, отличного от присутствующих здесь же океанических и островодужных комплексов того же возраста и датирующего период существования пассивной окраины континента как ордовик–фран, появилась надежда на то, что в конечном счете удастся навести порядок и в понимании внутренней тектоники Сакмарского аллохтона [Иванов, Пучков, 1984б].

По свидетельству С. В. Руженцева [1976, с. 101–102], решающим участком для выяснения вышеуказанного спорного вопроса является бассейн нижнего течения р. Кураган (окрестности деревень Ишмуратово, Сарбаево и Рысаево), и в особенности — Сарбаевская антиклиналь, вскрытая карьерами, где проблема решается однозначно. В ядре этой крупной складки [Руженцев, 1976] залегают диабазы с кремнями (блявинская свита силура). Выше залегают седиментационные брекчии херсонковской фации (свиты) силура. Последние перекрыты франскими кремнями, а те в свою очередь — граувакками зилайской свиты. Однако уже после опубликования цитируемой работы в Сарбаевской антиклинали проводились послонные сборы конодонтов, и картина оказалась принципиально иной. В кремнисто-алевритистом прослое среди базальтов ядра антиклинали найдены позднекембрийские конодонты [Пучков, 1993]; базальты находятся гипсометрически выше небольшого выхода гнейсовидных кристаллических сланцев. Базальты, по задернованному контакту, перекрываются толщей плитчатых кремней с подчиненными осадочными брекчиями. Мощность толщи всего 100–120 м, но в ней обнаружена ненарушенная последовательность конодонтов эмса, эйфеля, живета и франы; толща согласно сменяется вверх по разрезу зилайской свитой [Артюшкова, 1991]. Более поздние исследования [Рязанцев и др., 2000] позволили предполагать, что базальты и кристаллические сланцы не принадлежат нормальному разрезу, а являются олистолитами девонской олистостромы. Однако это не влияет на наш вывод о том, что зилайскую серию нельзя выделять в качестве неавтохтонной; в лучшем случае речь могла бы идти о неавтохтонном характере всего девонского разреза, перекрывающего олистострому. Но для этого надо доказать, что контакт кремней и олистостромы — стратиграфический, и что сама олистострома шарьирована перед отложением кремней. В то же время находки эйфельских, или скорее эмских кораллов в обломках известняков среди олистостромы (А. В. Рязанцев, устное сообщение) делают вывод о характере этого контакта (стратиграфический или тектонический) целиком зависящим от одного-единственного определения конодонтов, отнесенных к лохкову. Потребуется некоторое время для того, чтобы приведенные данные прошли жесткую проверку.

По поводу утверждения о неавтохтонном характере *всей* зилаирской серии нам хотелось бы напомнить также нижеследующие факты, которые обсуждались нами в предыдущих разделах книги. Эта серия имеет широкое развитие и перекрывает разные структурные комплексы, сама занимая различное структурное положение, причем ее подошва омолаживается в западном направлении, что хорошо видно на примере разрезов Башкирского Урала. В западных районах Магнитогорской зоны граувакковый флиш зилаирской свиты, с подошвой в верхах франа, во многих разрезах согласно залегает на переслаивании горизонтов кремней и пачек терригенных (тоже флишевых, практически неотличимых от зилаирских) отложений средне-верхнефранской мукасовской толщи, мощность которой, в зависимости от мощности содержащихся в ней флишевых пачек, варьирует от десятков до многих сотен метров. В более восточных разрезах низы собственно зилаирской свиты, отвечающие в основном самым верхам франа, замещаются олистостромами, терригенно-карбонатными отложениями, вулканитами и др. биягодинской и бугодакской толщ. Мукасовская толща в свою очередь согласно залегает на груботерригенных, туфогенно-флишевых и вулканогенных толщах склона островной дуги (улутауская свита), образующих более или менее непрерывную живетско-франскую последовательность. В Таналыкско-Актауской зоне зилаирская свита согласно перекрывает конденсированную нижне-среднедевонско-франскую существенно кремнистую толщу преддугового бассейна, в свою очередь согласно покоящуюся на островодужных вулканитах баймакбурибайской свиты эмского возраста [Маслов, Артюшкова, 1991]. Как и в вышеприведенном случае Сарбайской антиклинали Сакмарской зоны, до находок конодонтов считалось, что мукасовская свита франского возраста несогласно, с глубоким размывом перекрывает силурийские вулканиты. Еще западнее, в пределах северной части Сакмаро-Вознесенской зоны (ныне превращенной в меланж ГУР) взаимоотношения зилаирской свиты с подстилающими комплексами трудно установить; тут она вполне могла играть роль неавтохтона, но это вряд ли возможно доказать. На западном склоне Урал-Тау зилаирская серия согласно через переслаивание перекрывает ибрагимовский горизонт франских кремней, который в свою очередь имеет постепенные переходы с суваянским батияльным комплексом. Наконец, еще западнее имеются разрезы, где эта серия образует нормальную стратиграфическую последовательность с франскими или нижнефаменскими известняками шельфа [Абрамова и др., 1998; Пучков, 1979б; Пучков и др., 1998а]. При этом в целом наблюдается закономерное омоложение подошвы зилаирской серии с запада на восток, свидетельствующее о миграции флишевого прогиба вглубь континентальной окраины (рис. 17). Таким образом, у нас есть все основания отрицательно относиться к предположению [Руженцев, 1976] о неавтохтонном характере зилаирской свиты.

Вышесказанное не противоречит утверждению [Руженцев, 1976], что первыми формациями-индикаторами времени проявления интенсивных тектонических деформаций сжатия, действительно, могут быть нижне-среднедевонские (эмские, по современной трактовке) олистостромы, наблюдаемые в пределах Сакмарского аллохтона. Однако первоначальное их место — не собственно Сакмарский аллохтон, а корневая, меланжевая Сакмаро-Вознесенская зона, бывшая до позднего девона широкой областью накопления батияльных, океанических и островодужно-аккреционных комплексов.

Геологические данные, и в частности, вышеупомянутая «стратиграфия тектонических покровов», ставят определенные ограничения на время формирования кракинских и сакмарских тектонических покровов в целом, офиолитовых пластин в частности и обдукции последних на край континента. Оно не может быть древнее, чем поздний девон, поскольку в подкракинском покрове присутствуют верхнедевонские глубоководные осадки (франские кремни), а сам этот покров ложится на фаменские граувакки. Верхний возрастной предел гораздо хуже определен, хотя отсутствие как в покровах, так и в параавтохтоне доказанных отложений карбона говорит скорее в пользу раннекаменноугольного (то есть раннего в коллизийной истории уралид) этапа шарьяжеобразования.

Последний вывод существенно подкрепляется данными о времени окончания активных тектонических процессов коллизийной природы в Сакмаро-Вознесенской зоне, представленной ныне серпентинитовым меланжем Главного Уральского разлома (ГУР) и, как уже говорилось, с достаточным основанием считающейся корневой зоной офиолитовых аллохтонов западного склона Южного Урала. С одной стороны, в ряде мест (зона ГУР в карьере на пересечении ее автодорогой Белорецк–Магнитогорск, естественные обнажения в Миндякском, Сыростанском и других районах) серпентинитовый меланж содержит глыбы нижнекаменноугольных известняков, и это определяет нижний предел времени завершения процессов меланжирования. С другой стороны, информация о верхнем возрастном пределе интенсивных деформаций в ГУР (конец раннего – начало среднего карбона) может быть получена при анализе взаимоотношений ГУР с гранитными интрузиями Сыростанской группы, запечатывающими меланж. Высказывается мнение [Попов и др., 1997], что Сыростанский плутон — мультиплетная интрузивная серия мантийно-корового происхождения, возраст которой растянут от раннего визе до среднего карбона. По Г. Б. Ферштатеру и др. [Пучков и др., 1986], он принадлежит габбро-монцитовой серии, формирование которой завершилось в башкирское время и которая образует цепочки мелких плутонов, резко секущих западно-уральские коллизийные структуры, в том числе Магнитогорскую зону и ГУР. В последнее время получены изотопные данные, подтверждающие и уточняющие эти представления. По П. Монтеро и др. [1998], деформиро-

ванные габброиды и гранодиориты плутона содержат цирконы, которые датированы Pb–Pb методом как 334 ± 4 , 334 ± 5 млн лет; прорывающие их массивные граниты имеют возраст 327 ± 4 млн лет. Исходя из этих данных, ранний карбон (серпуховский век) — скорее всего и есть верхний возрастной предел тектонической активности предполагаемой корневой зоны шарьяжей (Вознесенско-Присакмарской зоны ГУР). Несколько иное мнение высказано К. С. Ивановым [1998a], который приводит Ar–Ar возраст недеформированных гранитов — 304 ± 6 млн лет, на основании чего определяет время последнего этапа интенсивных деформаций как поздний карбон. Однако эта датировка на самом деле отвечает границе среднего и верхнего карбона (скорее, даже московскому ярусу по [Gradstein, Ogg, 1996]) и к тому же характеризует не время прекращения пластических деформаций гранитов, а время их остывания, и соответствует Ar–Ar датировкам времени остывания куртинского высокобарического комплекса и амфиболитов Сысертского комплекса [Glasmacher et al., 1999b; Eide et al., 1997] (см. ниже). Наконец, появившиеся недавно данные о возрасте Нижне-Уфалейского гранитного массива, расположенного вблизи ГУР в его лежачем крыле, также ставят верхний возрастной предел пододвигания континентальной коры под островную дугу и связанного с ним амфиболитового метаморфизма и расщепления в этом крыле: 316 ± 1 млн лет, U–Pb метод по сфену [Hetzl, Romer, 1999]. Таким образом, время шарьирования Сакмарского и Кракинского аллохтонов укладывается в интервал: конец фамена – конец раннего карбона. Поскольку в раннем карбоне произошла переориентировка зоны субдукции и в ее тылу начались растяжения, конец девона или начало раннего карбона — предпочтительнее.

Таким образом, образование Кракинского и Сакмарского пакетов тектонических пластин можно связать с начавшейся в позднем девоне коллизией пассивной окраины Восточно-Европейского континента и островной дуги над зоной субдукции, наклоненной на восток, в сторону Казахстанского континента (рис. 8). Линия касания проходила в пределах хр. Урал-Тау и в настоящее время выражена Юлукско-Янтышевским разломом, разделяющим суванянский (батиальный) и максютовский (существенно офиолитовый) комплексы. Коллизия происходила по генеральной линии срыва, которая хорошо фиксируется на профилях УРСЕЙС–95, полученных эксплозивным методом. Она выходит к поверхности непосредственно западнее Кракинского аллохтона и погружается на восток, сливаясь с кровлей архейско-нижнепротерозойского? фундамента (рис. 8).

Первоначально внешними проявлениями коллизии были: образование и быстрая эксгумация максютовского комплекса и формирование зилайского флиша, источником сноса для которого служили поднятия в области вулканической дуги и современного Урал-Тау.

Немаловажно отметить определенный пакет вопросов, касающихся максютовского эклогит-глаукофансланцевого

комплекса. С одной стороны, это проблемы установления места, времени и механизма формирования этого комплекса в контексте коллизионного процесса, с другой — согласования датировок сопровождающих событий: первопоявления зилайского флиша на комплексах пассивной континентальной окраины и эксгумации эклогит-глаукофансланцевого комплекса.

Присутствие палеозойских офиолитов в составе максютовского комплекса доказывается находками конодонтов в линзах мраморов, находящихся в разрезах, сложенных метабазами, черными микрокварцитами (метакремнями?), метаграувакками с протрузиями серпентинитов [Захаров, Пучков, 1994]. Уровень метаморфизма варьирует от зеленосланцевого до эклогит-глаукофансланцевого. Вопрос о присутствии докембрийских образований в максютовском комплексе остается открытым [Dobretsov et al., 1996]. Некоторые новые данные, еще требующие проверки, как будто свидетельствуют в пользу этого [Краснобаев и др., 1996; Lennykh, Valizer, 1999]. В таком случае можно было бы говорить о наиболее ранней, до-кракинской стадии обдукции, имевшей место в максютовском комплексе перед заключительной стадией прогрессивного метаморфизма.

Особое внимание в последнее время привлекают новые изотопные данные о преимущественно позднедевонском возрасте прогрессивного метаморфизма максютовского комплекса [Шацкий и др., 1997; Beane, Liou, 1996; Echter et al., 1997a; Matte et al., 1993; Lennykh et al., 1995]. Они говорят о том, что даже если в составе максютовского комплекса имеются докембрийские породы, время последнего этапа высокотемпературных, высокобарических преобразований, определяемое U–Pb, Sm–Nd и другими методами, весьма приближено ко времени эксгумации и остывания метаморфитов, определяемому Ar–Ar методом, и в основном укладывается в интервал 380–365 млн лет. Отметим, что Ar–Ar датировки фиксируют не время появления метаморфитов на поверхности, а время пересечения ими некой изотермы (порядка 200°C для определений по слюдам). Судя же по данным изучения апатитов максютовского комплекса фишн-трек методом, переход изотермы 100°C произошел в каменноугольное время [Lennykh, Valizer, 1999 со ссылкой на Leech, Stockli, 1998]. Вместе с тем, появление обломков глаукофана в песчаниках зилайской серии (см. выше) является геологическим свидетельством *эксгумации* в буквальном смысле слова и позволяет говорить, что верхний возрастной предел начала эксгумации — фамен. Здесь нет никакого противоречия, если учитывать, что мощность (точнее, вертикальная толщина) глаукофансодержащих максютовских толщ, уничтоженных эрозией с конца девона, могла составлять несколько километров. Геологические данные о залегании фаунстически охарактеризованных меловых отложений на шубинских эклогитах максютовского комплекса [Lennykh, Valizer, 1999] дают абсолютный верхний возрастной предел эксгумации.

Недавно на примере Южного Урала была предложена детально проработанная модель процесса формирования метаморфитов высоких давлений и их вывода на поверхность [Chemenda et al., 1997]. При этом была использована идея подвига пассивной континентальной окраины и ее последующего быстрого всплывания. Близкая модель, с использованием идеи о плавучести микроконтинента, была ранее предложена автором [Пучков, 1996а].

Согласно модели [Chemenda et al., 1997], процесс проходил в несколько стадий: 1. Исчезновение Уральского океана в результате субдукции под Магнитогорскую островную дугу; 2. Субдукция Европейской пассивной континентальной окраины под островную дугу; 3. Субдукция преддугового блока вместе с нижележащими континентальным блоком и его осадочным чехлом на глубину до 150 км; 4. Потеря прочности субдуцированной континентальной корой, которая обламывается и быстро всплывает, внедряясь в межплитную зону и аккреционный комплекс; 5. Начало роста поднятия Урал-Тау и эксгумация высокобарических комплексов. Восточная граница поднятия совпадает с ГУР, который на этой стадии формально является сбросом, но движение происходит в условиях сжатия. Субдукция прекращается, и вследствие этого резко ослабляется орогенез, который затем перемещается в более восточные области Урала — к востоку от Магнитогорской дуги.

Комментируя эту схему, следует отметить, что первая стадия была подготовительной, предколлизией, происходила в конце раннего – среднем девоне в связи с развитием Магнитогорской островной дуги и должна была сопровождаться образованием аккреционной призмы на океанической коре. Реликты этой аккреционной призмы следует искать в меланже ГУРа, вероятно, ей отвечают также меланжи, гипербазитовые массивы и олистостромы офиолитовых аллохтонов. Вторая и третья стадии имели место, скорее всего, в живете – фране и могли произойти, при средней скорости субдукции, в течение нескольких млн лет. В зону субдукции должен был быть, однако, затянута лишь внешний край батинальной зоны, общая ширина которой вероятно превышала 100 км (реликт внутреннего края этой зоны сохранился в современной структуре Урала и не обнаруживает высокобарических изменений). Сомнения вызывает и глубина, на которую был затянута сиалический блок. Автор и раньше приводил аргументы в пользу того, что глаукофансланцевый метаморфизм является результатом комбинированного действия стресса, литостатического давления и в некоторых случаях — флюидного давления в коллизийных условиях [Пучков, 1989]. В настоящее время факты образования эклогитов в результате локального повышения флюидного давления хорошо известны. В качестве альтернативы субдукции края континента можно предположить, что с фаменской островной дугой столкнулся близлежащий микроконтинент [Пучков, 1996а]. Эта модель предпочтительна, так как субдукция продол-

жалась и в фамене, после «выныривания» сиалического блока к поверхности, тогда как обсуждаемая модель [Chemenda et al., 1997] предусматривает немедленное и окончательное прекращение субдукции. При этом утверждение, что в зону субдукции был полностью затянута преддуговой блок, также представляется неточным: в современной структуре Магнитогорской зоны сохранилась по крайней мере часть преддуговой зоны (Таналькско-Актауская), прилегающая с запада к среднедевонской островной дуге и характеризующаяся конденсированным разрезом верхнего эмса, среднего девона и франа. В пользу преддуговой природы западной части Магнитогорской синформы говорит и присутствие здесь среднедевонских бонинитов или бонинитоподобных пород [Spadea et al., 1998]. Указывается [Gill et al., 1993], что бониниты обычно формируются на ранней стадии развития энсиматической дуги, перед началом задугового спрединга. Обычно их обнаруживают только в преддуговых условиях [Taylor, Nesbitt, 1995; Bedard et al., 1998].

Четвертая и пятая стадии также отвечают последним, наиболее достоверным изотопным датировкам эклогитов максютовского комплекса (приблизительно фран – фамен?): датировки момента образования высокобарических минеральных ассоциаций и времени их эксгумации и остывания чрезвычайно сближены; реальный временной интервал между ними находится в пределах точности изотопных методов, а с учетом геологических данных он еще более сужен (см. выше).

В конце франа и в фамене, в связи с эксгумацией метаморфитов и продолжением субдукции пассивной континентальной окраины, интенсифицировался рост поднятий и началось быстрое накопление грауваккового флиша. Продолжительным воздыманием структуры Урал-Тау в фаменское и раннекаменноугольное время объясняется, по-видимому, осязаемое присутствие обломков метаморфических минералов в граувакковом флише. Последний начал заполнять преддуговой бассейн, и распространился на батинальные осадки внутренней, близшельфовой части континентального склона и подножья пассивной окраины еще в конце франа. Вскоре затем, в начале фамена, он выплеснулся на край шельфа, который в это время уже был вовлечен в присубдукционное погружение. Впервые сформировалась вертикальная седиментационная триада: шельфовые мелководные известняки – конденсированная пачка сланцев, кремней, пелагических известняков – флиш [Sinclair, 1997a, b]. В дальнейшем эта триада, омолаживаясь и смещаясь к западу, будет существовать вплоть до артинского времени включительно.

Одновременно с формированием зилаирского флиша офиолиты Кракинского комплекса, будучи составной частью аккреционной призмы, были надвинуты на батинальный подкракинский комплекс с образованием меланжа за счет лежащего крыла опрокинутой офиолитовой пластины. Этот процесс имел место вблизи зоны Урал-Тау в то время, когда образование зилаирского флиша еще

не закончилось. В конце фамена или в раннем карбоне пакет Кракинских покровов был перемещен далее к западу и перекрыл зилаирский флиш (рис. 18). Область накопления флиша, в свою очередь, перемещалась к западу.

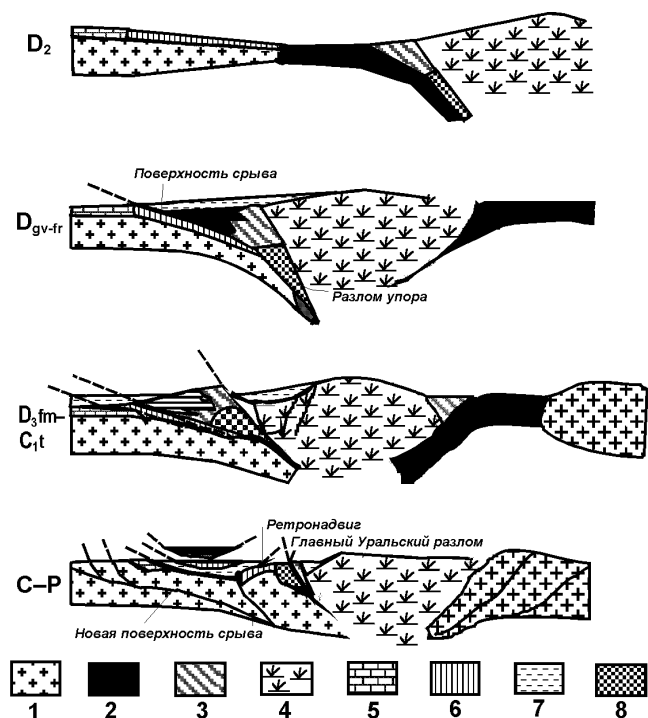


Рис. 18. Принципиальная модель формирования складчато-надвиговых структур уралид Южного Урала в период от среднего девона до перми

1 – кора Восточно-Европейского и Казахстанского континентов (без палеозойского чехла); 2 – океанические комплексы и блоки офиолитов в аккреционном комплексе; 3 – аккреционная призма недифференцированная; 4 – палеозойские островодужные комплексы и Восточно-Уральский террейн (бывший микроконтинент); 5 – шельфовые известняки; 6 – палеозойские батинальные осадки; 7 – зилаирская серия; 8 – метаморфиты высоких давлений – низких температур.

В более северных районах, отвечающих Уфимскому амфитеатру, аналогом максюттовского комплекса является куртинский, развитый в ассоциации с кварц-слюдяно-графитистыми сланцами, а аналогом массива Крака — Бардымский аллохтон. Однако для этой территории вышеизложенная модель уже не работает, поскольку девонская островная дуга в этом месте резко отклонилась к востоку и столкнулась не с континентом, а с террейном — Сысертско-Ильменогорским микроконтинентом. Его вовлечение в субдукцию привело к интенсивному торошению земной коры, с проявлением амфиболитового метаморфизма в условиях растущего гранито-гнейсового купола, датированного [Ронкин и др., 1993, 1997a] Sm–Nd изохронным методом по амфиболиту и выделенным из

него трех минералам как 352 ± 40 млн лет и U–Pb методом по цирконам из амфибол-биотитового гнейса — $353 \pm 3,4$ и 355 ± 5 млн лет, что примерно отвечает границе фамена и турне. Высокобарический метаморфизм имел место в карбоне, о чем свидетельствуют Ar–Ar датировки метаморфитов куртинского комплекса: 308 ± 3 , 305 ± 6 , 296 ± 6 и 293 ± 2 млн лет [Glasmacher et al., 1999b; Eide et al., 1997], и связан он по-видимому с тем же процессом субдукции, который проявился в башкирское время в формировании массивов тоналит-гранодиоритовой формации Верхисетской группы (см. ниже).

Весьма близким современным (актуалистическим) аналогом вышеописанного процесса, с совпадением очень многих деталей, является столкновение Австралийского континента и островной дуги Банда. Вот как это описывается [Пушаровский, Меланхолина, 1992]: «Океаническая плита, перемещавшаяся на север-северо-запад к дуге Банда, была спаяна с Австралийским континентом. Имеющиеся данные позволяют предположить, что к началу плиоцена (около 5 млн лет) океаническая литосфера Индонезийского бассейна была полностью поглощена в зоне субдукции. Столкновение австралийской континентальной литосферы с островной дугой вызвало остановку субдукции и резкое изменение геодинамического режима, приведшее к коллизии плит.

Отложения австралийского шельфа на ведущем крае плиты подверглись деформациям сжатия с образованием серии чешуй и складок южной вергентности. Поверх них с севера были надвинуты глубоководные отложения от пермских до кайнозойских, метаморфические породы (австралийские или азиатские) и офиолиты, сформировавшие пакеты аллохтонных пластин. Это скупивание происходило в условиях сохранившегося глубоководного бассейна и нередко сопровождалось накоплением олистостром. В обстановке общего сжатия в плейстоценовое время началось также замыкание задугового бассейна с поддвижением его коры под островную дугу. Сближение австралийского края с вулканической зоной и его значительное воздымание предполагаются вдоль сутуры Ветар. По фациальным изменениям в разрезе неавтохтона Тимора и Серама могут быть прослежены во времени смена глубин седиментации от 0 до более 2 км и затем образование островов. Формирование области дислокаций и поднятия в районе Тимора и Серама, соответствующей орогену, сопровождалось в конце плиоцена и плейстоцене (3–2 млн лет) погружением перед его фронтом более чем на 2,5 км и заложением зоны трогов Тимор и Серам, отвечающей бассейну форланда. Формирование орогена и краевого прогиба в районах Тимора и Серама, начавшееся сжатие и замыкание бассейна морей Банда и Флорес могут изучаться как современные проявления коллизионного процесса».

Не правда ли, это очень похоже на сценарий позднедевонской коллизии островной дуги и континента на Южном Урале? Даже и глаукофановые сланцы здесь есть [Maruyama et al., 1996].

Есть, впрочем, и различия, которые выявятся при дальнейшем рассмотрении (см. раздел «Каменноугольный период»).

В фамене Магнитогорская островная дуга демонстрирует черты зрелости и даже, возможно, начала разрушения в условиях растяжения (об этом свидетельствует формирование шошонитовых серий и базальт-пикритовой формации в восточной части Магнитогорской зоны) [Сурин, Мосейчук, 1997; Мосейчук, Сурин, 1998; Язева, Бочкарев, 1998]. Возможности субдукции пассивной окраины под островную дугу были, по-видимому, почти

исчерпаны уже в фамене. Произошло заклинивание зоны субдукции и ее перескок на восток — на границу континентальной и реликтовой океанической коры задугового бассейна; подобная инверсия дуги вполне естественна, наблюдается в молодых структурах и поддается моделированию в тектонофизическом эксперименте [Константиновская, 1999]. Возможно, что в течение какого-то короткого периода существовала зона субдукции, ликвидировавшая океанический бассейн между Магнитогорской дугой и Восточно-Уральским микроконтинентом.

Каменноугольный период

Вулканические и интрузивные ассоциации раннего карбона в Магнитогорской зоне уже ничем не напоминают субдукционные: на толстой коре коллапсирующей островной дуги образуются субшелочные контрастные вулканические серии и их интрузивные аналоги, характерные для условий эпиконтинентального рифтогенеза, а также мелководная карбонатная формация, местами лежащая на девонские островодужные комплексы с размывом. Такие условия в целом отвечают не фронту, а тылу островной дуги. В то же время ареал развития вулканитов известково-щелочного вулканизма — проекция зоны субдукции на земную поверхность — перемещается на восток, в Восточно-Уральскую и Зауральскую зоны [Вулканизм..., 1992; Стратиграфические..., 1993]. Вместе с гранитоидными массивами тоналит-гранодиоритовой формации, считающейся почему-то в основном позднедевонской, но чрезвычайно слабо датированной изотопными методами, эти вулканиты образуют вулканоплутоническую ассоциацию андийского типа [Пучков и др., 1986; Язева и др., 1989; Вулканизм..., 1992].

Нигде в обнаженной части Урала мы не видим раннекаменноугольных океанических формаций, и все же субдукционный магматизм продолжается до начала башкирского века. Существуют две возможности: либо реликты этих формаций здесь еще не найдены, либо их здесь и нет. В последнем случае остается допустить, что остаточный, раннекаменноугольный океанический бассейн находился в области современного Тургайского прогиба — там, где сейчас располагается сутурная зона так называемого Уркашского разлома, трассируемого по массивам серпентинитов неопределенного возраста [Геология..., 1984]. В этом случае новая, раннекаменноугольная зона субдукции должна была падать на запад (рис. 18), что в конечном счете и предопределило бивергентный характер Уральского орогена, прекрасно продемонстрированный сейсмопрофилем УРСЕЙС-95 [Berzin et al., 1996; Echtler, 1996; Knapp et al., 1996 и др.]. На качественно обработанных диаграммах волновой картины в восточной части профиля удастся увидеть

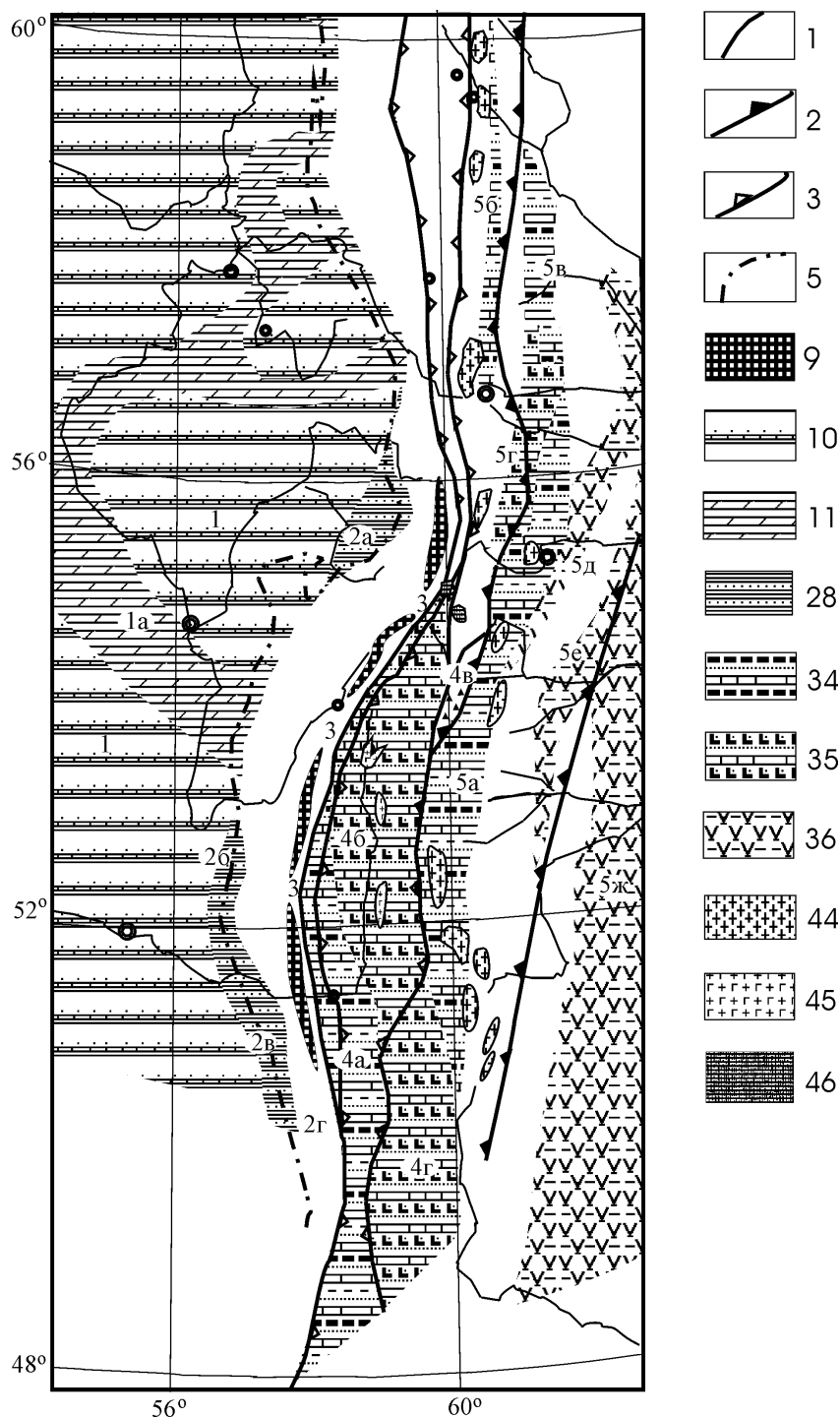
как западновергентные структуры перечеркиваются более молодыми восточновергентными [Steer et al., 1998] (рис. 8В), что может быть свидетельством перестройки наклона зоны субдукции, падавшей в девоне на восток, а в карбоне — на запад.

—"

Таким образом, граница девона и карбона была временем кардинальной перемены в геодинамике Южного Урала. Второй такой границей в карбоне был конец башкирского века, когда произошло отмирание зон субдукции и постепенно начали нарастать процессы жесткой коллизии, уже непосредственно между Восточно-Европейским и Казахстанским континентами. В течение московского века, на фоне усиления роста кордильер и разрастания областей с наземными условиями формирования осадков, в восточных зонах Урала все еще происходило осадконакопление. В позднем карбоне морское осадконакопление на восточном склоне Урала уже практически полностью прекратилось, а к концу эпохи возникла обширная горная суша, окаймленная с запада унаследованным от предыдущих эпох глубоководным краевым прогибом. Следовательно, каменноугольная история Южного Урала распадается на два основных этапа: раннекаменноугольно-башкирский и московско-позднекаменноугольный, существенно отличавшиеся особенностями геодинамики. От Южного к Среднему Уралу эти границы несколько «плывут», омолаживаясь вследствие неравномерного и косоугольного характера субдукции и коллизии.

РАННЕКАМЕННОУГОЛЬНО-БАШКИРСКИЙ ЭТАП

Основные изменения, происшедшие в структурно-формационной зональности региона, по сравнению с предшествующим этапом, связаны с тем, что вследствие аккреции граница Восточно-Европейского континента переместилась в область Тургайского прогиба. Флишевый прогиб сократился за счет его восточной части, фаменная вулканическая дуга прекратила существование, и в области Магнитогорской синформы началось накопление преиму-



щественно груботерригенно-вулкано-генных толщ и образование комагматических интрузий рифтового характера и мелководных карбонатных осадков. Еще восточнее заложился краевой вулкано-плутонический пояс андийского типа. Выделяются, таким образом, следующие структурно-фациальные зоны активной континентальной окраины: Бельская (древняя часть континента), Зилаирская (флишевый глубоководный прогиб), Магнитогорская (область развития грабенного вулканизма) и Восточно-Уральская (окраинно-континентальный вулкано-плутонический пояс над зоной субдукции) (рис. 19).

Бельская зона

В начале рассматриваемого этапа Бельская зона испытывала эпейрогенические поднятия и регрессию, вследствие чего непрерывные разрезы на границе фамена и турне образовались лишь в двух районах: в области западного склона Урала, где в турне продолжалось накопление шельфовых, относительно мелководных известняков и доломитов с фауной фораминифер, конодонтов, брахиопод, кораллов, водорослей, и в пределах Актаныш-Чишминского, Уткинско-Серебрянского и Кизеловского прогибов, где известняки с линзами и прослоями кремней переслаивались с мергелями, аргиллитами, алевролитами, охарактеризованными фораминиферами, конодонтами, спорами [Смирнов, Смирнова, 1967; Щекотова, 1990; Стратиграфические..., 1993; Путеводитель..., 1995; Сюндюков, 1975; Кулагина, 1996]. Актаныш-Чишминский и другие прогибы Камско-Кинельской системы, как и в предшествующие эпохи, протягивались на восток в область современного западного склона Урала. Заполнявшая Актаныш-Чишминский (по Е. В. Чибриковой, Актаныш-Инзерский) прогиб терригенно-карбонатная толща, наблюдающаяся на западном Урале в разрезах рр. Инзер, Усолка, на автодороге Архангельское – Белорецк и др., известна как алатауская свита. В том же контексте она выделяется и в Пермском

Рис. 19. Схема структурно-фациальной зональности юга Урала для турнейско-башкирского этапа

1 – Бельская зона (1а – Актаныш-Чишминский прогиб Камско-Кинельской системы); 2 – Зилаирская зона (районы: 2а – Среднеуральский, 2б – Большеикский, 2в – Жаксы-Каргалинский, 2г – Бакайско-Аксуйский); 3 – поднятие Урал-Тау; 4 – Магнитогорско-Мугоджарская зона (подзоны: 4а – Таналыкско-Берчогурская, 4б – Срединно-Магнитогорская, 4в – Восточно-Магнитогорская, 4г – Восточно-Мугоджарская); 5 – Восточно-Уральская зона (подзоны: 5а – Копейско-Брединская, 5б – Свердловско-Медведевская, 5в – Алапаевско-Першинская, 5г – Теченско-Рефтинская, 5д – Ирбитско-Еманжелинско-Варненская, 5е – Александровская, 5ж – Валерьяновская и Боровская, без разделения). См. также рис. 12.

Приуралье. В начале рассматриваемого этапа относительно глубоководный Актаныш-Чишминский прогиб, как и другие ветви системы, начал интенсивно заполняться; мощности турнейских отложений в нем достигают 250 м, тогда как на окружающих территориях составляют 50 м [Лозин, 1994]. В раннем визе прогиб был окончательно заполнен и прекратил свое существование, после чего, в связи с развитием трансгрессии, начиная с позднего визе, здесь преобладало карбонатное осадконакопление; подчиненные прослои кварцевых песчаников, образовавшихся за счет размыва более западных поднятий платформы, появляются лишь севернее, в частности, в Юрюзано-Айском районе, в верхах визе. Преобладает мелководная фауна брахиопод, остракод, мшанок, но ведущую роль в стратиграфии играют фораминиферы и конодонты. Мощности карбонатных толщ в рассматриваемом стратиграфическом интервале достигают в уральских разрезах 700–1000 м; на платформе, на долготе г. Уфы, снижаются до 600 м с тенденцией дальнейшего уменьшения в западном направлении.

К северу от Юрюзано-Айского района существенной особенностью разреза становится дальнейшее увеличение роли визейских терригенных пород. В отличие от песчано-карбонатной пачки низов нижнего визе, заполнившей Камско-Кинельский прогиб, вышележащий терригенный комплекс образует широчайший плащ терригенных отложений, известных в литературе прошлых лет как свита C_1h (угленосная). С его образованием на Среднем Урале связан Кизеловский угленосный бассейн. Источником сноса зрелых, кварцевых песчаников, алевролитов и аргиллитов являлись пологие поднятия Восточно-Европейской платформы, породы которых подвергались длительному выветриванию [Смирнов, 1957].

Характерной особенностью Юрюзано-Айского и Каратауского районов является наличие карбонатных конглобрекчий, свидетельствующее о беспокойной обстановке осадконакопления, прерывавшегося поднятиями и размывом. В частности, в районе г. Сим переотложенная фауна конодонтов, содержащаяся в обломках известняков в низах башкирского яруса, принадлежит гнатодусовой биофафии позднесерпуховского возраста, приуроченной к относительно глубоководным отложениям. Это свидетельствует о размыве более восточной области (см. ниже, подраздел «Среднеуральский район»), поскольку данная биофафия в Западно-Уральской полосе и западнее, в скважинах Башкирского Приуралья, не встречена [Кулагина и др., 1999]. Поднятия и размыв имели, видимо, место на границе Бельской зоны с накатывающимся на нее глубоководным Зилаирским прогибом. Эрозионные поверхности характеризуются присутствием трещин усыхания, каналов и брекчий палеокарста [Proust et al., 1998]. Не исключено, что беспокойный характер осадконакопления связан с близостью к Уфимскому выступу древней части континента, который в течение башкирского века, с возобновлением коллизионных процессов, играл роль индентора.

Зилаирская зона

Глубоководный прогиб, отвечающий этой зоне, был унаследован от Зилаирско-Сибайского флишевого прогиба фамена, но резко сократился на востоке (его граница сместилась к западу от Главного Уральского разлома), и немного (на 10–20 км) расширился на западе. Глубоководные, в том числе флишевые отложения, как и отложения предшествующей, зилаирской серии, протягивались непрерывной полосой, но в современной структуре они сохранились от размыва в восточной части Уфимского амфитеатра, по западному краю Зилаирской синформы от бассейна р. Б. Ик до левобережья р. Урал (р. Кия, Каргалинское водохранилище) и на юге Сакмарской зоны,— в частности, в Бакайской мульде [Стратиграфические..., 1993; Пазухин и др., 1996; Хворова, 1961]. В сравнении со временем накопления зилаирской свиты, для рассматриваемого этапа характерно очень неравномерное поступление в бассейн терригенного материала, в связи с чем наблюдается чередование флиша с относительно маломощными преимущественно карбонатными и кремнисто-карбонатными осадками, что в свою очередь связано с неустойчивым и импульсивным характером воздымания территории, расположенной непосредственно к востоку от прогиба.

Нестабильный характер развития прогиба подчеркивается различиями в характере отложений и по его простиранию, и вкрест простиранья. Можно выделить четыре района, сильно отличающиеся по характеру разрезов (с севера на юг): Среднеуральский, Большеикский, Жаксы-Каргалинский и Бакайско-Аксуийский.

Среднеуральский район. В восточной части Уфимского амфитеатра разрез состоит из трех частей: турнейские и нижневизейские отложения, как и фаменские, представлены полимиктовыми конгломератами, песчаниками, сланцами с редкими прослоями мергелей и известняков, охарактеризованных фораминиферами и остракодами; по-видимому, это еще глубоководные отложения. Мощность 100 м. Средняя часть разреза (верхневизейские, серпуховские и нижнебашкирские отложения) представлены известняками с фораминиферами и (в добашкирской части разреза) толстостенными брахиоподами; создается впечатление, что по крайней мере в поздневизейско-серпуховское время глубоководный прогиб отступил на восток и его отложения не сохранились там от размыва; известняки серпуховского яруса также частично размывы. Мощность до 900 м. Выше залегает ураимская свита башкирского возраста: это снова полимиктовые песчаники, гравелиты, конгломераты с обломками визейских и серпуховских известняков, прослои известняков и карбонатных брекчий. Мощность этой толщи, рассматриваемой как флишевая [Мизенс, 1997] составляет 100 м [Стратиграфические..., 1993]. Появление обломков известняков — явление, типичное для флиша Южного Урала, и объясняется, по нашему мнению, двойко: в одних случаях — размывом и обрушением барьерного рифа,

в других — миграцией флишевого прогиба, в результате чего в размыв в тылу прогиба попадает его шельфовое основание (здесь мы вступаем в противоречие с мнением Г. А. Мизенса [1997], который считает, что мелководные известняки накапливались непосредственно по обе стороны от флишевого прогиба, а также на всем Башкирском антиклинории). Западным возрастным аналогом урамской свиты являются, вероятно, низы выделенной в районе г. Сим [Чувазов и др., 1990] колослейкинской свиты позднебашкирско-позднекаменноугольного возраста. Свита залегает на мелководных башкирских известняках и представлена глубоководными глинистыми, кремнистыми сланцами и мергелями, мощностью всего 50 м. Таким образом, к концу башкирского века в описываемом районе наметились два типа разреза: западный, конденсированный предфлишевый, и восточный флишевый. Заметим также, что башкирский век является временем возобновления поднятий на Урале, дававших большое количество материала в прогиб. С этого времени процесс заполнения прогиба терригенным материалом на Среднем Урале уже не прерывался вплоть до кунгурского времени.

По нашему мнению, на территории Башкирского антиклинория фации прогиба размыты. Считая так, мы исходим (как уже говорилось) из представлений об унаследованности флишевого прогиба от предыдущего этапа, для которого присутствие зилаирских отложений в области антиклинория экстраполируется и доказывается их сохранностью в Тирлянской и Юрюзанской синклиналиях. Южнее же отложения рассматриваемого стратиграфического интервала, относимые к Зилаирской зоне, прослеживаются в протяженной полосе вдоль западного края Зилаирской синформы, от бассейна р. Б. Ик на севере до левобережья р. Урал (р. Алимбет), и в неполном виде — до Мугоджар (левобережье р. Жаксы-Каргала) на юге. Они известны и еще южнее — в Актюбинском и Бакайском районах [Хворова, 1961; Граница..., 1992; Стратиграфические..., 1993; Пазухин и др., 1996].

Большеекский район. В подошве турнейского разреза [Пазухин и др., 1996] лежит конденсированная ямашинская свита, представленная переслаиванием аргиллитов, кремней и известняков, иногда с прослоями слюдястых песчаников, и принадлежащая в основном фамену. Лишь верхи свиты (10–30 м по мощности) условно отнесены к гумеровскому горизонту низов турнейского яруса. Выше залегает мазитовская свита нижнего турне, представленная ритмичным переслаиванием аргиллитов, алевролитов и полимиктовых песчаников, для которых во всем рассматриваемом интервале характерна заметная слюдястость, что указывает на метаморфические породы поднятия Урал-Тау как на главный источник сноса терригенного материала в это время. В толще отмечаются прослой известняков с пелагическим составом фауны (фораминиферы, конодонты, остракоды). Мощность свиты 350–415 м. Мазитовская свита перекрывается верхнетурнейской куруильской свитой, в типичном случае представленной переслаиванием известняков, крем-

ней (в том числе фтанитов) и кремнистых аргиллитов. В некоторых разрезах присутствуют черные глинисто-алевритистые кремни. Мощность 68–150 м: это значительно меньше, чем мощность нижнетурнейских отложений.

Визейские отложения представлены иткуловской свитой, сложенной преимущественно аргиллитами и известняками, с прослоями алевролитов в нижней части разреза. Фауна: фораминиферы и конодонты; мощность около 1000 м.

Серпуховские и низы башкирских отложений представлены бухарчинской свитой известняков с прослоями кремней, мощностью порядка 200 м, с фауной фораминифер и конодонтов. Отмечаются глубоководные бентосные остракоды тюрингского экотипа (Н. М. Кочеткова, устное сообщение). Более высокие горизонты башкирского яруса сложены мелкогалечными конгломератами, полимиктовыми песчаниками, аргиллитами, известняками, отнесенными к умбетовской и нижней половине кугарчинской свиты. Фауна — брахиоподы, остракоды. Мощность до 500 м [Стратиграфические..., 1993]. Раньше башкирский ярус выделялся в ином объеме — к нему относилась вся кугарчинская свита и вышележащая золотогорская [Хворова, 1961]; сейчас они переведены в состав московского яруса [Стратиграфические..., 1993].

В целом разрез большекского типа характеризуется чередованием мощных терригенных и более конденсированных карбонатно-глинисто-кремнистых отложений, что свидетельствует о неравномерном росте размываемых поднятий, а в конечном счете — о нестабильном, импульсивном характере тектонических движений на Урале в рассматриваемое время. Собственно, говорить о закономерной, однонаправленной смене предфлишевого типа разреза флишевым тут не приходится.

В *Жаксы-Каргалинском районе* интересующие нас разрезы развиты по западному краю Зилаирской синформы к западу от Сакмарского аллохтона, по рр. Кия, Жаксы-Каргала, Шанды, Шолак-Сай — в полосе развития ранее охарактеризованной киинской свиты. Турнейские (кроме метрового слоя комковатых известняков киинской свиты) и нижневизейские отложения нигде не описаны. Нам представляется, что этому интервалу отвечает флишевая пачка с прослоями кремней, которую легко ошибочно принять за зилаирскую свиту или флиш верхнего карбона — нижней перми. На увале левобережья р. Жаксы-Каргала, восточнее 54-го километра дороги Орск — Ленинское — Актюбинск, у опоры высоковольтной линии в прослое кремней среди флишевой толщи автором найден раннекаменноугольный конодонт *Siphonodella sp.*, что может свидетельствовать о том, что турнейско-нижневизейская часть в этом типе разреза представлена флишевой пачкой. Этот всплеск выноса терригенного материала вероятно однотипен и синхронен образованию мазитовской свиты в большекском типе разреза. В свое время мы не успели должным образом описать эту интереснейшую часть жаксы-каргалинского разреза, а позже она оказалась по ту сторону государственной границы.

Низы верхневизейского яруса представлены в описываемом типе разреза глинисто-кремнистыми сланцами (50–100 м), а более верхняя его часть и серпуховский ярус — известняками (до 50 м мощностью), отчасти толстоплитчатыми, в прослоях — глинистыми неровнослоистыми, похожими на петельчатые известняки Сакмарской зоны, что наряду с другими признаками подчеркивает их относительную глубоководность. Эта хорошо изученная конденсированная, явно пелагическая часть разреза содержит гониатиты и конодонты, а также глубоководные бентосные остракоды тюрингского экотипа [Хворова, 1961; Стратиграфические..., 1993 и неопубликованные данные автора и Н. М. Кочетковой]. Башкирские отложения обычно здесь неизвестны, кроме низов: богдановский горизонт установлен, например, в разрезе р. Шолак-Сай [Граница..., 1992]. Высказано предположение о несогласном залегании верхнего карбона и нижней перми на вышеописанных осадках [Хворова, 1961]. Эта же трактовка принята и на Геологической карте Урала м-ба 1 : 500 000 под ред. И. Д. Соболева. Если эти данные справедливы, то причина такого необычного для Предуралья краевого прогиба взаимоотношения нижнекаменноугольных и верхнекаменноугольно-пермских отложений может быть каким-то образом связана с перестройкой крайней южной части прогиба в послезилаирское время: зилаирская серия, с возрастным индексом D_3-C_1t , прослеживается на юг и юго-запад вдоль окраины Прикаспийской впадины, а пермская моласса следует уже южному-юго-восточному простиранию Урало-Южнотяньшанского орогена [Пучков, 1997].

В *Бакайско-Аксуйском* районе Сакмарской зоны, расположенном юго-восточнее предыдущего, отложения раннекаменноугольно-башкирского интервала представлены флишевыми толщами довольно большой (свыше 1000 м) мощности, охарактеризованными преимущественно спорово-пыльцевыми комплексами раннего карбона; в верхах разреза Бакайского района отмечены поздне-визейско-раннесерпуховские гониатиты и фораминиферы [Стратиграфические..., 1993]. Башкирские отложения не сохранились или не установлены.

Если разрезы большеикского и жаксы-каргалинского районов характеризуют преимущественно внешнюю часть флишевого прогиба, то бакайский вероятно отвечает его внутренней части, приближенной к источнику сноса терригенного материала; они составляют фациальную пару, аналогичную предшествовавшей им паре, образованной киинской и зилаирской свитами фамена (см. выше).

Как уже отмечалось, основным источником сноса терригенного материала было унаследованное от фамена поднятие Урал-Тау, которое практически прекратило свое существование в ямашлинское время, но снова возродилось и активно воздымалось в раннем турне; затем, в визейском веке, его влияние заметно снизилось, до полного исчезновения в серпуховское-раннебашкирское

время. Лишь на юге, к востоку от Бакайской синклинали, в течение раннего карбона должно было существовать интенсивно размывавшееся поднятие, в настоящее время перекрытое надвигом Главного Уральского разлома. В позднебашкирское время восточный источник сноса, поставлявший терригенный материал во флишевый прогиб, расширился снова, но его контуры были менее определены; размывавшееся поднятие, видимо, начало захватывать и край Магнитогорской зоны — по крайней мере, в ее средней и северной части.

Здесь уместно вновь вспомнить изотопные датировки времени внедрения гранитных массивов, расположенных напротив южной части Уфимского амфитеатра и вблизи него, и времени ретроградного метаморфизма на внешнем краю этого выступа (см. предыдущую главу). Они указывают на то, что в серпуховское время произошло полное завершение коллизионных процессов, сосредоточенных в зоне ГУР, после чего в течение среднего–позднего карбона имел место ретроградный метаморфизм на фоне поднятия, эрозионного вскрытия и остывания метаморфических комплексов (см. предыдущую главу). Впрочем, к территории Среднего Урала, расположенной севернее Уфимского выступа, это не относится.

Сакмаро-Кракинская зона

Этой зоны на Южном Урале в рассматриваемый период уже не существует: она исчезла в связи с фаменской коллизией островной дуги и пассивной окраины континента. Однако со Средним Уралом сложнее. Область распространения зилаирской свиты подходит с юга к Бардымскому аллохтону и далее на север не прослеживается. В самом аллохтоне наиболее молодыми из сохранившихся пород батиального разреза являются франские кремни, и неизвестно, что было выше. Далее к северу батиальные комплексы на большем протяжении Среднего Урала неизвестны (не сохранились или не обнаружены), и вновь появляются лишь в Верхнепечорском аллохтоне Северного Урала [Пучков, 1979а], где наиболее молодыми отложениями батиального разреза являются фаменские кремни и верхневизейские граувакки. Экстраполируя, можно предполагать омоложение возраста подошвы граувакк в батиальной зоне уже на Среднем Урале, по сравнению с Южным.

В *Польинской* подзоне каменноугольные отложения также отсутствуют, но Г. А. Петровым описаны щелочные субвулканические образования: тела трахириолитов, дайки субщелочных кали-натровых габбро и пироксенитов, которые можно трактовать как рифтогенные. Нижним возрастным пределом этих пород является возраст развитых здесь вмещающих черных сланцев франского яруса. Имеется К–Аг датировка 338 ± 14 млн лет (ранний карбон) [Петров, Пучков, 1994]. Необходимо, конечно, получить более надежную изотопную датировку.

Тагильская зона

В этой зоне, в пределах Среднего Урала, каменноугольные отложения отсутствуют, и лишь на Северном Урале появляются турнейско-визейские терригенные полимиктовые толщи, с углями, с прослоями известняков и редкими потоками оливиновых базальтов.

Магнитогорско-Мугоджарская зона

В течение рассматриваемой эпохи, как и для средне-го—позднего девона, Вознесенско-Присакмарская подзона как самостоятельная не выделяется, хотя присутствие блоков нижнекаменноугольных отложений в меланже зоны ГУР достаточно широко известно, а в Таналыкско-Аккермановском районе (Аккермановский карьер и другие разрезы) описаны даже нижнебашкирские известняки [Стратиграфические..., 1993]. В целом же, структурно-фациальная зональность на рассматриваемом этапе определяется наличием области активного раннекаменноугольного магматизма рифтового типа. Область эта тяготеет преимущественно к оси Магнитогорской синформы, однако отчасти захватывает и ее западное и восточное покровно-меланжевые ограничения. На юге она, возможно, продолжается в Восточных Мугоджарах. Поэтому описываемая фациальная зона отвечает следующим структурным зонам: Вознесенско-Присакмарской, Магнитогорской, Восточно-Магнитогорской покровно-меланжевой, и краевой части Восточно-Уральской. В ней выделяются фациальные подзоны: Таналыкско-Берчогурская, Срединно-Магнитогорская, Восточно-Магнитогорская и Восточно-Мугоджарская.

В южной—юго-западной части зоны магматизм не проявился, и это позволяет выделить здесь *Таналыкско-Берчогурскую* подзону, протягивающуюся от р. Зирень-Агач на севере до Берчогурской синклинали на юге, и включающую также Аккермановский, Анастасьевско-Ильчибекский и Среднеорский районы. При неодинаковой полноте разрезов, их строение примерно однотипно. Нижняя (турнейская, турнейско-нижневизейская или нижневизейская) часть представлена преимущественно терригенными породами—песчаниками, конгломератами, аргиллитами, алевролитами, углистыми сланцами, с редкими прослоями паралических углей. Типичны прослой глинистых, песчаных известняков и мергелей. Выше разрез становится чисто карбонатным. Органические остатки в низах представлены отпечатками растений, спорово-пыльцевыми комплексами, повсеместно фораминиферами, редко брахиоподами и остракодами. Общая мощность достигает 1000 м.

На Среднем Урале аналогичный характер и краевую западную позицию, но уже в пределах Восточно-Уральской зоны (см. ниже) занимают разрезы Свердловско-Медведевского, Першинско-Мионовского и Махневско-Егоршинско-Каменского районов.

Срединно-Магнитогорская подзона занимает преимущественно осевую часть Магнитогорской синформы, но на северо-западе захватывает и территорию Вознесенско-Присакмарского меланжа—в частности, район пос. Миндяк, а на востоке, в Гумбейском, Полоцко-Выдринско-Аркаимском, Степнинско-Амурском районах, вплотную подходит к Восточно-Магнитогорской покровно-меланжевой полосе. Срединно-Магнитогорская подзона, осевая часть которой рассматривается в качестве Магнитогорско-Богдановского грабена [Салихов, Яркова, 1992], характеризуется интенсивным вулканизмом.

Начало турнейского времени не ознаменовалось здесь резкой перестройкой, что отчасти отражается и в определенной унаследованности стратиграфии от фаменского времени. Правда, зилаирская свита (серия) в турне обычно в последнее время не выделялась, но полимиктовые терригенные отложения, иногда большой мощности (до 750 м)—как с остатками флоры и проявлениями угленосности, так и (в некоторых разрезах) с прослоями радиоляритов—описаны среди турнейских отложений. Имеются данные о том, что флишевые отложения присутствуют в нижнем турне центральной части Магнитогорской зоны, что подтверждается находками фораминифер [Казанцева и др., в печати]. Местами турнейские отложения отсутствуют, что указывает на наличие размывов, континентального перерыва и, соответственно, местных источников сноса терригенного материала. Описаны нижнетурнейские коры выветривания [Боякова, Юкляевских, 1997]. В турне (и вплоть до начала визейского времени) продолжается формирование шумилинской свиты трахиандезитовых и риодацитовых туфов с прослоями песчаников, конгломератов и известняков, содержащих фауну фораминифер и конодонтов; турнейско-ранневизейский возраст имеет и верхняя часть свиты горы Магнитной, представленная известняками, также охарактеризованными фораминиферами и конодонтами. Турнейским временем—346±1 млн лет (Rb-Sr изохрона)—датируется Заматохинский массив Верхнеуральского района, отнесенный по химизму к гранодиорит-тоналитовой серии и не имеющий эффузивных аналогов [Салихов, Митрофанов, 1994]. С образованием этой формации связывается молибден-меднопорфировое оруденение того же, или несколько более древнего возраста, в соседнем Верхнеуральском массиве [Салихов, 1997].

Переход к новому типу вулканизма, и соответственно, к новому геодинамическому стилю развития—от поздне-субдукционного к рифтовому—происходит постепенно, через «сосуществование» двух типов, в течение турнейского времени. В верхнем турне в ряде разрезов появляется березовская свита, представленная очень сложно построенными толщами, которые, вместе с перекрывающими породами греховской свиты, содержат вулканы существенно базальтоидного характера. Различными исследователями эти вулканы выделялись в качестве бимодальной континентальной толеитовой

и/или субщелочной трахириолит-базальтовой формации [Фролова, Бурикова, 1977; Салихов, Яркова, 1992; Язева, Бочкарев, 1998].

Стратиграфическое расчленение вышеуказанных вулканогенных толщ и осадочных образований, перекрывающих и частично замещающих их фациально, представляется непростым и порой противоречивым [Салихов, Яркова, 1992; Стратиграфические..., 1993]. В центральных районах подзоны выделяются березовская, греховская и кизильская свиты, охватывающие интервал от позднего турне до раннебашкирского времени. В некоторых восточных районах (например, в Степнинско-Амурском) эти свиты не выделяются, но характер разрезов примерно тот же. Березовская свита представлена, в разных сочетаниях, туфопесчаниками, туфоконгломератами, туфоалевролитами, вулканомиктовыми песчаниками, базальтами, спилитами, редко риолитами, трахириолитами. Свита содержит прослой известняков, и датирована фораминиферами в возрастном интервале поздний турне — начало позднего визе, однако в конкретных разрезах и верхняя, и нижняя границы свиты заметно скользят. Залегающая на ней греховская свита сложена преимущественно базальтами, отчасти андезибазальтами, трахириолитами, трахириодацитами, с подчиненными прослоями туфогенных пород и известняков с фораминиферами. Возраст ее верхней и нижней границ — также скользкий, в пределах конца раннего и всего позднего визе. Наконец, кизильская свита представлена известняками, охарактеризованными преимущественно фораминиферами, конодонтами и брахиоподами в возрастном интервале: конец раннего визе — серпуховский век — низы башкирского века (сюранское время); таким образом, ее нижняя часть в ряде разрезов фациально замещается вулканитами. Более того: в Миндякско-Хайбуллинском районе вулканогенная толща, представленная преимущественно базальтами и известняками, имеет возраст, определенный по фораминиферам, брахиоподам и остракодам как поздневизейско-серпуховской. В Стратиграфических схемах [1993] она отнесена к кизильской свите, хотя по составу сходна с греховской. Более молодые горизонты башкирского яруса представлены слоистыми и отчасти биогермными известняками; в восточном направлении известняковые разрезы, отвечающие средней части башкирского яруса, местами замещаются пачкой аргиллитов, кремнистых сланцев, известняков с аммоноидеями (например, район р. Б. Кизил, по Б. И. Чувашова и др. [1984]), а в Измайловском и Амурском районах, бассейн р. Караганка — углисто-глинисто-известковистыми ритмитами с фораминиферами [Стратиграфические..., 1993]. Относительно глубоководные, гониатитовые фации известнякового разреза кизильской свиты отмечаются также в долине р. Урал выше и ниже Ириклинского водохранилища (разрезы В. Кордаиловка, Джананка) на уровне серпуховского яруса [Руженцев, Богословская, 1971; Чувашов и др., 1984]; в них найдены остракоды глубоководного тюрингского экотипа (Н. М. Кочеткова,

устное сообщение). Гониатитовые фации известняков, относящиеся к верхам серпуховского — низам башкирского ярусов, описаны и севернее, на р. Шартым [Чувашов и др., 1984]. Таким образом, в рассматриваемом районе наблюдаются сложные фациальные переходы по латерали и вертикали — от обычно мелководных вулканогенно-осадочных фаций с заметным участием терригенного материала — к мелководным осадочным преимущественно карбонатным, и далее к пелагическим, глубоководным, получающим заметное, хотя и далеко не повсеместное развитие в верхах разреза. Общие мощности отложений рассматриваемого интервала Магнитогорско-Богдановской подзоны превышают 2000 и могут достигать 3500 и более метров.

Скользкий характер границ свит, столь характерный для описываемой подзоны, связан с пространственным изменением возраста вулканического процесса, что характерно для вулканизма рифтов и горячих точек. В данном случае, как показано [Салихов, Яркова, 1992; Салихов, 1997], ареалы распространения вулканических пород постепенно перемещались в течение позднетурнейско-визейского времени с юга на север. При этом с начала визе выявляются две раздвиговые зоны — Центральная, простирающаяся субмеридионально, и Жарумбайская, имеющая северо-восточное направление, которые контролировали наиболее активные проявления вулканизма.

Как считает Д. Н. Салихов, по петрохимическим параметрам главенствующая роль среди базальтов рассматриваемого этапа вулканизма принадлежит толеитам предельно высокой щелочности и субщелочным базальтам; все они отвечают калий-натриевому ряду. Вулканиты объединяются им в базальт-трахидацит-риолитовую формацию [Салихов, Яркова, 1992; Салихов, 1997]. Иного мнения придерживаются Р. Г. Язева и В. В. Бочкарев [1998], которые считают, что рассматриваемые магматические породы принадлежат двум дискретным, последовательно развивавшимся формациям: К–Na контрастной базальт-риолитовой (бимодальной толеитовой) и К–Na субщелочной непрерывной (гавайит-муджиерит-трахириолитовой). Пространственно, на современном эрозионном срезе, вторые занимают более восточное положение по сравнению с первыми.

Со второй группой эффузивов по геохимическим параметрам сходны (и очевидно комагматичны им) интрузивные породы Магнитогорской группы, детально описанные [Эвгеосинклинальные..., 1984; Ферштатер, Беа, 1993; Салихов, Митрофанов, 1994]. Магнитогорская габбро-гранитная гомодромная серия представлена продуктами дифференциации базитовой магмы (оливиновые габбро, габбро-нориты, кварцевые диориты, монцодиориты, граносиениты, граниты), которые образуют сложнопостроенные штокообразные массивы, в составе которых кислые дифференциаты занимают верхнее, приповерхностное положение, что создает ложное впечатление их значительной доли в объеме комплекса.

Массивы образуют линейную цепочку длиной более 150 км, по-видимому маркируя разломную зону растяжения. Магнитогорский, Московский и Куйбасовский массивы, расположенные в северной части этой цепочки, датированы Rb–Sr методом как конец визе: 330 ± 4 , 329 ± 17 , 336 ± 17 млн лет соответственно [Ронкин и др., 1997ж]. С описанной формацией связаны месторождения магнетитовых руд, сопровождающихся скарнами, а также месторождение титаномагнетитов.

По возрасту и положению в той же зоне к вышеуказанной формации близки, хотя и далеко не идентичны интрузивы Сыростанской группы, расположенные севернее и запечатывающие меланж ГУР. По П. Монтеро и др. [1998], деформированные габброиды и гранодиориты Сыростанского плутона содержат цирконы, которые датированы Pb–Pb методом как 334 ± 4 , 334 ± 5 млн лет; прорывающие их массивные граниты имеют возраст 327 ± 4 млн лет.

При всех разногласиях (в общем-то не очень значительных) в определении формационной принадлежности рассмотренных магнитогорских магматических образований, большинство исследователей, особенно в последнее время, сходятся на том, что они внедрялись в условиях растяжения [Рихтер, 1989; Вулканизм..., 1992; Ферштатер, Беа, 1993; Салихов, 1997; Суринов, Мосейчук, 1997; Язева, Бочкарев, 1998], хотя в ряде случаев и делаются оговорки, что процессы образования этих формаций происходили на фоне общей коллизионной геодинамической обстановки; условия же растяжения локальны и связаны с косым характером коллизии. К обсуждению этого вопроса нам еще придется вернуться.

Восточно-Магнитогорская подзона выделяется нами условно, на коротком отрезке, что, возможно, связано с ее плохой изученностью. Отмечавшаяся выше пространственная и структурная связь восточных разрезов Срединно-Магнитогорской подзоны с Восточно-Магнитогорской полосой серпентинитовых меланжей и восточновергентных тектонических покровов имеет несколько иной характер, чем связь Магнитогорской зоны с ГУР на западе. В отличие от Сакмаро-Вознесенской структуры, которая в рассматриваемую эпоху не была столь активной, чтобы иметь собственную фациальную зональность (напомним, что в нее проходят и Таналыкско-Бегчогурская, и Магнитогорско-Богдановская подзоны), Восточно-Магнитогорская полоса меланжей и покровов содержит, наряду с блоками, принадлежащими Срединно-Магнитогорской подзоне, также и специфическое, только ей принадлежащее образование — олистострому, развитую вдоль восточного края Сухтелинского аллохтона [Язева, Бочкарев, 1997]. Согласно описанию этих исследователей, матрикс олистостромы представлен неслоистыми полимиктовыми туфопесчаниками и туфоаргиллитами; среди олистолитов описаны шошониты, абсарокиты фаменского облика, высокотитанистые монцогабброидориты магнитогорского типа (предположительно визейские), ниже-среднедевонские и франские пелиты и радиолары-

ты, известняки живецкого возраста. Аллохтон запечатан Степнинским гранитным массивом. Цитированные авторы делают вывод, что образование олистостромы, связанное с активными восточно-вергентными тектоническими перемещениями в полосе серпентинитовых меланжей восточного падения, датируется концом раннего — началом среднего карбона.

Восточно-Мугоджарская подзона, по развиваемым здесь представлениям, является непосредственным продолжением Срединно-Магнитогорской подзоны. Входящим в нее на западе можно условно считать район Балкымбайского грабена Восточных Мугоджар. Разрез здесь в принципе очень похож и на разрезы Таналыкско-Берчогурской зоны: в низах — переслаивание конгломератов, песчаников, алевролитов, с прослоями известняков; толща охарактеризована флорой и фораминиферами. Башкирская часть разреза представлена известняками с брахиоподами и фораминиферами. Отличия этого разреза — в большей роли терригенного материала и присутствии на уровне турне — начала визе фаунистически датированных кислых субщелочных вулканитов космоласайского комплекса, комагматичных одноименным гранитам глубинного, «сухого» типа [Старков, Знаменский, 1977]. Последний факт позволяет предполагать, что в Балкымбайском грабене уже проявляется рифтогенный магматизм.

В восточной части Восточных Мугоджар вулканогенные и осадочные толщи турнейско-башкирского возраста сохранились от эрозии преимущественно в грабеноподобных (ограниченных более поздними разломами) остаточных впадинах, известных под названиями Старокарабутацкого и Уймолинско-Кисыксайского грабенов (последний относится к Прииргизскому району). По И. А. Пелевину [1992], в *Старокарабутацком грабене* верхнетурнейско-нижневизейские отложения представлены груботерригенной толщей полимиктовых и кварцевых конгломератов, гравелитов, песчаников с остатками ископаемой флоры. Выше наблюдается терригенно-карбонатная толща, сложенная преимущественно известняками, с конгломератами в основании, залегающими с размывом на более древних отложениях, включая кристаллические сланцы фундамента. Возраст толщи — поздневизейско-серпуховской, охарактеризована она в основном фораминиферами, отмечаются стратиграфически значимые находки конодонтов и брахиопод. Общая мощность этого разреза, лишённого вулканитов — 500–600 м. По Стратиграфическим схемам [1993], башкирские отложения в Старокарабутацком грабене представлены двумя типами разрезов: один из них наращивает карбонатную толщу (известняки с фораминиферами, мощностью 200–300 м), второй представлен базальтами, андезитами, их туфами, песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами, известняками с фораминиферами среднего карбона.

В *Прииргизье* раннекаменноугольный (первоначально условно визейско-намюрский) возраст развитых здесь

вулканогенно-осадочных толщ был установлен в ходе проведения геолого-съёмочных работ при участии М. Н. Аношина, Г. А. Костик и др., благодаря находкам фораминифер. Позже обобщение всех доступных описаний разрезов и списков органических остатков (фораминифер, споро-пыльцевых комплексов, отчасти брахиопод и радиолярий) позволило Р. А. Сегедину дать более полное описание разрезов [Стратиграфические..., 1993]. В основании была выделена толща алевролитов, песчаников, известняков, углисто-кремнисто-глинистых и глинистых сланцев, мощностью до 800 м, с раннетурнейским спорово-пыльцевым комплексом. Вулканогенно-осадочные толщи, фациально изменчивые и пестрые по составу, представленные лавами базальтов, андезитов, андезидацитов, их туфов, терригенных пород, с прослоями известняков, иногда рифогенных, общей мощностью до 3500 м, датированы в низах позднетурнейско-ранневизейским спорово-пыльцевым комплексом, а в более высоких горизонтах — поздневизейскими, серпуховскими и башкирскими комплексами фораминифер. Приводя новые данные по стратиграфии вулканогенно-осадочных толщ нижнего карбона Уй-молинско-Кисыксайского грабена Прииргизья, основанные на находках конодонтов, определявшихся мною, И. А. Пелевин, К. С. Иванов [1996] дополняют сведения об этом разрезе, но характеризуют только его поздневизейско-серпуховский возрастной уровень. При этом по какой-то причине не упомянута находка башкирских конодонтов в известняках вулканогенно-осадочной толщи на р. Карабутак [Иванов, Пучков, 1985; Иванов и др., 1986]. Статья И. А. Пелевина и К. С. Иванова [1996] содержит представительную таблицу анализов химического состава вулканитов, позволившую авторам объединить их в андезито-базальтовую формацию. Ранее С. Н. Иванов и др. [1984] выявили присутствие здесь комплекса параллельных даек долеритов, связанное, по их мнению, с рифтовым характером каменноугольного магматизма Мугоджар. Сам по себе этот признак еще не определяет геодинамический характер магматизма: любой вулканизм, в том числе и надсубдукционный, проявляется в условиях растяжения, без чего невозможно открытие каналов, по которым магма проникает на поверхность. По нашим наблюдениям, упомянутый комплекс даек на р. Карабутак имеет рассеянно-спрединговый характер; в широких междайковых пространствах находятся блоки терригенной балкымбайской свиты верхнего девона. Наряду с этим, химические анализы каменноугольных вулканитов Мугоджар [Формирование..., 1986; Иванов, Пелевин, 1996] и, в частности, их высокая титанистость, несколько повышенная натриевая щелочность и др., говорят в пользу отнесения их к континентальным толеитам. Таким образом, намечается связь Срединно-Магнитогорской и Восточно-Мугоджарской подзон как двух элементов рифтовой системы, находящихся один на продолжении другого, хотя и на разном фундаменте.

Восточно-Уральская зона

Основным признаком, характеризующим эту зону, является присутствие в ее восточной половине вулканитов известково-щелочной формации [Вулканизм..., 1992; Язева и др., 1989; Полтавец, 1991]. По сравнению с предыдущими эпохами, западная граница раннекаменноугольно-башкирской Восточно-Уральской структурно-фациальной зоны приобрела юго-юго-западное простирание, обходя с востока Южные Мугоджары, а восточная — отодвинулась дальше на восток, в область фундамента Тургайского прогиба, где включает Валерьяновскую и Боровскую зоны — краевые в современной складчатой структуре.

Западные разрезы

На Южном Урале реликтовые области развития нижнекаменноугольных толщ фрагментарно сохранились у западного края Восточно-Уральской зоны, вблизи Гранитной оси Урала. Здесь они отнесены нами к *Копейско-Брединской* подзоне, в которой присутствуют преимущественно авулканогенные разрезы, отделяющие ареалы развития рифтовых и субдукционных комплексов: они описаны в Полтаво-Брединском, Суундукском и Копейском районах (пос. Новинка, Бреды, Кваркено и др.), и похожи на разрезы Таналыкско-Берчогурской: нижняя, турнейско-нижневизейская часть представлена терригенными, иногда угленосными отложениями, а верхняя, верхневизейско-нижнебашкирская, — известняками [Стратиграфические..., 1993]. К этой полосе тяготеют интрузии тоналит-гранодиоритовой формации, — интрузивные аналоги известково-щелочных вулканитов западных разрезов. Комагматичные им вулканиты в этой полосе развиты слабо или отсутствуют. Поэтому возможно, что выведение этих гранитоидов к поверхности связано с внедрением более поздних массивов гранитной формации.

На Среднем Урале для нижнекаменноугольных, турнейско-серпуховских отложений можно выделить следующие подзоны (дается обобщенно с авторской интерпретацией по материалам Стратиграфических схем [1993]):

Свердловско-Медведевская подзона. Полный, чисто осадочный разрез нижнего карбона, в низах полимиктовые песчаники, гравелиты, алевролиты; в средней части в них появляются прослои известняков; верхневизейско-серпуховская часть разреза представлена известняками. Известняки датированы фораминиферами. Мощность до 1500 м. Залегающие выше терригенные толщи и щелочные эффузивы фаунистического обоснования не имеют.

В *Алапаевско-Першинской подзоне* можно выделить два типа разреза:

Першинско-Мироновский тип: практически чисто карбонатный разрез, с терригенными пачками в средней части (верхи нижнего — низы верхнего визе). Охарактеризован преимущественно фауной фораминифер и брахиопод. Мощность 1300–1500 м.

Махневско-Егоршинско-Каменский тип разреза: в низах конгломераты полимиктовые, песчаники, алевролиты;

в средней части — терригенные отложения с пластами углей, с редкими прослоями туфов. Эти части разреза охарактеризованы флористическими остатками. Верхи разреза представлены известняками с фораминиферами и брахиоподами; отмечаются водоросли, конодонты и другая фауна. Общая мощность до 1800 м.

В *Теченско-Рефтинской подзоне* известны турнейско-серпуховские отложения, представленные в нижней части известняками и полимиктовыми конгломератами, песчаниками, алеволитами, туфопесчаниками, базальтами, в средней — песчаниками, алеволитами, с прослоями туфопесчаников и известняков; в разрезе присутствуют базальты, риолиты и их туфы. В верхней части преобладают известняки. Разрез охарактеризован фораминиферами и брахиоподами. Мощность до 2000 м. Описанные вулканы относительно слабо изучены (исключение составляет Покровский комплекс ультракалиевых липаритов [Коротеев и др., 1979; Иванов, 1979], рифтовая природа его достаточно очевидна). В. А. Коротеев [1980] описывал их в качестве трахилипаритовой формации. По В. В. Бочкареву и Т. Н. Сурину [1993], они принадлежат базальт-риолитовой формации турнейско-визейского возраста, аналогичной трахириолит-базальтовой формации Магнитогорской зоны.

—"

Легко заметить, что разрезы Свердловско-Медведевской и Алапаевско-Першинской подзон очень похожи на разрезы Таналыкско-Берчогурской и Копейско-Брединской подзон Южного Урала, а разделяющая их Теченско-Рефтинская подзона находится на продолжении Срединно-Магнитогорской (рис. 19).

Восточные разрезы

В разрезах более восточных районов рассматриваемой Восточно-Уральской зоны вулканы, как правило, присутствуют. Обычно они появляются со второй половины турне, а в некоторых районах — только в визейском ярусе, что более или менее синхронно началу рифтового вулканизма в Срединно-Магнитогорской подзоне; затухание вулканизма происходит также неодновременно: позже всего (во второй половине башкирского века) это наблюдается на востоке Мугодзар и в Зауралье. Появлению вулканитов предшествует образование терригенно-карбонатной толщи со скользящим возрастом от раннего турне до раннего визе, датированной спорами и фораминиферами, мощностью 600–1500 м [Стратиграфические..., 1993].

В пределах обнаженной части рассматриваемой зоны вулканогенные толщи развиты неравномерно, в отдельных синклинальных структурах, где они сохранились от эрозии; в разделяющих и обрамляющих их антиклинальных структурах развиты комагматичные им интрузии гранодиорит-тоналитовой формации, входящие вместе с ними в вулканоплутоническую ассоциацию. Ранее вулканы имели более широкое распространение, образуя, видимо, единый пояс, наподобие Верхояно-Чукотского.

Осадочно-вулканогенные разрезы развиты в *Ирбитско-Еманжелинско-Варненской подзоне*, где подробно описаны по обнажениям на рр. Кабанка и Увелька [Коротеев и др., 1979]. Толщи фациально изменчивы: наряду с потоками андезитов, андезибазальтов и базальтов, здесь присутствуют их туфы, вулканомиктовые и полимиктовые конгломераты, песчаники, прослои известняков с фауной визейских и серпуховских фораминифер, мощностью 1200–1800 м. Башкирский ярус представлен известняками, мощностью 100–150 м, достаточно полно охарактеризованными фораминиферами и конодонтами [Стратиграфические..., 1993]. В Ирбитском районе уже серпуховской ярус представлен целиком известняками 150–200 м мощностью.

Следующая к востоку подзона, *Александровская*, прослежена в обнажениях и профилях буровых скважин от левобережья р. Караталы-Аят, через район с. Александровское, до левобережья р. Тобол (к западу от долготы с. Денисовка). Разрезы сложены андезитовыми и базальтовыми порфиридами, их туфами, песчаниками, аргиллитами и известняками, с частой сменой пород как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях. Мощность до 1200 м. В прослоях аргиллитов среди осадочных и туфогенно-осадочных пород встречена фауна брахиопод, остракод и пелеципод визейского возраста [Литвин, 1961]. И в Варненско-Еманжелинской, и в Александровской зонах А. М. Косарев [Вулканизм..., 1992] отмечает частые краснокаменные изменения лав, связанные, по его мнению, с мелководными и субаэральными условиями извержений. Красноцветность отмечается и в поздневизейско-серпуховских вулканитах более восточных районов [Бочкарев, 1973].

Далее к востоку, под тонким чехлом края Тургайского прогиба выделяются еще две подзоны — *Валерьяновская* и *Боровская*. Каменноугольные отложения здесь значительно менее эродированы и имеют большие мощности. Лучше изучена *Валерьяновская* подзона, в которой расположена Соколовско-Сарбайская группа богатейших месторождений железных руд [Кочергин, 1971, Соколовское..., 1979], связанная с каменноугольным вулканоплутоническим комплексом. В пределах Качарского месторождения среди стратифицированных вулканогенных толщ изучены жерловые и экструзивные породы палеовулканической постройки. Rb–Sr изотопный возраст развитых здесь дацитовых порфиров составляет 315 ± 24 млн лет. Примерно в тех же пределах датируется и оруденение [Ронкин и др., 1997з].

На Соколовском месторождении (как и в большинстве других районов) разрез начинается осадочной толщей, в данном случае — турнейско-ранневизейского возраста: алеволитами, аргиллитами, известняками, с подчиненными прослоями туфогенных пород, андезитов, андезибазальтов, мощностью 1200 м. Выше залегает толща, сложенная базальтами, андезитами, их туфами, с подчиненными прослоями известняков, риолитов, их туфов, туфопесчаников, конгломератов. Толща охарактеризована

находками визейско-серпуховских фораминифер и имеет колоссальную мощность, порядка 5000 м. Верхняя часть вулканогенной толщи (алабугская свита) содержит в низах переотложенные поздневизейские фораминиферы, но по положению в разрезе отнесена к башкирскому ярусу [Стратиграфические..., 1993]. Тот же источник приводит данные по Кустанайскому Зауралью, где предполагается каменноугольный (включая верхний карбон) возраст вулканогенной толщи. Однако приведенные в подкрепление этой точки зрения скудные палинологические сведения большого доверия не вызывают.

В Боровской подзоне характер разреза в целом похож на Валерьяновский, что подчеркивает единство Восточно-Уральской зоны, но имеются различия в датировках вулканогенной толщи. По сборам фораминифер, кораллов и брахиопод выделены верхневизейские отложения, по фораминиферам — башкирские. Вулканиды серпуховского возраста выделяются по положению в разрезе. Мощность турнейско-башкирских отложений превышает 2000 м.

В целом, рассмотрение разрезов Восточно-Уральской зоны позволяет говорить об их сходстве в разных подзонах; это служит подтверждением вывода о том, что границы этих подзон отчасти не первичные, а эрозионные, и сами подзоны являются частями единого пояса. При этом, как и в Магнитогорской зоне, наблюдается скольжение границ вулканогенных толщ. В Тургае вулканизм начинается раньше всего (в позднем турне? — раннем визе), и заканчивается позже всего (в башкирское время).

Вулкано-плутонический характер рассматриваемого магматического пояса наилучшим образом демонстрируется в тургайских разрезах, где пояс подвергся наименьшей эрозии, а присутствие крупных месторождений обеспечило хорошую изученность вмещающих толщ в карьерах и по скважинам. Как отмечает Ю. А. Полтавец [1991], «В Тургае, в Главном железорудном поясе вулкано-плутонический магматизм, с которым связано образование крупнейших в мире скарно-магнетитовых месторождений (Качарского, Соколовского, Сарбайского и др.) представлен андезитобазальтовой и комагматичной ей габбро-диорит-гранодиоритовой формациями, первая сформирована в прибрежно-морских условиях потоками и покровами эффузивов андезитового и андезитобазальтового состава, перемежающимися с мощными прослоями пирокластических пород. Вторая образует небольшие по размерам (до 10–150 км²) слабо дифференцированные тела от габбро до диоритов, реже гранодиоритов. Особенность плутонов — приуроченность их к центрам наиболее интенсивного вулканизма».

В более западных районах пояса комагматами нижне-каменноугольных вулканидов считаются обнаженные в антиклинальных структурах породы многочисленных массивов тоналит-гранодиоритовой формации, которая, судя по приводимым химическим анализам, принадлежит калиевой известково-щелочной серии [Язева, Бочкарев, 1998]. К сожалению, суждения о возрасте этих гранитоидов, которым нередко приписывается довольно широкий

возрастной интервал: поздний девон — ранний карбон [Самаркин, Самаркина, 1988], очень слабо подкреплены непосредственными геологическими наблюдениями и изотопными датировками. По сути дела, только восточная часть Челябинского массива датирована K–Ar методом как 340 млн лет, а U–Pb методом (данные Ф. Беа) — 330 и 365 млн лет; Каиндинский массив — Rb–Sr методом: 349±2 млн лет. Варламовский массив, отнесенный к более молодой, гранитной формации [Орогенный..., 1994], имеет две Rb–Sr датировки: 267±9 и 331±11 млн лет [Горожанин, 1995]. Возраст цирконов магматического облика в лептинитовых гнейсах Восточных Мугоджар определяется в интервале 315–336 млн лет [Краснобаев и др., 1997]. Возможно, в последних случаях мы имеем дело с реликтами рассматриваемого этапа магматизма, сильно переработанными последующими процессами ультраметаморфизма.

—"

С ранне-среднекаменноугольным магматизмом в Восточно-Уральской зоне связываются наиболее перспективные проявления меднопорфирового оруденения, хотя в целом они характерны (типоморфны) и для более древних субдукционных обстановок на Урале [Грабежев, Белгородский, 1992].

—"

И все же нельзя не отметить, что вопрос о формационной принадлежности описываемой ассоциации является предметом дискуссии. Так, С. Н. Иванов и др. [Формирование..., 1986] относят к рифтовым, наложенным на континентальную кору молодой платформы не только дайковый комплекс Прииргизья (см. выше), но и вулканиды Валерьяновской зоны. Рассматривая в основном анализы базальтов, эти авторы приходят к выводу об их принадлежности отчасти к толеитовым континентальным магмам повышенной щелочности, отчасти же (в K–Na серии) — об их сопоставимости со щелочными оливиновыми базальтами зон активизации континентов. Однако в той же самой книге [Формирование..., 1986] А. М. Дымкин и Ю. А. Полтавец, полемизируя по поводу этой точки зрения, категорически заявляют о том, что аргументированно можно говорить лишь о принадлежности каменноугольных магматических пород Тургай к субщелочному типу известково-щелочной серии. В числе их возражений следует упомянуть то обстоятельство, что по одним только базальтам отличить известково-щелочную серию субщелочного типа от умеренно щелочной оливин-базальтовой довольно затруднительно, хотя петрохимические различия все же есть, и они, наряду с другими признаками, говорят в пользу отнесения валерьяновских вулканидов к известково-щелочной серии. К однозначному выводу о принадлежности рассматриваемых вулканидов к известково-щелочной серии позже пришли авторы книги «Вулканизм Южного Урала» [1992].

Сравнительный анализ петрохимии каменноугольных вулканидов Тургай и Магнитогорской зоны с индикатор-

ными вулканическими сериями других районов позволил Ю. А. Полтавцу [1991] прийти к выводу, что для вулканоплутонической ассоциации основного рудного пояса Валерьяновской зоны характерны «островодужные» характеристики, при сходстве ее как с магматитами энсиалических островных дуг, так и (в определенной мере) краевых вулканических поясов и резком отличии от аналогичных магматитов континентальных рифтогенов. Магматиты более западных районов Тургая относятся им к окраинно-континентальному типу, тогда как вулканы и комагматичные им интрузии Магнитогорской зоны имеют двойственный характер, обладая чертами как островодужного магматизма, так и задугового (тыловодужного) рифтинга, обнаруживая при этом сходство с окраинно-морскими толитами Японского моря. Цитируемый автор подчеркивает условность используемых им актуалистических параллелей и избегает где бы то ни было говорить о наклоне зоны субдукции, но из вышеизложенной зональности объективно вытекает, что наклон должен быть западным. К такому выводу приводит и анализ распределения K_2O в базальтах Восточно-Уральской зоны [Косарев, Пучков, 1999].

Если, несмотря на приведенные аргументы, все же допустить восточное направление падения зоны раннекаменноугольной субдукции, то надо ответить на вопрос: где на обнаженном Урале выходит на поверхность сутурная зона, — пересечение сейсмофокальной плоскости с поверхностью Земли. Р. Г. Язева [1999], признавая, что Главный Уральский разлом запечатывается Сыростанским и другими массивами, предполагает, что эта зона находится в Предуральском краевом прогибе. Но никаких признаков ее существования здесь — и даже в пределах поперечных поднятий прогиба — не обнаруживается. К тому же мы видели, что уже в фамене произошло столкновение Магнитогорской островной дуги с окраиной Восточно-Европейского континента; ресурс субдукции, имевшей падение от континента, был на Южном Урале исчерпан, и как это показано путем экспериментального моделирования [Константиновская, 1999], следует ожидать инверсии субдукции, которая должна была продолжаться. По самым скромным подсчетам, в течение раннего карбона и раннебашкирского века субдуцировалась полоса океанической коры шириной 400–500 км.

Надо признать, что обсуждаемый вывод входит в противоречие с довольно устоявшимся мнением о непосредственной связи Валерьяновского вулканоплутонического комплекса с Чаткало-Кураминским поясом Южного Тянь-Шаня, образованным зоной субдукции северного падения [Тектоника Урала, 1977; Перфильев, 1979 и др.]. Однако уже и раньше идея о западном падении зоны субдукции на Урале в раннем карбоне высказывалась — правда, без подробного обоснования, будучи основана на аналогии с Аппалачами [Самыгин, Лейтес, 1986]. К тому же анализ геологии фундамента Тургая не дает оснований для однозначного вывода о непрерывной

прослеживаемости этого комплекса в южном направлении [Геология..., 1984]. Стратиграфо-палеогеографические исследования говорят о том, что в живецко-визейское время Чаткало-Кураминская зона развивалась как пассивная континентальная окраина [Палеогеографический Атлас Средней Азии, в редподготовке], и таким образом, развитие Валерьяновской и Чаткало-Кураминской ветвей зоны субдукции было диахронным. Наконец, данные по морфологии варисских дислокаций на западном краю казахстанид, в Большом Каратау [Alexeiev et al., 1997] говорят о восточной вергентности позднепалеозойской складчатости на этом, наложенном на каледониды краю варисского орогена.

—"

Более сложной представляется проблема самого позднего субдукционного магматизма на Среднем Урале. Как мы могли убедиться, до начала башкирского века все основные структурно-фациальные зоны карбона могут быть прослежены в том или ином виде с Южного на Средний Урал, и таким образом, они развивались однотипно и довольно синхронно. Затухание вулканизма на Южном Урале и востоке Среднего происходило путем постепенного замещения вверх по разрезу вулканогенных толщ карбонатными. В центральной же части Среднего Урала события развивались по иному сценарию. Башкирские отложения здесь развиты лишь восточнее долготы Екатеринбурга и представлены в Свердловско-Михайловском, Першинско-Мироновском, Рефтинско-Смолинском районах и на р. Теча преимущественно терригенными породами. Согласно Стратиграфическим схемам [1993], в Свердловско-Медведевском и Першинско-Мироновском районах рассматриваемому уровню частично также могут отвечать фаунистически не охарактеризованные грубообломочные терригенные толщи, отчасти красноцветные, и вулканы: туфы и игнимбриты трахитов, трахидацитов, риодацитов, риолитов. Восточнее они замещаются слоистыми известняками, так что, по-видимому, источником сноса терригенного материала было более западное обширное поднятие, общее с Южным Уралом, возобновившее во второй половине башкирского века поставку силикокластики в Зилаирскую зону (предтечу Предуральского прогиба). На Южном Урале поднятие располагалось в районе хр. Урал-Тау, а на Среднем — резко расширялось, захватывая Центрально-Уральское поднятие, Тагильскую синформу, Серовско-Маукскую сутуру и расположенную непосредственно восточнее область, занимаемую цепочкой среднекаменноугольных гранитных массивов, принадлежащих преимущественно тоналит-гранодиоритовой формации. На севере Среднего Урала это Верхотурский, Новолялинский и др., прорывающие Салдинские метаморфиты [Язева, Бочкарев, 1993]. На юге эта полоса, возможно, заканчивается массивами Ахуновской группы, которые несколько моложе других [Богатов, Костицын, 1999]. Наиболее крупным и представительным в этой цепочке является Верхисетский массив [Шардакова, 1997; Зинькова, 1997].

Возрастная характеристика дана для наиболее крупного и хорошо изученного Верхисетского массива, причем доказана его полихронность, что впрочем и раньше устанавливалось по геологическим данным. По Е. А. Зиньковой, гранитоиды делятся на таватуйскую тоналит-гранодиоритовую, северскую, исетскую тоналит-гранодиоритовые и аятскую адамеллит-гранитную серии (перечислены в порядке убывания возраста по геологическим данным). Rb–Sr изохроны дают следующие возраста: таватуйская 316 ± 6 млн лет, северская 284 ± 18 млн лет, исетская 320 ± 12 млн лет, аятская 276 ± 5 млн лет [Bea et al., 1997]. Предполагается, что возрастная датировка северской серии омоложена в результате контактового воздействия со стороны самой молодой, аятской. Тем самым, выявляются две главные стадии формирования массива: башкирская и раннепермская. Геохимическое изучение гранитов указывает на их известково-щелочной характер и сходство с островодужными и окраинно-континентальными, то есть надсубдукционными. При этом предполагается, что первые 3 серии образовались как продукты дифференциации гранодиоритовой магмы, а аятская, наиболее поздняя, недеформированная, — как результат позднейшего плавления предшествовавших ей существенно гранодиоритовых серий. По времени и механизму образования аятская серия сопоставима с пермскими коллизионными внутрикоровыми гранитами (Джабыкским, Мурзинским массивами, см. ниже), хотя отличается от них геохимически — что, вероятно, связано с особенностями геохимии плавившегося субстрата [Зинькова, 1997].

Изучение геохимической зональности Верхисетского и ряда других массивов тоналит-гранодиоритовой формации [Зинькова, 1997; Шардакова, 1997] указывает на увеличение в восточном направлении содержания K_2O , P_2O_5 и изменение других параметров, что позволяет связать тоналит-гранодиоритовые серии Среднего Урала с башкирской палеосубдукционной зоной, падавшей на восток, от ГУР и Серовско-Маукского пояса. Определенные изменения устанавливаются даже в пределах одного Верхисетского массива. Предполагается, что его древние комплексы образовались в результате плавления субдуцировавшейся базальтовой плиты в термодинамических условиях, отвечающих $1000\text{--}1050^\circ\text{C}$ и 12–13 кбар в западной части массива, против $1050\text{--}1100^\circ\text{C}$ и 13–14 кбар в восточной [Bea et al., 1997]. Простые оценки и интерполяции показывают, что зона субдукции была довольно пологой, и расстояние между местом генерации гранитов и выходом зоны субдукции к поверхности могло значительно превышать современное расстояние между Верхисетским массивом и зоной ГУР, что указывает на заметное сокращение ширины соответствующих структурных зон в башкирское и более позднее время.

—"

Итак, геологические особенности развития Южного и Среднего Урала в турнейско-раннебашкирское время ставят определенные ограничения на гипотезы о местоположении и наклоне зон субдукции на этом этапе.

В обнаженной части рассмотренных районов Урала пока не найдено сутурной зоны с каменноугольными офиолитами или глубоководными осадками. Главный Уральский разлом на Южном Урале в конце карбона был запечатан интрузиями Сыростанской группы, и движения по нему прекратились. Глубоководный прогиб, унаследованный от фаменского флишевого прогиба, в позднетурнейско-серпуховское время находился на «голодной диете» (в нем практически не накапливались песчаники). В юго-западной части Магнитогорской зоны и ее аналогов на Среднем Урале осадки сменялись вверх по разрезу от терригенных паралических угленосных турнейско-ранневизейского возраста до шельфовых карбонатных — ранневизейско-башкирского; в ее центральной части образуются вулканические и магматические формации, связанные с рифтогенезом на субконтинентальной коре (связь с субдукцией может быть лишь опосредованной). Таким образом, о продолжении коллизии здесь в это время говорить невозможно. В восточных же зонах Южного Урала в это время формируются вулканические и интрузивные известково-щелочные комплексы вулкано-плутонического пояса. Базальты в пределах этого пояса характеризуются увеличением содержания K_2O в западном направлении. Все эти факты, взятые вместе, приводят к предположению о западном падении зоны субдукции на Южном Урале. В этом случае офиолитовая сутура, наследовавшая зону субдукции, и аналогичная Главному Уральскому разлому, но более молодая, должна выходить на поверхность палеозойского фундамента в Тургайском прогибе, к востоку от Валерьяновской и Боровской зон, где намечаются приразломные цепочки серпентинитовых массивов [Геология..., 1984; Формирование..., 1986]. Такое изменение полярности субдукции может объяснить важную особенность сейсмопрофиля УРСЕЙС–95: под восточными зонами Урала наблюдается наложение молодых зон скальвания западного падения на более древние — восточного (рис. 8 В).

Иначе дело обстоит на Среднем Урале. Как уже отмечалось, в отличие от Южного, коллизия девонской островной дуги и пассивной окраины континента к северу от Уфалейского выступа не документируется (дуга отклоняется к востоку), и мы можем предполагать, что здесь осталось океаническое «зияние», расширявшееся в северном направлении. В башкирское время или несколько раньше это «зияние» было ликвидировано благодаря возникновению сравнительно короткоживущей зоны субдукции, что привело к образованию магматических пород известково-щелочной формации Верхисетской группы массивов и столкновению континентальных масс в зоне ГУР. В южном направлении, в сторону Уфимского выступа, субдукция переходила в коллизию, сопровождаемая метаморфизмом высоких давлений — низких температур, проявленных в Восточно-Уфалейском (куртинском) комплексе ($580\text{--}630^\circ\text{C}$, 10–11 кбар в северной, и до $650\text{--}750^\circ\text{C}$, ~10–12 кбар в южной части комплекса [Echtler et al., 1997b]). О времени завершения

этого процесса и последующей эксгумации свидетельствуют московско-позднекаменноугольные $Ar-Ar$ датировки метаморфитов кургинского комплекса: 308 ± 3 , 305 ± 6 , 296 ± 6 и 293 ± 2 млн лет [Glasmacher et al., 1999b; Eide et al., 1997].

$Ar-Ar$ возраст амфиболов Сысертского комплекса составляет 291 ± 6 млн лет [Eide et al., 1997], и возможно говорит о завершении истории прогрессивного метаморфизма северной части Сысертско-Ильменогорского комплекса к концу карбона, в отличие от его южной, ильменогорской части, где палингенез проявляется и в перми (см. ниже).

Ресурсы субдукционного процесса были исчерпаны в московском веке — по-видимому, в связи с полным поглощением океанической коры. В московское время произошел переход к жесткой коллизии непосредственно между Восточно-Европейским и Казахстанским континентами.

— " —

Из полезных ископаемых, связываемых с рассматриваемым этапом, следует, помимо уже упоминавшихся проявлений меднопорфирового оруденения и крупных железорудных месторождений Магнитогорской и Соколово-Сарбайской групп, отметить визейские угли, образующие промышленные месторождения в ряде зон как на западном, так и на восточном склонах Урала. Кроме того, как показано группой исследователей при участии автора [Голдин и др., 1987], трахилипариты повышенной щелочности, связанные с рифтовой формацией, представляют интерес как сырье для фарфоровой промышленности.

МОСКОВСКО-ПОЗДНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЙ ЭТАП

Южный и Средний Урал на начальных стадиях рассматриваемого этапа характеризуются сочетанием областей осадконакопления и размыва, границы которых были субпараллельны и расположены отчасти косо, под острым углом к простирающему наложенным на них современным структурным зонам. В дальнейшем, по мере разрастания поднятий на восточном склоне Урала, они сливаются в единое воздымающееся горное сооружение, окаймленное с запада предгорным (краевым) прогибом, а на востоке осложненное менее четко структурно выраженными межгорными впадинами. В связи с этим, схемы структурно-фациальной зональности даются для двух подэтапов: для московского века и позднекаменноугольного периода (рис. 20, 21).

Бельская зона

Рассматриваемая зона сохранила характер шельфовой области континента. Более того, на рассматриваемом этапе она обнаруживает структурную нивелированность и довольно слабую фациальную дифференциацию. Изменения в характере разрезов по вертикали связаны с развитием трансгрессии [Смирнов, 1953]. Повсеместно

отложения рассматриваемого интервала представлены известняками, доломитизированными известняками, доломитами. Прослои мергелей и аргиллитов развиты преимущественно в низах московского яруса, причем их роль увеличивается в западном направлении — в сторону размывавшихся низких поднятий суши [Сюндюков, 1975]. Для уральских разрезов московского яруса характерно присутствие кремнистых конкреций, форма и размеры которых указывают до некоторой степени на их стратиграфический уровень. Наиболее важной группой фауны, присутствующей во всех стратиграфических подразделениях, являются фораминиферы. В стратиграфии московского яруса важную роль играют также брахиоподы. Для верхов верхнего карбона брахиоподы нехарактерны, но появляются остракоды (нарастает пелагичность, увеличивается глубина бассейна). Мощности отложений в ближнем Приуралье довольно стабильны и колеблются в пределах 300–550 м.

Вдоль восточного края Бельской зоны, на ее границе с Предуральской, развиты биогермные отложения, которые в позднем карбоне оформляются в виде рифов. Такой риф можно наблюдать в районе пос. Табынск (гора Воскресенка) на западном склоне Южного Урала [Южный..., 1984]. В этом карбонатном массиве, выступающем над окружающей местностью, была собрана и описана богатая фауна мшанок, брахиопод, кораллов, пелеципод, криноидей, конодонтов, трилобитов, аммоидей, водорослей. В обнажениях и частично в керне скважин здесь выделены почти все (кроме самой верхней) зоны фузулинидовой схемы верхнего карбона. Широкое развитие верхнекаменноугольных карбонатных барьерных рифов предполагается (по данным ГИС и результатам анализа керна) вдоль восточного края Бельской зоны в южной части Юрюзано-Сылвенской депрессии, где они рассматриваются как потенциальные ловушки углеводородов [Солоницын, 1998]. Рифы и скопления биогермов установлены и в более северных районах западного склона Среднего Урала [Чувашов, Дюпина, 1973; Стратиграфические..., 1993]. Карбонатные рифы имеют важное геодинамическое значение как индикаторы временной стабилизации: замедления или приостановки смещения оси (точнее, западного края — *В. П.*) прогиба к западу [Чувашов, 1998].

Предуральская зона

С востока полоса барьерных рифов, окаймлявшая карбонатную рампу, граничит с глубоководным бассейном краевого прогиба, унаследованным от Зилаирского флишевого прогиба. Однако по сравнению с предыдущей эпохой, наблюдаются некоторые изменения. Во-первых, после длительного периода «голодания» уже во второй половине башкирского века возобновляется поступление в прогиб песчаного терригенного материала, и эта тенденция сохраняется затем в течение всего рассматриваемого этапа и после него. Во-вторых, западная граница глубоко-

водного прогиба продолжает, хотя и с переменной скоростью, смещаться к западу, вследствие чего наблюдаются разрезы, где на мелководных известняках башкирской рампы согласно залегают маломощные глубоководные глинисто-кремнисто-карбонатные и кремнистые отложения московского яруса, (например, разрезы «Сим», «Юрюзань») [Чувашов и др., 1990], а на мелководных известняках московского яруса — такие же глубоководные отложения верхнего карбона (например, красноусольский разрез) [Permian..., 1993]. В свою очередь, глубоководные отложения сменяются вверх по разрезу флишем, возраст подошвы которого также скользит, от башкирского до артинского, омолаживаясь в западном направлении [Чувашов, 1998, рис. 10; Proust et al., 1998].

В моментальном срезе прогиба намечаются две подзоны — внешняя и внутренняя. Глубоководные отложения вышеуказанного типа, выделяемые в предфлишевую формацию, образуются на внешнем, приплатформенном зарифовом склоне краевого прогиба, в то время как на внутреннем образуется флиш. Миграция прогиба, приводя к залеганию предфлишевой формации на шельфовой, а флишевой — на предфлишевой, делает до некоторой степени размытыми суммарные границы рассматриваемых подзон. Как и на предыдущем этапе, характер разрезов и особенности развития глубоководного прогиба различались в разных его сегментах, вследствие чего мы делим прогиб вкострости на несколько районов.

Среднеуральский район. На севере рассматриваемой территории, в пределах краевого прогиба, в окрестностях г. Сим разрезы западной подзоны представлены конденсированной пачкой аргил-

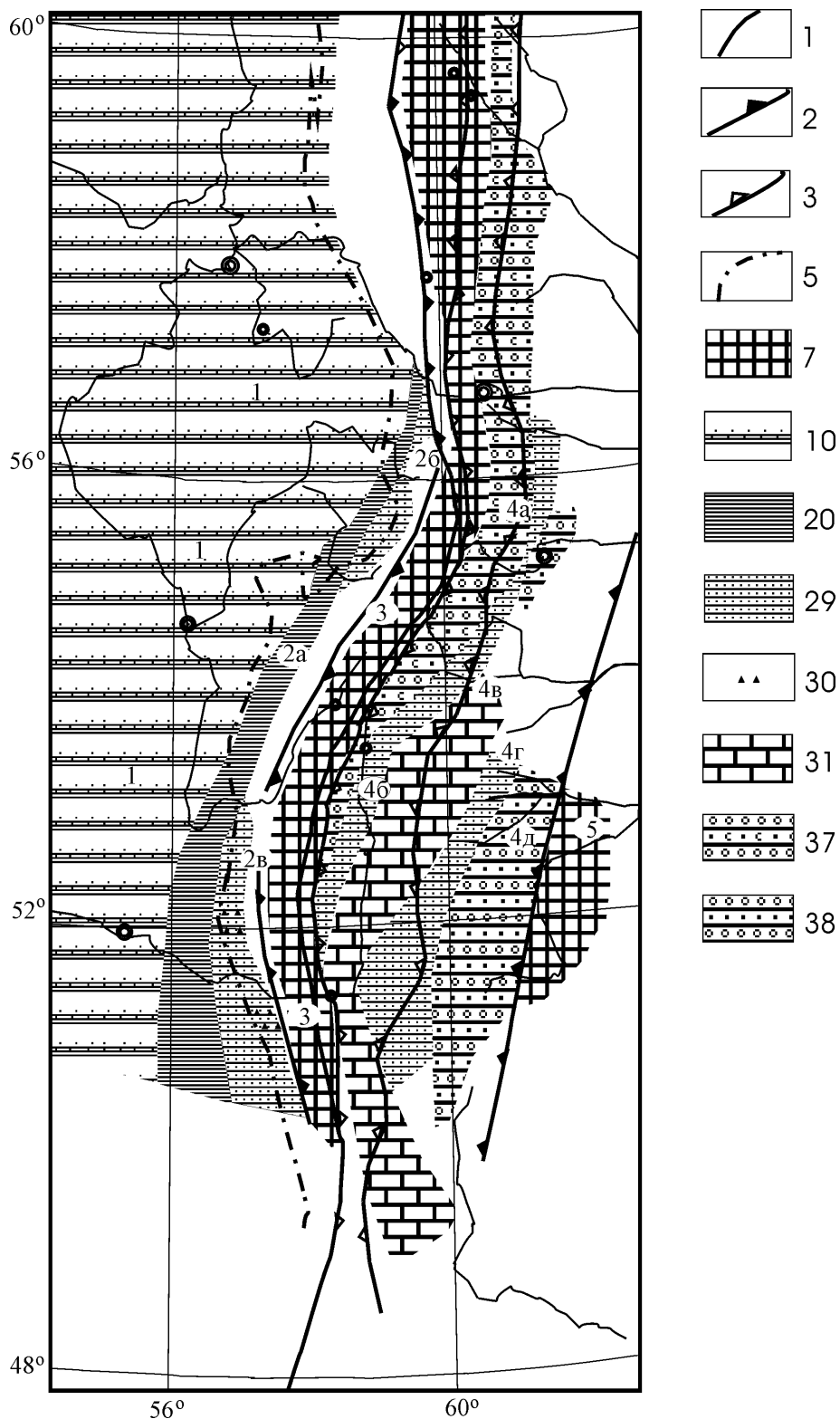


Рис. 20. Схема структурно-фациальной зональности юга Урала для московского подэтапа

1 — Бельская зона; 2 — Предуральская зона (2а — внешняя подзона, 2б и 2в — внутренняя подзона 2б — Среднеуральский район, 2в — Призилаирский район); 3 — Приуралтауское поднятие; 4 — Восточно-Уральская зона (подзоны: 4а — Янгельская, 4б — Кизильская, 4в — Уйская, 4г — Брединская, 4д — Аятская); 5 — Зауральское поднятие. См. также рис. 12.

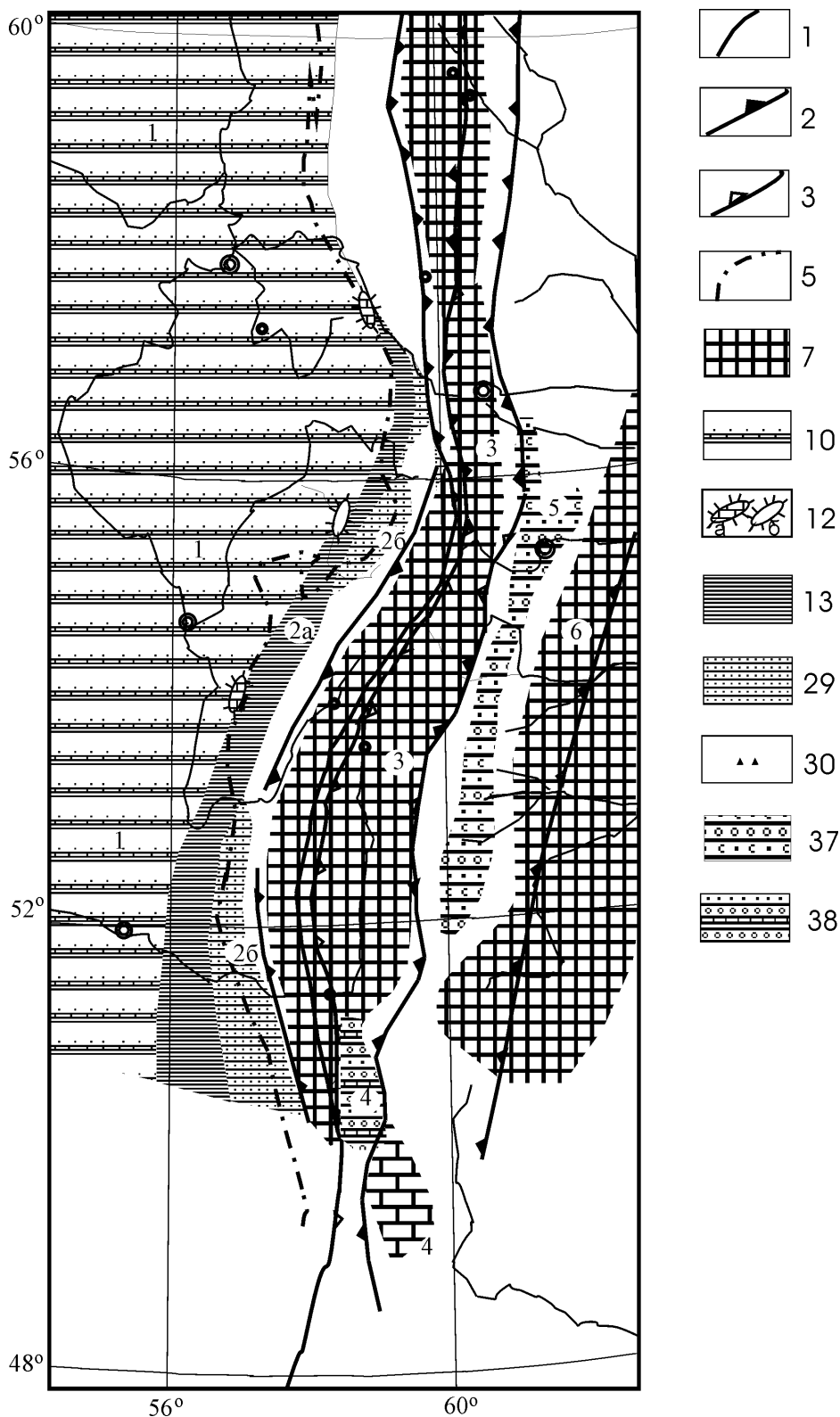


Рис. 21. Схема структурно-фациальной зональности юга Урала для позднекаменноугольного подэтапа

1 – Бельская зона; 2 – Предуральская (подзоны: 2а – внешняя, 2б – внутренняя); 3 – Западное поднятие; 4 – Анастасьевско-Балкымбайская зона; 5 – Копейско-Карабольская зона; 6 – Восточное поднятие. См. также рис. 12.

литов, кремнистых аргиллитов, кремней, мергелей, известняков с немногочисленными фузулинидами и конодонтами, мощностью 50 м (колослейкинская свита), отвечающей по возрасту самому концу башкирского, московскому веку и позднему карбону [Чувашов и др., 1990; Стратиграфические..., 1993]. Аналогичный характер сохраняется восточнее, в разрезе «Юрюзань», где московский ярус представлен аргиллитами и афанитовыми известняками, мощностью 38 м, датированными фузулинидами. В строении плохо обнаженного разреза верхнего карбона принимают участие аргиллиты, алевролиты, мергели, карбонатные брекчи, афанитовые и детритовые известняки, с фузулинидами и аммоноидеями. Видимая мощность — 15 м. Еще восточнее, в скважинах, пробуренных в районе пос. Новобелокатай, московские, верхнекаменноугольные отложения и ниже лежащие породы башкирского яруса представлены флишем с прослоями известняков и мергелей, мощностью несколько сот метров [Чувашов и др., 1990]. Наконец, в крайне восточных разрезах Уфимского амфитеатра (абдрезяковская свита) прослой карбонатов во флише исчезают, но в нижней части разреза присутствуют конгломераты с галькой известняков визейского и башкирского ярусов. Мощность достигает 500 м [Стратиграфические..., 1993].

Зилимо-Зиганский район (западное крыло Башкирского антиклинория). Московский ярус во всех разрезах представлен слоистыми известняками, реже доломитами, с линзами и конкрециями кремней, мощностью порядка 250 м. Верхний карбон в крайних восточных разрезах, от р. Инзер на севере, до широтного течения р. Белой на

юге, представлен маломощной (25–80 м) пачкой кремнисто-глинистых сланцев, мергелей, с прослоями алевролитов, доломитов и известняков. Известняки кремнистые, афанитовые, реже органогенно-обломочные, содержат фузулиниды, характерные для верхней части касимовского и для гжельского горизонтов [Южный..., 1984]. Наилучшим образом изучен такой разрез на р. Усолка [Permian..., 1993], где помимо фузулинид послойно отобраны конодонты, мелкие фораминиферы, одиночные кораллы, криноидеи, радиолярии, акритархи, миоспоры и другие органические остатки. Этот тип разреза в позднем карбоне характеризует внешнюю зону краевого прогиба (там, где формировался глубоководный «предфлиш»). Флиш располагался восточнее и не сохранился от эрозии.

Призлаирский район. К югу от Башкирского антиклинория, где каменноугольные толщи размыты [Чувазов, 1985], разрезы собственно флиша развиты исключительно полно, будучи прослежены от р. М. Ик на севере вплоть до р. Айдаралаша, в 50 км к востоку от г. Актюбинск, а в неполном виде — и в Бакайской мульде Сакмарской зоны [Хворова, 1961; Стратиграфические..., 1993; Permian..., 1993]. Наоборот — предфлишевые фации практически не обнажаются, будучи погружены под более молодые отложения восточного крыла Предуральского краевого прогиба. Разрезы представлены преимущественно ритмичным чередованием полимиктовых песчаников, алевролитов, аргиллитов, с прослоями известняков, охарактеризованных фузулинидами, радиоляриями, цефалоподами и другой фауной. Мощность толщи — порядка 1500 и более метров. По сравнению с более ранними представлениями [Хворова, 1961], стратиграфическая схема претерпела определенные изменения [Стратиграфические..., 1993]. В частности, в современных схемах нижняя часть кугарчинской свиты отошла к башкирскому ярусу, нижняя и верхняя границы верхнего карбона остались почти на прежнем уровне, а вместо жигулевского и оренбургского ярусов стали выделять касимовский и гжельский, с некоторым смещением границы между ярусами вверх по разрезу [Permian..., 1993]. Важной особенностью описываемых разрезов является присутствие олистостромов, с глыбами известняков, содержащих в олистолитах мелководную фауну толсто-стенных брахиопод и кораллов большого возрастного диапазона. В частности, в олистостроме верхнего карбона описаны олистолиты визейского, средне- и поздне-каменноугольного возраста [Хворова, 1961].

Восточно-Уральская зона

Под таким названием мы выделяем на этом этапе всю область Южного и Среднего Урала, расположенную к востоку от Главного Уральского разлома. Характеристика разрезов дается раздельно для *московского яруса*, отложения которого образуют широкий симметричный прогиб, отвечающий морскому проливу, и для *верхнего*

карбона, отложения которого формируют значительно более узкий молассовый прогиб межгорной впадины (рис. 20, 21).

Если, пользуясь данными Б. И. Чувазова и др. [1984, рис. 26], соотнести границы распространения фациальных типов *московского яруса* с границами современных структур (рис. 20), то окажется, что первые занимают секущее положение по отношению ко вторым (в частности, и к ГУР, и к Восточно-Магнитогорской покровно-меланжевой зоне надвигов). При этом, вследствие С–С–В ориентировки подзон, на Среднем Урале выделяются лишь первые две.

Янгельская подзона. Разрезы этого типа наблюдаются, в частности, в районе г. Магнитогорска и к востоку от него — до оз. Мулдак-куль на западе, включая разрезы по р. Янгелька [Чувазов и др., 1984]. Общей особенностью разрезов является присутствие мощных слоев валунно-галечных конгломератов с преобладающими обломками известняков, преимущественно в нижней части разреза; широкое развитие песчаников, аргиллитов, алевролитов — как сероцветных, так и красноцветных; наличие прослоев гипсов, ангидритов, мергелей. В отдельных прослоях известняков изредка встречается морская фауна фораминифер, пелелипод. Разрезы Магнитогорского района хорошо датированы спорово-пыльцевыми комплексами и акритархами. Мощности — до 350–500 м. Севернее, в пределах Среднего Урала разрезы этого типа обнажаются на рр. Реж, Нейва, Мугай и др. Детальное описание дано для разреза мелководных прибрежно-морских отложений этого типа по рр. Синара и Багаряк [Путеводитель..., 1991]. Согласно Стратиграфическим схемам [1993], в Свердловско-Медведевском и Першинско-Мироновском районах рассматриваемому уровню возможно частично отвечают грубообломочные терригенные толщи, отчасти красноцветные, и вулканиты: туфы и игнимбриты трахитов, трахидацитов, риодацитов, риолитов (они показаны для всего среднего – верхнего карбона, и их принадлежность башкирскому ярусу нельзя исключить). Б. И. Чувазов и др. [1984], руководствуясь чисто литологическими признаками, предполагают также, что к этому типу разрезов относятся красноцветные полимиктовые конгломераты, песчаники и сланцы, обнажающиеся у устья р. Караси и пос. Архангельского, прежде описанные Г. А. Смирновым [1957], который считал их нижневизейскими. Осадконакопление в целом характеризуется континентальными, лагунными и отчасти прибрежно-морскими условиями, примерно намечая положение западного побережья московского моря. Общая палеогеографическая ситуация позволяет предполагать наличие линейного поднятия, расположенного к западу от полосы развития Янгельского типа разреза и служившего источником сноса терригенного материала как в эту полосу, так и в Предуральский краевой прогиб. На Южном Урале ось поднятия проходит в районе хр. Урал-Тау, а на Среднем — расширяется и смещается к востоку, как и на предыдущем ранне-каменноугольно-башкирском этапе, захватывая Тагиль-

скую синформу, Серовско-Маукскую сутуру и расположенную непосредственно восточнее область, занимаемую цепочкой гранитных массивов тоналит-гранодиоритовой формации (на уровне нижнего – среднего девона эта область была выделена нами как Петрокаменско-Салдинская подзона Восточно-Уральской зоны).

Кизильская подзона охарактеризована разрезами в долине р. Урал, в частности в районе пос. Кизильское. Здесь развиты толщи, описанные М. М. Бежаевым [1978] как флишевые. Представлены переслаиванием морских терригенных пород, с прослоями известняков, содержащих фораминиферы; мощность их достигает 1000 м (разрез на р. Худолаз). На Среднем Урале разрезы этого типа описаны по рр. Кунара и Исеть [Путеводитель..., 1991]. Б. И. Чувашов и др. [1984] относят к этому же типу разрез у пос. Б. Баландино на р. Миасс, где московские отложения представлены преимущественно осадочными брекчиями, чередующимися с небольшими по мощности пачками песчано-алевролитового или известняково-сланцевого состава. Такое сопоставление вызывает некоторое удивление, тем более что восточнее, в скважинах у оз. Сугояк, разрез московского яруса представлен известняками, содержащими фораминиферы и пеллециподы, конгломератами, сланцами с прослоями алевролита и линзами гипса, песчаниками. Последние разрезы не имеют ничего общего с флишем, и ближе, пожалуй, к янгельскому типу (см. выше).

Уйская подзона. На рр. Уй и Увелька верхняя часть разреза московского яруса (верхи каширского, подольский и мячковский горизонты) представлены преимущественно известняками, охарактеризованными фораминиферами. Нижняя часть яруса (верейский и низы каширского горизонтов) представлена здесь флишем. Южнее, после большого перерыва, карбонатный тип разреза появляется в Балкымбайском грабене Восточных Мугуджар (р. Ольталдык), где весь московский ярус и низы верхнего карбона представлены известняками и доломитами, мощностью до 700 м, охарактеризованными фораминиферами, кораллами, брахиоподами, водорослями.

Брединская подзона. Отложения этого типа описаны на р. Синташты у пос. Бреды, у пос. Синий Шихан (в 30 км к югу от пос. Бреды) и на левобережье р. Урал (в обнажениях на р. Джананка). Московский ярус в низах представлен карбонатными, карбонатно-терригенными породами, с пачкой спиккуловых и радиоляриевых мергелей в качестве пограничных слоев с башкирским ярусом. Вверх по разрезу наблюдаются карбонатно-терригенные отложения, которые переходят в толщу флишеидного переслаивания песчаников, алевролитов и сланцев, с подчиненными прослоями и пачками валунно-галечных конгломератов (олиострома?), содержащих преимущественно обломки известняков. Органические остатки представлены фузулинидами, спорами и пылью [Чувашов и др., 1984].

Аятская подзона. Характерный для этой подзоны тип разреза, маркирующий восточную прибрежную

зону московского моря, развит в притургайских отрезках долин рр. Тогузак [Мамаев, 1965], Аят, Тобол. Средне-верхнекаменноугольные отложения представлены, если ориентироваться на стратиграфическую схему А. И. Степаненко [1972], маслоковецкой свитой среднего – верхнего карбона, сложенной красноцветными полимиктовыми песчаниками, конгломератами и гравелитами, с подчиненными алевролитами и аргиллитами, мощностью 1600 м. В гальках конгломератов отмечается раннекаменноугольная фауна фораминифер и брахиопод. Согласно уже неоднократно цитированной работе [Чувашов и др., 1984], на Среднем Урале этот тип разреза условно выделяется в скважинах на р. Исеть восточнее с. Волково и на Синаре в устье р. Черной. К югу верхнепалеозойские отложения этого типа отмечаются в Прииргизье на широте пос. Карабутак. Однако ни в этой работе, ни в Стратиграфических схемах [1993] конкретных материалов в подтверждение этого тезиса не приводится. Исключение составляет разрез среднего – верхнего (?) карбона в Копейском районе [Стратиграфические..., 1993], где московский ярус представлен в низах известняками с фораминиферами, выше 200-метровой пачкой конгломератов, алевролитов и аргиллитов с фораминиферами, перекрытой пестроцветными конгломератами, песчаниками, алевролитами, известняками и гипсами, причем в гальке конгломератов отмечаются фораминиферы московского возраста.

Говорить о фашиальной зональности *верхнего карбона* на восточном склоне Урала очень трудно из-за скудости и ненадежности стратиграфических данных. Согласно Стратиграфическим схемам [1993], морские терригенные отложения, мощностью до 500 м, относимые к верхнему карбону по находкам фораминифер, развиты по западной окраине воздымавшегося Урала: в районе дер. Анастасьевки к югу от г. Орска (карагашская толща). Известняки нижней части верхнего карбона, с фузулинидами, кораллами и члениками криноидей, описаны в разрезе Балкымбайского грабена (*Анастасьевско-Балкымбайская зона*). По-видимому, южная часть Урала в это время еще не была вовлечена в воздымания орогена и была далеко от источников сноса. Наоборот, в восточных районах Южного Урала (Копейский, Увельский, Полтаво-Брединский, Троицко-Аятский районы, Кустанайское Зауралье) к верхнему карбону по спорово-пыльцевым комплексам, флоре и фауне в гальках конгломератов отнесены песчано-конгломератовые толщи, местами загипсованные, отчасти пестроцветные, с прослоями известняков и мергелей, мощностью в сотни метров. На Среднем Урале, на рр. Синара, Багаряк, Исток, Караболка — также по флористическим остаткам — к верхнему карбону отнесена карабольская свита: толща аргиллитов, алевролитов, песчаников с прослоями гипсов, гипсовых мергелей, редко известняков и доломитов, мощностью 240–300 м [Стратиграфические..., 1993 (в нумерации разрезов вкрались опечатки)]. Большинство

из упомянутых районов (кроме Кустанайского Зауралья) расположено в одной субмеридиональной полосе (*Копейско-Карабольшая* зона, рис. 21); создается впечатление, что на месте осевой части широкого и местами глубоководного прогиба московского времени в позднем карбоне сохранилась более узкая межгорная молассовая впадина с континентальным и отчасти лагунным осадконакоплением.

—”—

Итак, в московско-позднекаменноугольное время на Южном Урале полностью закончилась субдукция и Восточно-Европейский и Казахстанский континенты пришли в непосредственное соприкосновение, что ознаменовало начало «жесткой» коллизии типа континент – континент. В условиях сжатия здесь завершился мантийный базальтоидный и известково-щелочной вулканизм, а внутрикоровой палингенный в основном еще не был подготовлен начавшимся скупиванием земной коры по поверхностям надвигов. Особое место, однако, занимают гранитоиды, расположенные тесной группой на севере Магнитогорского прогиба, вблизи Уфимского выступа и уже существовавшего поднятия Урал-Тау (Ахуновский и другие массивы), представленные двумя группами пород: гранодиоритами и адамеллитами с невысоким содержанием K_2O и P_2O_5 , в спектре распределения которых отсутствует Eu аномалия, а также биотитовыми гранитами и гранодиоритами с повышенным содержанием K_2O и P_2O_5 , с отрицательной Eu аномалией [Богатов, Костицын, 1999]. По данным этих авторов, рассматриваемые гранитоиды образовались в течение краткого промежутка времени из геохимически однородного магматического источника с низким стронциевым соотношением. Абсолютный возраст (общее значение по результатам $Rb-Sr$ изохронного датирования Ахуновского и Карагайского массивов) составляет $306,4 \pm 1,4$ млн лет, что по современным данным [Gradstein, Ogg, 1996] отвечает московскому времени. Авторы отмечают, что по составу гранитоиды этой группы близки породам Верхисетского, Каменского, Пластовского массивов. По возрасту они оказываются несколько моложе главных фаз Верхисетского массива, но древнее его палингенной части (см. выше). Если указанные датировки справедливы, время образования гранитоидов Ахуновской группы (по крайней мере, ее низкокалиевой части, явно исключая Петропавловский плутон, фаменский возраст которого, как уже отмечалось, доказан по цирконам) попадает на переломный момент смены субдукции жесткой коллизией. Океанической коры на поверхности уже нет, но океаническая плита, субдуцированная в мантию, еще могла продолжать плавиться.

Характер распределения разрезов различного типа, несмотря на относительную фрагментарность информации, позволяет построить для московского времени схему чередования линейных мелководных и глубоководных зон седиментации с поднятиями, поставившими в них терригенный материал. Выделяются: Бельский шельф, край которого образовывал карбонатную рампу, обращенную к востоку, глубоководный Предуральский флишевый прогиб, поднятие в области хр. Урал-Тау и смежных территорий, расширявшееся к северу за счет Тагильской и западной части Восточно-Уральской зон, Янгельская область накопления континентальных и мелководных отложений, Кизильский флишевый прогиб, Уйская полоса мелководного карбонатного шельфа, Брединский флишевый прогиб, Аятская область накопления континентальных грубо-терригенных толщ и поднятия в Зауралье, служившие источником сноса терригенного материала для последних двух областей осадконакопления.

Палеогеография Южного Урала в московское время указывает на симметричный характер расположения размывавшихся поднятий и прогибов в районах, расположенных к востоку от ГУР, что может быть связано с наметившимся симметричным выжиманием гигантского центрального «клина» земной коры Урала одновременно к западу и к востоку по внутрикоровым и, возможно, отчасти подкоровым зонам срыва (детачмента). Этот процесс получил дальнейшее развитие в позднем карбоне, судя по усилившемуся сносу терригенного материала в Предуральский краевой прогиб, его продвижению в западном направлении, а также молассовому облику и более ограниченному развитию верхнекаменноугольных отложений в восточных районах Урала. Имея в виду, что верхнекаменноугольные отложения должны были в большей степени подвергнуться размыву по сравнению с московскими, и принимая во внимание вышеизложенное предположение о наличии в позднем карбоне межгорной впадины, можно сделать вывод, что процесс слияния поднятий в единый горный хребет или систему хребтов не произошел резко на границе московского и касимовского веков, а был сравнительно постепенным, и в наименьшей степени затронул южную окраину современной территории Урала. Наличие чисто карбонатного разреза нижней части верхнекаменноугольных отложений в Восточных Мугоджарах служит этому одним из дополнительных подтверждений. Вместе с тем, к концу карбона восточный Урал представлял собой интенсивно поднимающуюся горную область, и возможно уже в конце карбона началось формирование $K-Na$ гранитов в пределах Гранитной оси Урала (см. ниже).

Пермский период

РАННЕПЕРМСКИЙ ЭТАП

На раннепермском этапе происходило нарастание процессов, наметившихся в карбоне. Лишь три структурно-фациальные зоны можно выделить на этот период: Бельскую зону, Предуральский краевой прогиб и Уральское орогеническое поднятие (рис. 22).

Бельская зона

В пределах Бельской зоны в течение большей части раннепермского времени продолжалось накопление слоистых мелководных известняков, залегающих согласно на таких же известняках верхнего карбона и продолжавших трансгрессивную серию осадков. Регрессия шельфового моря получила заметное развитие в конце ранней перми, в кунгурское время, когда произошло обмеление бассейна, проявился снос терригенного материала с западных поднятий платформы, и в прибрежных озерах и лагунах в условиях аридного климата началось накопление ангидритов, солей и гипсов. Общая мощность нижнепермских осадков на востоке Бельской зоны увеличивается к Уралу и в южном направлении, в сторону Прикаспийской впадины, местами превышая 1000 м; на севере уменьшается до 400–500 м, причем на широте поднятия Каратау и севернее на значительном протяжении в приуральской части Бельской зоны кунгурские отложения отсутствуют вследствие размыва, появляясь вновь на севере Среднего Урала, с его известными Соликамскими месторождениями солей, расположенными уже в пределах Предуральского прогиба.

Восточная граница зоны после позднекаменноугольного времени заметно сместилась к западу и маркируется новой полосой барьерных рифов. Смещение было неравномерным: от 25 км на севере Южного Урала (таково примерно расстояние между пермскими рифами и верхнекаменноугольным Вознесенским), до 75 км на юге, в Оренбуржье. На Среднем Урале смещение было еще более значительным, но сам нижнепермский барьерный риф «расщепляется» в северном направлении вследствие более отчетливо выраженной здесь миграции западного края прогиба в течение ассельско-артинского времени.

Раннепермский барьерный риф, самый крупный и протяженный во всей истории Урала, вполне сравним по параметрам (но не по тектоническому положению) с Великим Барьерным рифом Австралии. Наилучшим образом строение пермских рифов изучено в Стерлитамакских Шиханах, где четыре массива были подняты в виде холмов над окружающей территорией в третичное время [Пермская..., 1991; Permian..., 1993].

Один из них — шихан Шах-Тау — глубоко срезан карьером, что позволяет видеть многие детали его внутреннего строения. Возраст рифового массива — позднеассельско-раннеартинский; тело рифа подстилается вскрытыми в скважинах нижнеассельскими слоистыми известняками, мощностью 250 м — такими же, как в Бельской зоне; перекрывается маломощными верхнеартинскими мергелями. Длительность стояния и формирования рифа на одном месте свидетельствует о том, что миграция прогиба здесь в это время уже прекратилась. Тело рифа сложено водорослевыми, мшанковыми, коралловыми, палеоаплизиновыми биогермами, разрушение которых давало обильный детритовый материал, перемешанный с фораминиферами и члениками криноидей. Местами отмечаются обильные скопления брахиопод (описано более 150 видов). Изучены также остракоды, пеллециподы, гастроподы, наутилоидеи и др. Мощность рифа достигала, до закладки карьера, 350 м: цифра весьма скромная по сравнению с мощностями многих других. Например, в шихане Тратау, по [Permian..., 1993] мощность только ассельских биогермных известняков, образующих большую часть рифа, составляет 500 м (ассельские депрессионные фации в тылу рифа на небольшом удалении от него, имеют мощность всего 30 м, что дает представление о порядке глубин зарифового бассейна).

Рифы, окаймляющие Бельскую впадину прогиба, к северу и югу от Стерлитамакских шиханов перекрыты кунгурскими эвапоритами, что создало условия для накопления и сохранения нефтяных залежей (на юге, в Оренбургской области, где рифы погружены на большую глубину, они сменяются газовыми месторождениями). Можно предполагать, что южноуральская цепочка рифов соединяется на большой глубине по окраине Соль-Илецкого выступа с такой же цепочкой рифов, обрамляющих с севера Прикаспийскую впадину. На краю Юрюзанской впадины, к северу от поднятия Кара-Тау, массивы барьерного рифа, наоборот, вновь выходят на поверхность (так называемые дуванские рифы). Насчитывается восемь крупных обнаженных массивов. Мощность одного из них — Тастубского — превышает 820 м [Лозин, 1994]. Само поднятие Кара-Тау обнаруживает по отношению к барьерному рифу и к более внутренним частям прогиба четко наложенный характер, что говорит о более позднем образовании этой структуры.

К северу от дуванских рифов на Среднем Урале рифовый барьер постепенно смещается на восток и прослеживается под более молодыми отложениями краевого прогиба, выныривая затем в складчатой зоне Урала и распадаясь на ряд биогермов разного возраста. Это связано с большей подвижностью западного края раннепермского краевого прогиба в этих районах и запаздыванием однотипных процессов на севере Урала вследствие косоугольного характера коллизии [Пучков, 1975, 1996].

Предуральская зона

Как и на предыдущем этапе, на мгновенных срезах Предуральского прогиба в ассельское, сакмарское, раннеуртинское время можно четко различить две фациальные зоны — внешнюю предфлишевую и внутреннюю флишевую. Однако граница между этими зонами постоянно смещалась к западу по мере заполнения глубоководной впадины флишевыми осадками. Поэтому и возраст подошвы флиша скользит, омолаживаясь в западном направлении [Чувашов, 1998]. В наиболее восточных разрезах развит только флиш и нередко — олистостромы; предфлишевая формация здесь в перми отсутствует, поскольку имеет более древний возраст. Таковы разрезы восточной части Уфимского амфитеатра (район пос. Новобелокатай, по Чувашову и др. [1990], пос. Малояз, по Стратиграфическим схемам [1993] и южной половины Бельской впадины, (разрезы в полосе Макарово — Исянгулово — Троицкое — Ильинское — Актюбинск [Стратиграфические..., 1993]). Груботерригенные ассельские отложения восточного края прогиба, с прослоями кремнистых сланцев и мергелей в основании, фрагментарно развиты в эрозионном останце Бакайской синклинали, на юге Сакмарского аллохтона. На западном же крыле Башкирского антиклинория в его средней части разрезы этого типа уничтожены эрозией, так что наиболее восточное положение здесь занимают разрезы с пермской предфлишевой формацией большого возрастного диапазона. Типичным примером является хорошо изученный разрез Красноусольский [Permian..., 1993], где верхнекаменноугольная конденсиро-

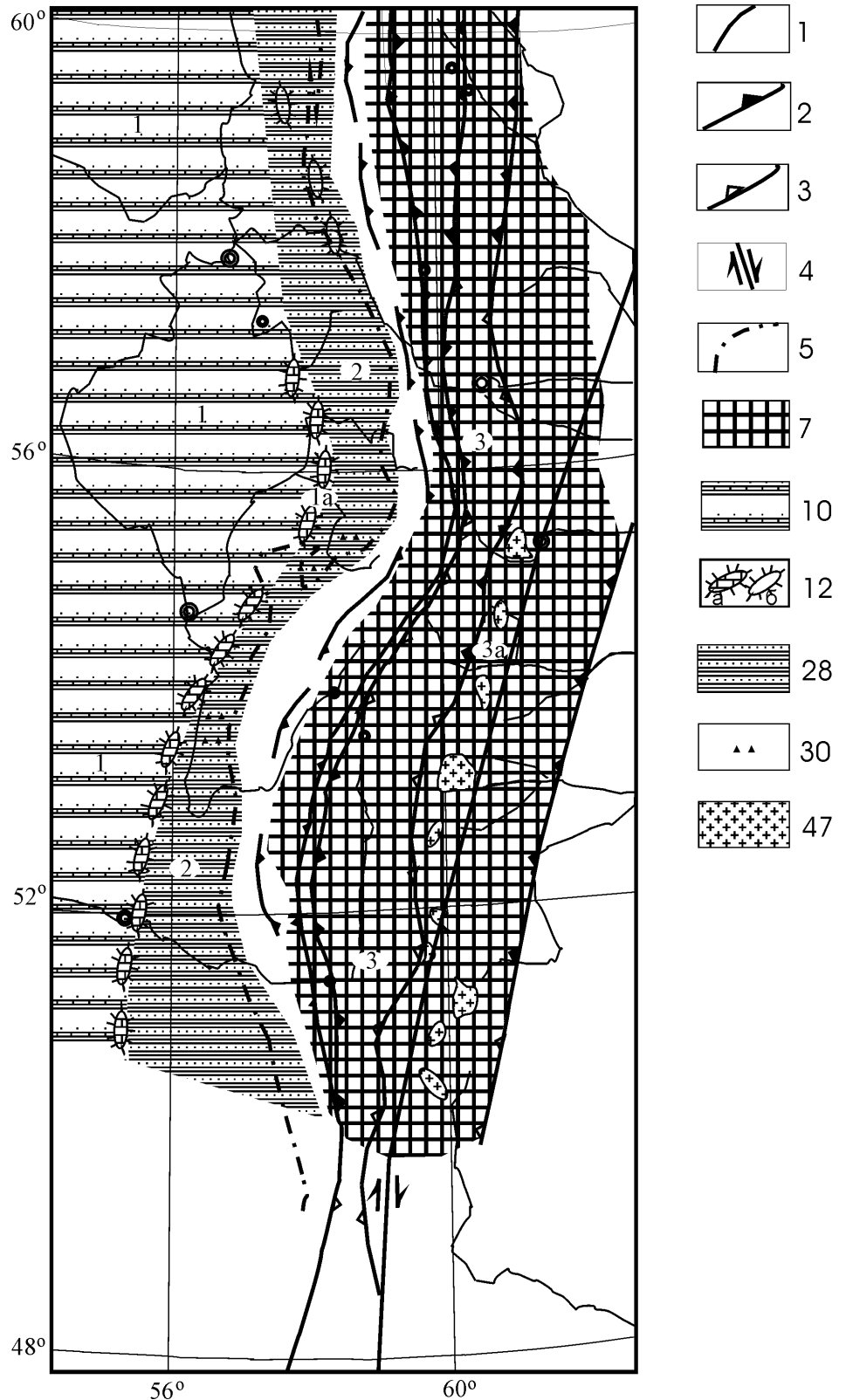


Рис. 22. Схема структурно-фациальной зональности юга Урала для раннепермского этапа

1 — Бельская зона (1а — подзона барьерного рифа); 2 — Предуральская зона, или краевой прогиб; 3 — Уральское орогеническое поднятие (3а — Гранитная ось Урала). См. также рис. 12.

ванная сланцево-известняковая пачка сменяется вверх по разрезу аналогичной по литологии пачкой переслаивания глинистых сланцев, кремнистых сланцев, пелитоморфных известняков, доломитов и мергелей, которая при мощности 80 м соответствует ассельскому и сакмарскому ярусам. Содержит фузулиниды, конодонты, спикулы губок, радиолярии, акритархи и миоспоры. Вышележащая пачка глинистых сланцев, известняков, глинистых алевролитов, с линзами карбонатных брекчий в низах, мощностью до 260 м, отвечает бурцевскому и иргинскому горизонтам артинского яруса. Охарактеризована фузулинидами, конодонтами, миоспорами и акритархами. Отмечены аммоноидеи. Флиш появляется только в верхах артинского яруса (саргинский и саранинский горизонты), и охарактеризован миоспорами, акритархами, фузулинидами. Характер, близкий к флишевому, носят и низы кунгурского яруса (филипповский горизонт), представленные ритмичным переслаиванием песчаников, алевролитов с прослоями сланцев, глинистых известняков, 250 м мощностью, охарактеризованные спорово-пыльцевым комплексом. В толще, однако, уже присутствуют нетипичные для флиша прослой гипса. Верхняя часть кунгура (иренский горизонт) представлена гипсами, ангидритами и доломитами, с прослоями и линзами песчаников и алевролитов, мощностью 175 м. Описанный тип разреза — с предфлишевой формацией позднекаменноугольно-раннепермского возраста, подстилающей артинский флиш — характерен для осевой и западной частей прогиба.

Характеризуя фациальные изменения в составе отложений кунгурского яруса в Бельской впадине Предуральского краевого прогиба, следует отметить, что в западном направлении вкрест простирания прогиба снижается роль терригенной компоненты, что демонстрирует восточный источник сноса; одновременно в этом направлении увеличивается роль эвапоритовой составляющей, и прежде всего, солей. Мощность кунгурских отложений местами достигает 2000 м.

Роль кунгурского этапа в развитии Предуральского прогиба чрезвычайно велика. Несмотря на его краткость — всего 4 млн лет в сравнении с длительностью всей ранней перми, составляющей 34 млн лет — [Gradstein, Ogg, 1996], в кунгурское время накопилось местами больше половины всей мощности осадков нижней перми, что связано с огромной скоростью накопления эвапоритов в полуизолированной глубоководной впадине (аналогично мессинскому событию в Средиземноморье или современному накоплению рапы на дне Красного моря). Скорость накопления терригенной компоненты при этом, возможно, не снижалась, но она сильно разбавлялась эвапоритами. В конечном счете, кунгурские отложения заполнили глубоководную впадину, и уже в поздней перми осадконакопление было мелководным, до континентального.

—"

Помимо калийных и поваренных солей, связанных с кунгурскими отложениями, в более древних нижне-

пермских предфлишевых отложениях сосредоточены осадочные месторождения фосфоритов (Селеукское) и карбонатных марганцевых руд (Улу-Телякское).

Уральское орогеническое поднятие

Надежно доказанные нижнепермские отложения практически отсутствуют на Урале к востоку от ГУР. Заслуживает упоминания лишь толща конгломератов, песчаников, алевролитов и сланцев, мощностью свыше 300 м, развитая на периферии Южного Урала, в Прииргизье и относимая к ассельскому и сакмарскому ярусам по данным спорово-пыльцевого анализа [Стратиграфические..., 1993].

Развитие олистостромов во флишевых толщах на западном склоне Урала приводит к предположению о связи их с покровно-надвиговыми дислокациями, имевшими место в зоне поднятий в тылу прогиба и распространявшимися синхронно с перемещением самого прогиба. Механизм такой упорядоченной деформации с образованием последовательно формирующихся разломов (sequence faults) на фронте пологой зоны срыва описан автором, совместно с испанскими коллегами, в применении к Башкирскому антиклинорию и профилю УРСЕЙС-95 [Brown et al., 1997; Пучков и др., 19986]. В отличие от этих, западно-вергентных дислокаций, на востоке, вероятно, продолжались надвиги в восточном направлении по зонам скалывания, падающим к западу. Эти зоны под острым углом подходят к поверхности М, сливаясь с ней, что наводит на мысль о том, что в восточных районах на последних этапах коллизии поверхность М играла роль отделителя со смещением всей коры в восточном направлении. Такой стиль деформации поддерживал восходящие движения в восточной части орогена и приводил к существенному утолщению земной коры за счет надвигов: создание «корня гор». Последний отличался от утолщения коры под осевой частью Урала, наблюдаемого в настоящее время на профилях ГСЗ (и в том числе выявляемого широкоугольной сейсмикой на профиле УРСЕЙС-95) и связанного с аномально высокой плотностью коры. Существовавший в пермское время корень гор обеспечивал рост орогена, обуславливал эрозию колоссального по объему материала, поступавшего в виде флиша и молассы в краевой прогиб, а затем и за его пределы. Наконец, свойственный молодым орогенам высокий тепловой поток и глубокое захоронение водонасыщенных сиалических масс (в том числе, судя по низкому I_{Sr} гранитов, зеленосланцево измененных эффузивов первично мантийного генезиса) приводили к метаморфизму и палингенезу. В силу особенностей деформации, кора достигала максимальной толщины в Восточно-Уральской зоне, и именно здесь происходило развитие палингенеза и образование «водных» К-Na гранитов, принадлежащих «Главной гранитной оси Урала» [Пучков и др., 1986].

Датировки по цирконам в интервале 282–296 млн лет (конец карбона – начало перми) получены Ф. Беа (устное сообщение) для части Челябинского, а также для Самарского, Степнинского и Джабыкского массивов. Типичным представителем таких гранитов является Джабыкский плутон, для которого получены также Rb–Sr изохронные датировки [Ронкин и др., 1997]: 279 ± 8 млн лет для Мочагинского комплекса, 267 ± 16 млн лет для Джабыкского и 276 ± 8 млн лет для наложенных на них бластомилонитов в восточном контакте массива. Несмотря на низкие значения I_{Sr} , коррелируемые с мантийным трендом, по другим параметрам это типично коровые граниты. Независимое подтверждение дают этому результаты широкоугольной сейсмоки по УРСЕЙС–95: под Джабыкским плутоном на уровне нижней коры по значениям параметра Vp/Vs выявляется область повышенной кремнекислотности, из части которой (но не из той кислой недеплетированной области, которая сейчас выявляется), возможно, и выплавился плутон, похожий с поверхности на батолит, но имеющий и по данным изучения поля силы тяжести, и по вибросейсмическим данным (потеря отражений) мощность скорее порядка 5 и заведомо менее 10 км. По данным международной экскурсии, проведенной в 1999 г. под руководством Г. Б. Ферштатера, плутон практически не деформирован, имеет концентрически-зональную структуру, подчеркнутую полосчатостью (она хорошо рисуется магнитными аномалиями). Представляется возможным отнести этот плутон к разряду позднеорогенных или позднеколлизийных, становление которых произошло в той области орогена, которая затем уже не подвергалась интенсивным тектоническим деформациям (область развития последних переместилась к периферии орогена). Излагаемая здесь трактовка несколько отличается от той, что дана К. С. Ивановым [1998в], который пишет: «Наши данные позволили предположить наличие под Джабыкским плутоном зоны субдукции раннепермского возраста. Отождествляемый с ней падающий на запад мощный структурный шов был позднее выявлен под Джабыкским плутоном сейсмопрофилем УРСЕЙС–95 [Echtler et al., 1996]». В отличие от К. С. Иванова, автор не отождествляет указанный шов с зоной субдукции (как не делают этого и цитированные выше исследователи, предпочитая совершенно другие дефиниции, такие как «*crustal-scale imbrication*», «*intracontinental shortening*», «*intracontinental convergence*», но не «*subduction*»). Причина в том, что обсуждаемый процесс не отвечает традиционному понятию субдукции, предполагающему участие океанической коры [Зоненшайн, Кузьмин, 1993; Jolivet, Nataf, 1998; Kearey, Vine, 1996 и многие другие]. Надо сказать, что К. С. Иванов не одинок: так, А. Шеменда [Shemenda, 1994], ссылаясь на М. Маттауэра [Mattauer, 1986], считает возможным говорить, в применении к Гималаям, о «неклассической, континентальной субдукции». Некоторые исследователи делят субдукцию на типы, например, А-, В- и С-субдукция [Хаин, Лобковский, 1994]. Таким образом,

здесь мы вступаем на зыбкое поле спора о терминах. Позиция автора заключается в призыве во всех необходимых случаях точно оговаривать значение употребляемого термина. Без такой оговорки (которой К. С. Иванов не делает), расширительная трактовка субдукции как пододвигания любого блока литосферы под любой непрактична, так как смешивает и путает устоявшиеся представления о двух отчетливо разных, последовательно сменяющихся во времени (возможно с промежуточной стадией, как в фамене Южного Урала) геодинамических обстановках — субдукции и коллизии.

Процессы палингенеза продолжались до начала поздней перми, смещаясь к северу (возраст Мурзинского массива на Среднем Урале, по данным Ф. Беа, U–Pb метод, составляет 255 млн лет) и сопровождалась региональным метаморфизмом амфиболитовой фации в зоне Главной гранитной оси Урала, описанным В. Б. Болтыровым [1973]. Надо, однако, отметить, что существование каледонского метаморфизма — в том виде, как он предполагался этим исследователем — на наш взгляд не находит подтверждения в критически отобранных современных данных.

Образование палингенных гранитов — в значительно меньших масштабах, чем в пределах гранитной оси Урала — было характерно в перми и для более западных районов. В качестве примера следует отметить уже упоминавшуюся аятскую адамеллит-гранитную серию с Rb–Sr изохронным возрастом 276 ± 5 млн лет, занимающую центральную часть Верхсетского гранитного массива (см. подраздел «Каменноугольный период» главы 2). Есть основания предполагать палингенную природу Кисегачского гранитного массива. Rb–Sr изохронный возраст гранитов составляет здесь 263 ± 21 млн лет, а возраст гранитизированных гнейсов Ильменогорской свиты, представляющих их субстрат — 261 ± 28 млн лет ([Бушляков, Баженов, 1999] со ссылками на Ю. Л. Ронкина и А. А. Краснобаева).

Такая локализация палингенных процессов не случайна. Аятская серия наследует еще не вполне остывший промежуточный (коровый) очаг крупного среднекаменноугольного гранитного массива. Что же касается Кисегачского, то он, как и несколько других подобных массивов (Аргазинский, Увильдинский) приурочен к периферии Сысертско-Ильменогорского гранито-гнейсового купола в его южной части [Кейльман, 1974]. Предполагается, что в пермское время в этой части купола происходили интенсивные метаморфические процессы, связываемые с последней стадией пластических деформаций и выявляемые по изотопным датировкам [Ронкин и др., 1997а, 1997в]. Именно здесь, напротив Уфимского выступа, имели место сравнительно поздние проявления варисского коллизийного метаморфизма, чем Ильменогорская зона существенно отличается от других районов Урала, расположенных на ее простирании к югу и к северу. Видимо, и в пермское время Уфимский выступ кратона продолжал представлять собою структуру повышенной жесткости, действовавшую как индентор.

Это отразилось и в метаморфизме, и в появлении особо интенсивно проявленных крутонаклонных структур раздавливания напротив выступа, для которых предложено название структур сдвига [Расцветаев, Федоров, 1998].

Имеется и еще целый ряд особенностей, отличавших процессы коллизии на Урале в целом. Нами уже отмечался косой характер коллизии, волнообразность ее распространения с юга на север, доказываемые, в частности, более поздним первообразованием флиша на севере западного склона Урала и значительно более сильным проявлением древнекеммерийских движений на севере по сравнению с южными районами [Пучков, 1996]. К этим аргументам можно добавить сведения о некотором омоложении однопипных гранитов на Среднем Урале по сравнению с Южным и недавно появившиеся данные о более молодых возрастах эклогит-глаукофановых комплексов на Приполярном и Полярном Урале по сравнению с Южным [Шацкий и др., 1999 и др.]. Здесь, однако, следует сделать оговорку: самые молодые $Ar-Ar$ возраста характерны для эклогитов Уфимского выступа, что связано не с косым, а с неравномерным характером коллизии, объясняемым непрямолинейностью очертаний сталкивающихся континентов и сильным изгибом девонской островной дуги.

Уральские структуры характеризуются наличием сдвигов (и это в конкретных случаях также может быть связано как с косым характером коллизии, так и с непрямолинейностью очертаний сталкивающихся масс). Имеются основания считать, что первичное положение структур было существенно искажено к концу палеозоя сдвиговыми деформациями, причем определение направления перемещений по ним и их датировка представляют сложную и противоречивую проблему. Палеомагнитные данные [Свяжина и др., 1992] показывают, что Восточно-Мугоджарский микроконтинент и Кокчетавская глыба находились в ордовике на одной широте с Полярным Уралом. По крайней мере часть этих смещений могла компенсироваться за счет косого направления субдукции и правосторонних сдвигов. По данным сейсморазведки (Ю. А. Волож, устное сообщение) складчатые структуры западного склона Урала прослеживаются на юг не далее Терескенского выступа фундамента, ограничивающего с востока Южно-Эмбенский нижнепалеозойский трог [Кан, Тропп, 1996]. Резкое затухание к югу испытывают и две следующие, более восточные зоны: Уралтауская и Магнитогорская (Западно-Мугоджарская). Об этом говорит прежде всего исчезновение на широте Терескенского выступа фундамента интенсивного гравитационного максимума, являющегося характерной чертой Тагило-Магнитогорской мегазоны Урала (рис. 5 в работе С. С. Шульца [1972]). Эти данные, как и результаты палеомагнитных исследований [Клишевич, Храмов, 1995] приводят к предположению, что Урало-Южнотяньшанская система была рассечена и смещалась по гигантскому правостороннему сдвигу, выраженному на всех картах идеально прямой линией разлома, проходящей на Урале

через Карталы и Челябинск, а южнее — вдоль Арало-Кызылкумского вала. Структуры Западных Мугоджар и Султан-Уиздага были первоначально (в карбоне) значительно ближе друг к другу, но затем удалились, а стиль их деформаций с этого времени существенно различался: Султан-Уиздаг испытал фронтальное и очень интенсивное сжатие, с образованием пакета тектонических пластин, а Западно-Мугоджарская зона — косое, менее интенсивное сжатие, с образованием более простых, местами даже брахиформных структур. Амплитуда горизонтального смещения, по палеомагнитным данным, может составлять для уральской части системы до 1200 км [Клишевич, Храмов, 1995].

Нельзя не подчеркнуть еще раз, что данные о сдвигах в пределах Урало-Тяньшанской системы достаточно противоречивы, что может объясняться как неполнотой наблюдений, относящихся к разным частям складчатой системы, так и изменением геодинамических условий во времени (такой точки зрения придерживается, в частности, С. Е. Знаменский, изучавший историю полей напряжений на Южном Урале структурными методами). Имеются многочисленные свидетельства и о развитии на Урале левосторонних сдвигов, выявляемых по структурным наблюдениям [Плюснин, 1966, Bankwitz et al., 1997]. Кроме того, по палеомагнитным данным [Puchkov, Svyazhina, 1998] предполагаются относительные вращения крупных блоков литосферы внутри Пангеи по границам, приблизительно параллельным очертаниям ранее существовавших континентов. Последние авторы, учитывая разницу в направлении метакронной намагниченности пород западного и восточного секторов Урала, предполагают некоторое (в масштабе нескольких градусов) вращение восточного сектора по часовой стрелке по отношению к западному в послепермское время. Подобное смещение Сибирской платформы в триасе, выражавшееся во вращении ее по часовой стрелке (очевидно, с левосторонним сдвигом на ее западной окраине) было также выявлено ранее по палеомагнитным данным [Баженов, Моссаковский, 1986]. К этому добавим, что в районе индентора — Уфимского амфитеатра — в позднем палеозое вполне закономерно возникли два сдвига — левосторонний Дегтярский и правосторонний Вишневогорский. Первый смещает массивы Платиноносной формации, и описывался еще Е. А. Ефремовым, второй же легко угадывается по смещению Ильменогорской части щелочного комплекса Южного Урала относительно Вишневогорской.

Как уже отмечалось, специфической чертой коллизионной структуры Урала является присутствие в его оси утолщения коры («корня»), не обуславливающего существования гор, а связанного с аномально высокой плотностью пород на всей глубине коры осевой части Урала, в строении которой главную роль играют офиолиты и островодужные комплексы. Можно предположить, что на Урале процессы сокращения земной коры и выдавливания офиолитов между древними блоками не зашли

столь далеко, как в большинстве других складчатых областей,— в противном случае Тагило-Магнитогорская зона превратилась бы в узкую сутуру, а процессы сжатия в большей степени захватили бы западные области Урала. Однако на этапе жесткой коллизии деформации стали более интенсивными на востоке Урала. Именно они определили высокую степень скучивания земной коры, возникновение палингенных гранитов в зоне «Главной гранитной оси» Урала, образование падающих к западу интенсивных зон тектонических нарушений, прекрасно видных на профиле УРСЕЙС–95.

Наоборот, на сравнительно слабое скучивание земной коры в западных зонах Урала, отвечающих остывавшей в течение длительного времени и ставшей жесткой пассивной окраине континента, косвенно указывает отсутствие здесь палеозойских термальных куполов и сколь-либо крупных массивов палеозойских палингенных гранитов. С другой стороны, как нами уже отмечалось, процесс выжимания Магнитогорской зоны и превращения ее в сутуру мог не дойти до логического конца вследствие молодости и недостаточной жесткости Казахстанского континента, который принял на себя значительную, преобладающую часть коллизионных деформаций.

—"

К позднеколлизионному этапу развития Уральского орогенического поднятия приурочены определенные проявления рудогенеза, связанные с гидротермальными процессами — в частности, образование золоторудных месторождений в зонах ГУР и Гранитной оси Урала, связанное с хрупкими, преимущественно мелкоамплитудными сдвиговыми дислокациями [Знаменский и др., 2000]. Впрочем, вопрос о возрасте основной части собственно золоторудных месторождений Урала решается неоднозначно; в частности, серьезные основания имеет под собой предположение о полигенности и полихронности золоторудных месторождений [Сазонов и др., 2000]. Более однозначно с коллизионным этапом связывается образование редкометалльных месторождений и рудопоявлений в Мурзинско-Адуйском, Шилюво-Коневском, Кочкарском, Суундукском и других районах. Они образуют полосу, протягивающуюся вдоль Гранитной оси Урала, так что, возможно, пришло время говорить о развитии здесь поясе редкометалльного оруденения, требующем целенаправленного изучения в качестве единого объекта.

ПОЗДНЕПЕРМСКИЙ ЭТАП

Как уже отмечалось, кунгурское осадконакопление компенсировало глубоководную впадину Предуральского краевого прогиба. Это означает, что к началу поздней перми исчезла «ловушка», задерживавшая терригенный материал, сносившийся с Уральского орогенического поднятия, и не позволявшая этому материалу распространиться на платформу (рис. 23). Поэтому в разрезах верхней перми — и на платформе, и в пределах краевого прогиба — важную роль играют полимиктовые обло-

мочные отложения, транспортировавшиеся наземными аллювиальными потоками с Уральских гор. Преобладающую роль играют отложения речных потоков, дельт, стариц, аллювиальных равнин, озер, опресненных лагун; морские условия теряют ведущую роль в осадконакоплении, и впервые направление трансгрессий становится восточным. Дифференциация на структурно-фациальные зоны утрачивает свое устойчивое тектоническое значение, принципиальные различия разрезов прогиба и платформы в значительной мере сглаживаются. Отложения представлены красноцветными и сероцветными полимиктовыми песчаниками, часто косослоистыми, конгломератами, алевролитами, аргиллитами, с прослоями мергелей и известняков, нередко конкреционных. В низах разрезов (уфимский, частично казанский ярусы) отмечаются доломиты, прослои гипсов или общая загипсованность пород. Мощность полных разрезов — до 3000–4000 м. Полнота разрезов в Приуралье резко убывает в северном направлении, за счет их верхней части, причем на поднятии Каратау и к северу от него верхнепермские отложения полностью размывы или не отлагались. Преобладающие органические остатки: остракоды, двустворки, филоподы, миоспоры, отпечатки флоры, редко наутилоидеи; в татарском ярусе появляются остатки позвоночных (тетрапод). В верхах татарского яруса издавна известны мелкие, но многочисленные месторождения медистых песчаников, нередко с богатым содержанием меди; некоторые из них разрабатывались еще в бронзовом веке. Этот тип оруденения и до сих пор представляет определенный практический интерес [Стратиграфические..., 1993; Гаряинов, Твердохлебов, 1964].

Типичный для Оренбургского Урала состав галек конгломератов татарского возраста (в порядке убывания): известняки, мрамора, кремнеземные известняки и песчаники, кремни, кремнистые сланцы, песчаники, жильный кварц — указывает на то, что в это время источником сноса являлись в основном поднятые участки западного склона Урала, и таким образом, ось размываемого поднятия заметно сместилась к западу по сравнению с ранними эпохами заложения и развития передового прогиба, двигавшегося перед фронтом складчатости. Сами верхнепермские осадки затронуты весьма умеренной по интенсивности складчатостью и западновергентными надвигами (отчасти слепыми, скрытыми), что позволяет датировать нижний возрастной предел последней деформации такого типа [Пучков и др., 1998б]. Впрочем, нередко дислоцированность пермских и более молодых отложений Приуралья, особенно в ее южной части, связана с соляной тектоникой, которая, вероятно, активизировалась к концу пермского этапа, когда над кунгурскими эвапоритами накопились достаточно мощные осадки, а эпоха растяжения в начале триаса дала начальный толчок галокинезу.

Определенные возможности для уточнения времени складчатых деформаций в западной, краевой части фор-ланда возникают при использовании позднепалеозойской метакронной намагниченности в качестве временного

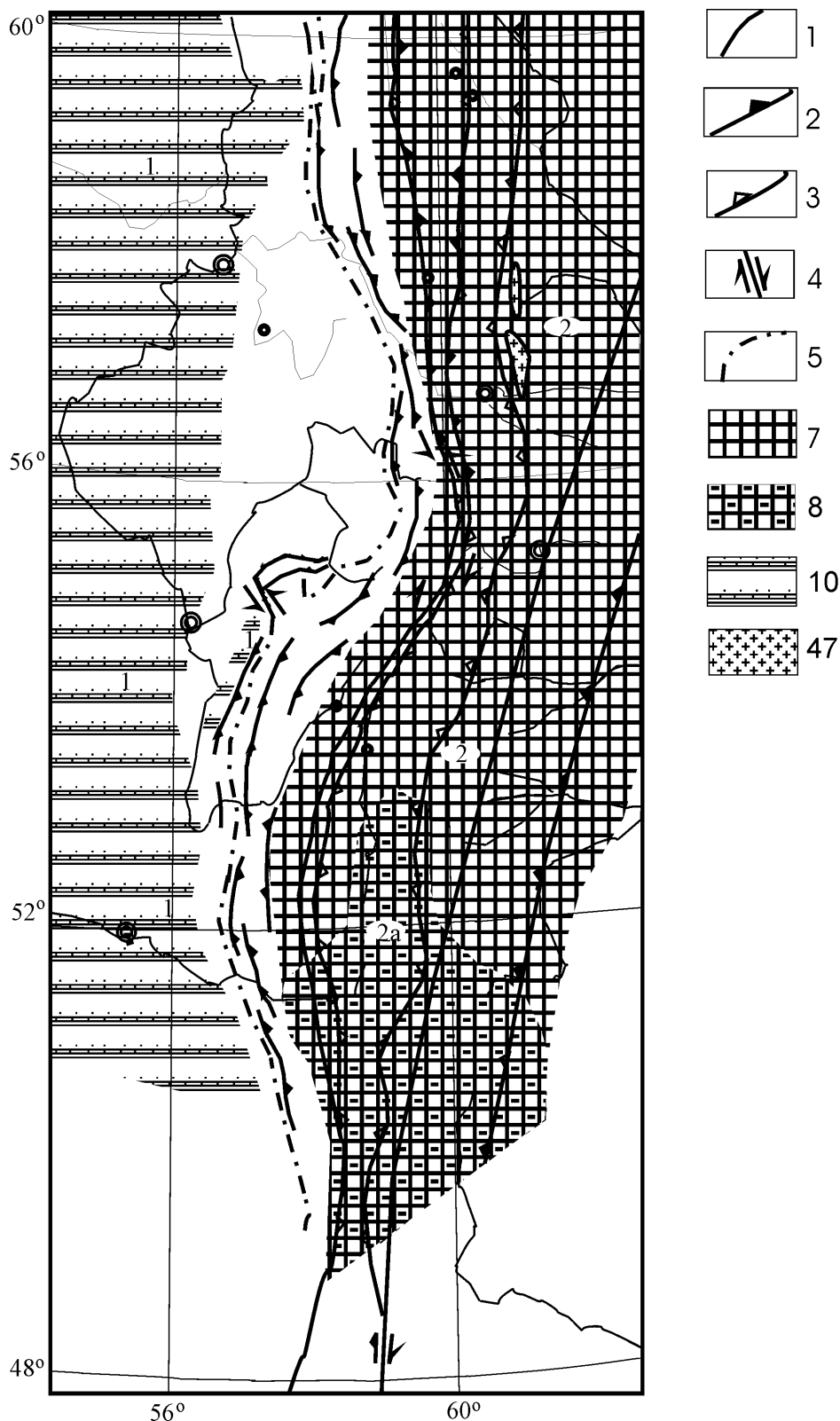


Рис. 23. Схема структурно-фациальной зональности юга Урала для позднепермского этапа

1 – Русская плита и Предуральский краевой прогиб нерасчлененные; 2 – Уральское орогенное поднятие, 2а – область, в которую в конце пермского времени проникла тетическая трансгрессия, поскольку ороген был здесь полностью пенепленизирован. См. также рис. 12.

репера [Шипунов, 1998]. Удаётся при этом наглядно показать миграцию деформаций по их интенсивности в западном направлении и подтвердить позднепалеозойский (преимущественно позднекаменноугольно-раннепермский) возраст складчатости в рифейских толщах осевой части Башкирского антиклинория (что выявляется и структурными наблюдениями).

Как уже отмечалось, область размыва в пермское время увеличивалась за счет западных структурных зон Урала. Но и в восточных зонах достоверных следов осадконакопления по большей части не наблюдается; вместе с данными о значительном сносе терригенного материала с Урала на платформу это может служить свидетельством продолжающегося орогенеза. По данным Ю. Л. Ронкина [Ферштатер, Беа, 1993], наиболее молодая изохронная Rb–Sr датировка гранитов принадлежит Мурзинскому плутону, расположенному в пределах Главной гранитной оси на востоке Среднего Урала: 245 ± 5 млн лет. Вместе с тем, геологические данные показывают, что к концу пермского времени ресурс воздымания, связанный с деформациями сжатия и наличием корня гор, был почти исчерпан, а южные области пенепленизированы, что привело к морской трансгрессии с юга, имевшей место скорее всего в конце татарского века и охватившей, судя по фрагментарным находкам верхнепермских морских отложений, значительную часть территории Южного Урала. Морские отложения верхней перми имеются здесь в Кызыладырском грабене, расположенном в Мугоджарах вдоль ГУР, а также у поселков Амурский и Домбарское, а в Зауралье — на р. Улькаяк близ

оз. Айке. Фораминиферы, найденные в последнем местонахождении, имеют тетический облик, что указывает на направление трансгрессии с юга на север [Чувашов и др., 1984].

—"

Итак, с московского века окончательно прекращается известково-щелочной магматизм, указывавший на субдукционные процессы. С этого времени начинается жесткая коллизия двух континентов — Восточно-Европейского и Казахстанского. Возобновилось накопление флишевых толщ в Предуральском прогибе. Для московского века, пока коллизия не привела к общему поднятию орогена и прекращению осадконакопления, реставрируются два быстро растущие и размываемые поднятия — в зоне Урал-Тау и на краю Тургайского Зауралья. Расположенный между ними бассейн осадконакопления имеет

симметричную структуру и возможно отражает деформационную симметрию развивающегося бивергентного орогена, которая так хорошо запечатлена на профиле УРСЕЙС–95. Дальнейшее развитие деформации привело к развитию палингенеза и формированию коровых гранитов Главной гранитной оси Урала и к формированию орогенического поднятия. Эрозия его и снос терригенного материала в Предуральский краевой прогиб, а также быстрое соленакопление в кунгурское время привели к заполнению прогиба и смене предфлишевой и флишевой формаций молассой прибрежно-морского и лагунно-континентального генезиса. Развитие денудационного процесса привело к частичной нивелировке орогенического поднятия и даже к морской трансгрессии в конце перми в южной части региона.

Мезозой

Триасовый период

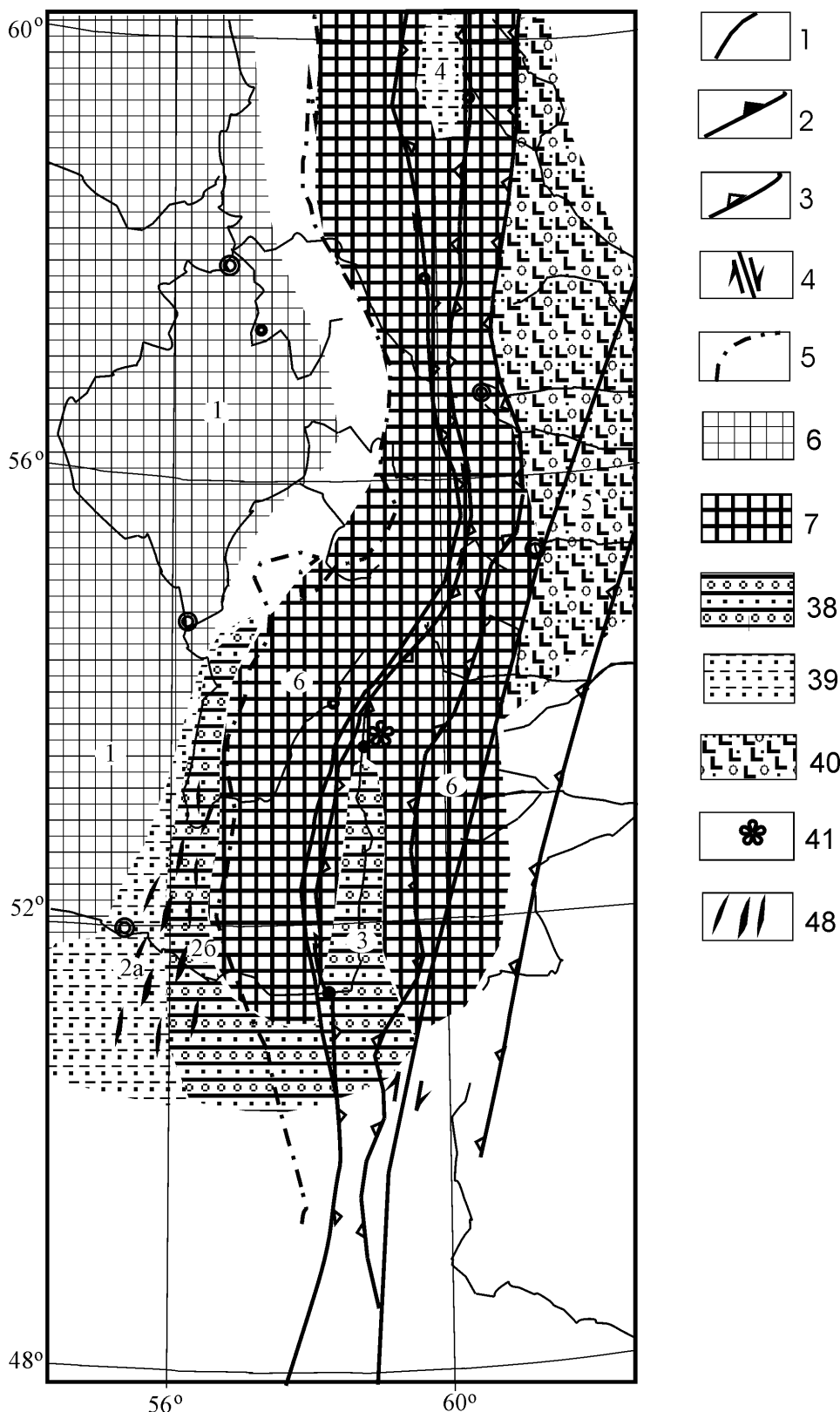
Процесс эрозии отмирающего орогена и связанной с ней пенеппенизации был прерван в начале триасового периода в связи с новыми тектоническими событиями, выразившимися в интенсивном трапповом магматизме, возрождении поднятий и усилении их эрозии, формировании преимущественно грубо-терригенных лагунно-континентальных красноцветных и наземных угленосных сероцветных отложений молассового облика в продольных, устойчивых на протяжении всего мезо-кайнозойских зонах осадконакопления. Таких зон три, и они разделены двумя поднятиями. Наиболее западной является область Предуральского прогиба, открывающаяся в Прикаспийскую впадину. Среднее положение занимает Магнитогорская или (в дальнейшем) Орско-Таналыкская депрессия. На востоке Зауральская область осадконакопления принадлежит начавшему формироваться в триасе доплитному (грабенному) и следовавшему за ним в юрское и более позднее время плитному комплексам чехла Тургайского прогиба, — составной части Западносибирской плиты. Их разделяют Западно- и Восточно-Уральское поднятия, соединяющиеся на севере. В свою очередь, к югу от современного Урала отложения мезо-кайнозойского возраста сливаются в единый платформенный чехол (рис. 24).

Предуральский прогиб

Северная граница современного развития триаса в Предуральском прогибе проходит к югу от хр. Кара-Тау. Триасовые отложения в пределах прогиба распространены в пологих синклинальных структурах, разделенных поднятиями, в пределах которых развиты пермские отложения. Лишь на крайнем юге прогиба триасовые отложения

имеют сплошное развитие. Наиболее широким распространением пользуются нижнетриасовые породы, отдельные останцы которых прослеживаются в положительных формах рельефа на север вдоль оси Предуральского прогиба почти до поднятия Кара-Тау [Рождественский, Зиняхина, 1993]. Здесь они залегают с большим стратиграфическим перерывом на уфимских отложениях верхней перми, сохранившихся лишь в осевой части прогиба. Южнее г. Стерлитамака перерыв значительно сокращается. В южной части прогиба пологие синклинальные структуры зачастую разделены более резко выраженными антиклиналями, образование которых связано с соляной тектоникой. Соляные купола впервые поднялись к поверхности в течение среднего — позднего триаса, что доказывается масштабными проявлениями сульфатно-соляного карста, датированными этим временем. В связи с такой своеобразной структурной перестройкой, триасовые отложения верхней части разреза подчиняются (в деталях) иному структурному плану, чем нижнетриасовые, и нередко располагаются на сводах антиклинальных солянокупольных структур, залегая с несогласием на нижележащих отложениях разного возраста, включая кунгурские, и образуя так называемые дизъюнктивные мульды [Руженцев, 1936; Горяинов, Шаткинская, 1966; Липатова, 1982 и др.].

Нижний триас характеризуется развитием грубо-терригенных толщ аллювиального и пролювиального генезиса, представлен полимиктовыми конгломератами, песчаниками, алевролитами и подчиненными глинами красного, пестрого и серого цвета. Охарактеризован спорово-пыльцевыми комплексами, остракодами, филлоподами, костными остатками наземных позвоночных.



Наиболее полно представлен в южной, оренбургско-актюбинской части прогиба, где выделяются все горизонты местной стратиграфической шкалы [Стратиграфические..., 1997]. Здесь, благодаря наличию достаточного количества естественных обнажений и буровых скважин, удается наметить определенные закономерности в распределении мощностей и фаций [Твердохлебов, 1966а, б]. В частности установлено, что наибольшими мощностями прогиб характеризуется в его осевой части, где к северу от долины р. Сакмары суммарная мощность нижнего триаса достигает 1500 м; таким образом, прогиб наследует от пермского времени не только молассовый облик отложений, но и некоторые черты морфологии. Однако в отличие от пермских отложений, к югу, в сторону Прикаспийской впадины, мощность нижнего триаса заметно уменьшается (до 500 м.). Наиболее яркой чертой фациальных переходов является увеличение роли конгломератов в восточных разрезах, где они приобретают черты пролювиальных конусов выноса; возможно, их происхождение связано с периодическим таянием ледников в горной части Западноуральского поднятия и формированием селевых потоков [Твердохлебов, 1966б, 1971]. Наиболее изучены такие отложения на хр. Гирьял, где они впервые были выделены в гирьяльскую толщу. В составе конгломератов здесь присутствуют гальки изверженных пород ультраосновного, основного, среднего и кислого состава, метаморфических и осадочных пород. В северном направлении состав конгломератов варьирует: местами ведущую роль

Рис. 24. Схема структурно-фациальной зональности юга Урала для триасового этапа

1 – поднятие края Восточно-Европейской платформы; 2 – Предуральский прогиб (2а – внешняя зона, 2б – внутренняя зона); 3 – Магнитогорская зона; 4 – Тагильская зона; 5 – Зауральская зона; 6 – Уральская система поднятий. См. также рис. 12.

в них играют докембрийские породы, что свидетельствует о сложном строении области питания. В западном направлении уменьшается размерность обломков в конгломератах, снижается их разнообразие (преобладают породы, устойчивые к истиранию: кремни, кварциты, кварц), что позволяет предполагать их повторный перемыв. В западном борту впадины ощущается близость денудационной равнины края Восточно-Европейской плиты, что выражается в присутствии в конгломератах обломков верхнепермских отложений. В целом, в направлении с востока на запад наблюдается переход к условиям аллювиальной равнины, в отложениях которой различаются русловые, пойменные, озерные и другие фации.

Среднетриасовые отложения развиты в тех же общих структурных условиях, что и нижнетриасовые, но площадь их развития значительно сокращена, в частности за счет размыва. Они не известны севернее широтного течения р. Белой, а южнее вскрыты скважинами и изучены в редких обнажениях. Полнота разреза увеличивается в южном направлении; полная мощность оценивается примерно в 800 м [Стратиграфические..., 1997]. В составе среднего триаса преобладают пестроцветные и сероцветные глины, алевролиты, песчаники, с редкими прослоями галечников, с обломками кремней и кварца. По фациальной природе это континентальные озерно-речные отложения. Охарактеризованы отпечатками флоры, спорово-пыльцевыми комплексами, находками филопод, остракод, остатков рыб и наземных позвоночных.

Верхнетриасовые отложения, как и среднетриасовые, неизвестны севернее широтного течения р. Белой, а южнее начинают появляться в основании разрезов надкарстовых угольных месторождений Южноуральского кайнозойского бурогоугольного бассейна в качестве курайлинской свиты, мощностью до 150 м, вскрытой разведочными скважинами и наблюдаемой в редких обнажениях [Яхимович, Адрианова, 1959]. Полнота разрезов и видимая мощность отложений возрастают в южном направлении; в казахской части прогиба последняя достигает 300 м.

В целом, распространение средне-верхнетриасовых отложений подчиняется тому же общему плану, что и нижнетриасовых. Но как было отмечено выше, имеется существенная разница в деталях, так как фации триаса впервые начинают заметно контролироваться соляной тектоникой. Так, например, было показано [Гаряинов, Шаткинская, 1966], что суракайская свита, развитая в Оренбургском Приуралье и относившаяся цитированными авторами к верхней части верхнего триаса, представлена в двух фациях — регионально распространенной существенно красноцветной и развитой в локальных надкарстовых мульдах сероцветной угленосной, отличающихся, при общем терригенном, преимущественно песчано-алеврито-глинистом составе, еще и особенностями флористических комплексов, по которым они датируются. Отличия комплексов мульд связано с тем, что в их пределах локализовались периодически заболачиваемые бессточные озера, вокруг которых создавались условия оазисов.

Надо отметить, что суракайская свита не вошла в Стратиграфические схемы... [1997], а по находкам остракод [Мовшович, 1980] она имеет ладинско-позднетриасовый возраст, так что подъем диапиров к поверхности и заложение надкарстовых озер начались еще в среднем триасе.

Магнитогорская зона

В раннем триасе эта зона представляла собой межгорную впадину. В приосевой части Магнитогорской синформы по обнажениям и скважинам в полосе от оз. Мулдак-Куль на севере до Ириклинского водохранилища на юге прослежена каменноручейская свита [Архангельский и др., 1968; Тужикова, 1973], слагающая отдельные эрозионные останцы в понижениях рельефа палеозойского фундамента. Это валунно-галечные отложения с размером валунов до 1 м, содержащие прослои и линзы пестроцветных глин, мощностью до 5 м. Обломки в нижней части конгломератовой толщи представлены преимущественно близлежащими породами фундамента, тогда как в более высоких частях разреза появляются породы относительно удаленных поднятий — в частности, метаморфические породы Урал-Тау [Рождественский, Зиняхина, 1993]. Источником терригенного материала были горные хребты, окаймлявшие впадину как с востока, так и с запада (высота гор в раннем мезозое, по В. И. Тужиковой [1973], была не менее 2 км). Залегает каменноручейская свита резко несогласно на фаменских, ниже- и среднекаменноугольных отложениях, содержит споры раннетриасового облика. Мощность ее оценивается в 250–300 м. Более высокие горизонты этой молассоидной толщи, по-видимому, не сохранились от эрозии.

Ни в Приуральской, ни в Магнитогорской зонах не доказано присутствия пород, принадлежащих к трапповой формации, столь характерной для Зауральской зоны. В то же время, заслуживают внимания данные о развитии в Магнитогорской зоне — в карьере железорудного месторождения Куйбас и в более восточном Александринском рудном районе — лампроитоидов и лампрофиров, датированных K-Ag и Rb-Sr методами в интервале 198–240 млн лет (средний триас – ранняя юра) [Краснобаев и др., 1993; Лукьянова и др., 1997; Сурин, 1999 и др.].

К началу среднего триаса, судя по изменениям в гранулометрии осадков Приуральской зоны, горные поднятия были в значительной мере эродированы. Особенности развития Магнитогорской зоны указывают и еще на одну особенность рельефообразующих процессов в среднем триасе: территория между Западно- и Восточно-Уральским поднятиями нивелируется таким образом, что осадконакопление прекращается, но сменяется не эрозией, а интенсивным выветриванием, что вообще характерно для Урала в среднем – позднем триасе [Тужикова, 1973, Рождественский, Зиняхина, 1993]. Мощные коры выветривания (до 50 м и более) вскрыты бурением

под флористически охарактеризованными верхнетриасовыми отложениями в южной части зоны, в основании разреза Орско-Таналыкского угленосного бассейна. С корой выветривания связан горизонт каолинистых глин, которые вблизи серпентинитов сильно ожелезнены и переходят в железную руду [История..., 1961].

Верхнетриасовые отложения в указанном бассейне, согласно цитированному выше источнику, представлены переслаиванием песчаников, алевролитов и глин, охарактеризованы спорово-пыльцевыми комплексами и отпечатками растений. В основании отмечается горизонт глин и песчаников, переходящих в конгломерат. К этому горизонту приурочены линзы бобово-оолитовой железобокситовой руды. Общая мощность верхнетриасовых отложений не превышает 80 м, и развиты они локально [История..., 1961].

Тагильская зона

В этой зоне известно несколько поздне-триасовых впадин, традиционно называемых грабенами (Мостовской, Григорьевско-Волчанский, Богословско-Веселовский). На деле, если внимательно рассмотреть геологические разрезы вкрест их простирания, то можно убедиться, что это крупные синклиналильные структуры, возникшие в результате постседиментационной деформации [см. Тужикова, 1973, рис. 83]. Они более узкие, чем предшествовавшие им области осадконакопления. Борты их местами осложнены раннеюрскими (?) надвигами. Структура и осадочное заполнение этих впадин хорошо изучены, в частности в районах Богословского и Волчанского угольных месторождений [Тужикова, 1973; Расулов, 1982]. Триасовые отложения залегают здесь на среднетриасовой или более древней коре выветривания палеозойских пород. В низах они представлены пачкой пестроцветных глин, аргиллитов, аллитов, железистых бокситов, реже псаммитов и псефитов, мощностью до 30 м. Выше с разрывом залегают верхнетриасовые континентальные (речные и озерные) угленосные толщи нескольких циклов осадконакопления, представленные полимиктовыми конгломератами, песчаниками аркозового или грауваккового состава, алевролитами и аргиллитами, с пластами угля. Изредка отмечаются мергели и горючие сланцы, сидериты, бокситы. Возраст угленосных толщ примерно отвечает всему верхнему триасу, от карнийского до рэтского ярусов. Мощности отдельных стратиграфических единиц очень непостоянны, а общая глубина впадин достигает 600-650 м.

Восточно-Уральская зона

В Восточно-Уральской зоне на границе обнаженного Урала и молодой эпиварисской плиты расположен ряд грабенообразных впадин, заполненных триасовыми терригенными аллювиальными и озерно-болотными отложениями, а также вулканогенными толщами (Че-

лябинская, Назаровская, Петровская, Юламановская, Яманайская и другие депрессии на Южном Урале и в Зауралье, Буланаш-Елkinsкая, Анохинская и другие — на Среднем). Толщи триасового возраста, достигающие больших мощностей (до 3500 м) образуют нижний (доплитный, по Е. Е. Милановскому [1996]) комплекс чехла Тургайского прогиба. Представлены эти толщи двумя сериями: туринской и челябинской, изученными как в естественных обнажениях, так и в основном в скважинах, благодаря интенсивному поисково-разведочному бурению на бурые угли, которые образуют целый ряд крупных промышленных месторождений. [Геология..., 1969; Тужикова, 1973; Тужикова, Курбежекова, 1973].

Туринская серия ранне-среднетриасового возраста ложится на различные толщи палеозойского фундамента с разрывом и несогласием. В низах ее залегают пестроцветные полимиктовые конгломераты, замещающиеся более мелкообломочными терригенными, преимущественно красноцветными отложениями, бедными органическими остатками. Мощность терригенной пачки — до 100 м. Среднюю часть серии слагают покровы базальтов, базальтовых порфиритов, липаритов и их туфов, гиалокластиты, с редкими прослоями конгломератов, песчаников, алевролитов, аргиллитов и туфогенных пород с преобладающей пестрой окраской. Мощность вулканогенной толщи, относимой к трапповой формации [Иванов, 1974], достигает 1200–2000 м. По комплексу растительных остатков, находкам остракод и филопод эта толща считается нижнетриасовой [Тужикова, 1973]. Верхняя, среднетриасовая часть серии ложится на нижнетриасовую с несогласием и конгломератами в основании; иногда отмечаются коры выветривания и каолиновые глины. Не исключается выпадение низов среднего триаса. Представлены верхи туринской серии сероцветными терригенными толщами с прослоями базальтов и туфов. Охарактеризованы растительными остатками. Мощность 250–350 м.

Верхнетриасово-нижнеюрская (?) челябинская серия залегают на туринской с перерывом, фиксирующимся наличием в ее основании остатков латеритной коры выветривания. Местами же она ложится с разрывом непосредственно на палеозойское складчатое основание, что свидетельствует о дальнейшей пенеппенизации территории. Представлена серия терригенными породами — от аргиллитов до конгломератов, образующими пачки с характерной цикличной повторяемостью литологических разностей. Наиболее характерной особенностью серии является ее угленосность. Вулканизм, хотя и слабо, но все же проявляется и в позднем триасе (по крайней мере, при характеристике Челябинского бассейна В. И. Тужикова [1973] отмечает «почти перманентные проявления вулканизма в триасовый период»). Суммарная мощность серии в стратотипическом районе заведомо превышает 1500 м. Главную роль в стратиграфии челябинской серии играют отпечатки флоры и спорово-пыльцевые комплексы, по которым уверенно устанавливается

позднетриасовый возраст большей части серии. Менее уверенно можно говорить о раннеюрском возрасте верхней, сугоякской свиты, принадлежащей этой серии. В частности, по данным А. Н. Захаревича [1980], нижняя часть этой свиты принадлежит триасу, а возраст верхней остается неясным.

Условия осадконакопления в рассматриваемой зоне были преимущественно континентальными, аллювиально-озерными. Однако эпизодические находки остатков морских и прибрежно-морских организмов (мечехвостых, спикул губок, гистрихосферид) позволяет говорить о том, что бассейны седиментации были периодически связаны с морем [Тужикова, 1973].

Главным полезным ископаемым, связанным с триасовыми формациями, являются бурые угли, образующие крупные месторождения.

Современная структура ряда грабенообразных впадин, принадлежащих Тагильской и Восточно-Уральской зонам, и прежде всего Челябинской впадины, представляется весьма примечательной. В бортах впадин наблюдается надвигание пород палеозойского основания на триасовые толщи, местами с интенсивными принадвиговыми дислокациями угленосных толщ, придающих впадине не грабеновый, а рамповый характер. Амплитуда надвигания достигает 4–5 км; местами от покровов эрозия отчленила небольшие клиппы [Расулов, 1982]. По мнению этого автора, дислокации сжатия имели место уже в конце триаса. С другой стороны, В. И. Тужикова [1973], обращая внимание на регионально выраженное резкое угловое несогласие между челябинской серией и вышележащими среднелейасовыми-среднеюрскими отложениями, делает вывод, что главная фаза орогении, обусловившая высокую дислоцированность нижнемезозойских пород Урала, связанную с тангенциальным сжатием, приходится, скорее всего, на средний лейас. Последняя датировка лучше коррелируется с оценкой времени древнекиммерийской складчатости, проявившейся в более северных районах Урало-Новоземельской системы [Кораго и др., 1989].

—"

Итак, начало раннемезозойского этапа развития Урала характеризуется усилением поднятий, прервавшим позднепермскую тенденцию к затуханию тектонической деятельности и пенеппенизации территории. Это отразилось в образовании груботерригенных, существенно конгломератовых толщ селевого, пролювиального облика

в самом начале триаса во всех трех зонах осадконакопления (Предуральской, Магнитогорской и Зауральской), наметившихся в это время на Южном Урале. Дальнейшее накопление терригенных аллювиально-озерно-болотных толщ в Зауральской зоне сопровождалось трапповым магматизмом в раннем триасе. В это время Урал оказался на периферии гигантского ареала траппового магматизма, охватившего всю Сибирь. В дальнейшем, в среднем и позднем триасе, магматизм затухал, проявляясь лишь локально. В течение второй половины триаса происходило также уменьшение интенсивности поднятий, что проявилось и в гранулометрии осадков, и в резком сокращении масштабов осадконакопления в Магнитогорской зоне, в которой в среднем триасе формировались лишь мощные коры выветривания. Средний триас был временем, когда в южной части Предуральского прогиба соляные купола (гребни) достигли поверхности, и на их месте стали формироваться мульды, ставшие в дальнейшем областями угленакопления. Формированию куполов, вероятно, способствовали силы растяжения, действовавшие на стадии формирования трапповых извержений. Однако и силы сжатия, вероятно, в дальнейшем также могли влиять на этот процесс, что нашло отражение в гребневидном характере куполов, ориентированных параллельно уральским складчатым структурам. От обычных складок на сейсмических профилях соляные гребни отличаются наличием прозрачного ядра и характерных грибовидных нависаний в верхних частях структур.

В Зауральской зоне в конце триаса или скорее в начале юрского времени образовались складчато-надвиговые структуры древнекиммерийской эпохи — последние деформации, нашедшие ясное выражение в элементах залегания осадочных толщ.

Судя по предварительным данным анализа треков распада в апатитах и цирконах [Seward et al., 1997], к моменту завершения указанных событий, несмотря на последующую тектоническую активность региона и преобладание вялотекущих эрозионных процессов, породы, развитые в настоящее время на поверхности, испытали остывание в основном еще в юрское время. Впрочем, более детальные исследования этим же методом [Glasmacher, 1999b] выявили и некоторые отклонения от этого правила, указывающие на заметные подвижки по разломам в осевой части Башкирского антиклинория в меловое время.

Глава 3. МЕСТО УРАЛА В ГЛОБАЛЬНЫХ ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЯХ

В этом разделе делается попытка реставрировать постоянно менявшееся положение континентов и океанов, «ответственных» за образование Урала, восстановить в общих чертах размещение рифтов и СОХ, распределение и наклон зон субдукции, выраженных на поверхности островными дугами и вулcano-плутоническими поясами, выделить области коллизии. В принципе, тема эта для автора далеко не нова; к этим вопросам приходилось обращаться еще до становления тектоники литосферных плит, когда мало кто верил в неомобилистские идеи [Пучков, 1964, 1965, 1968]. К сожалению, надо признать, что и сегодня имеющийся материал все еще не позволяет построить (или выделить из опубликованных) схему, в которой можно быть полностью уверенным. Предыдущий опыт подобных построений [Smith et al., 1981; Van der Voo, 1983; История..., 1984; Зоненшайн, Кузьмин, Натапов, 1990; Хаин, Сеславинский, 1991; Клишевич, Храмов, 1993; Моссаковский и др., 1993; Диденко и др., 1994; Палеогеографический..., 1997; Печерский, Диденко, 1995; Гришин и др., 1997; Свяжина и др., 1992, 1995, 1996, 1998; Далимов и др., 1993; Мухин и др., 1991; Буртман и др., 1998 и в печати; Nance, Murphy, 1994; Powell, Unrug, 1999; Scotese, Golonka, 1993; Golonka et al., 1994; Sengör et al., 1993; Torsvik et al., 1996; Torsvik, 1998, Tait et al., 1998; Lubnina et al., 1998; Петров и др., 2000 и многие другие] показывает, что схемы разных авторов отличаются друг от друга во многих важнейших деталях, и далеко не всегда каждая из последующих схем во всем уточняет и улучшает предыдущую. Причина такой инвариантности, помимо все еще недостаточно глубокого анализа геологических данных и неполноты геологической летописи, кроется в невысокой точности, а нередко и в практическом отсутствии палеомагнитных данных, особенно для эпох, предшествовавших позднему палеозою, а также в принципиальной невозможности восстановить по палеомагнитным данным палеодолготы континентов и террейнов. И тем не менее, по целому ряду вопросов уже достигнуто согласие, а из всех вышеперечисленных схем вырисовывается некая результирующая, на которую, хотя и с оговорками, можно опираться.

Предлагая очередной вариант палеогеодинамических реконструкций, в центре которых находятся три палеоконтинента — Восточно-Европейский (впоследствии

Еврамериканский), Казахстанский и Сибирский и разделяющие их океаны (рис. 25–33), автор широко использовал новейшие реконструкции и палеомагнитные данные, принимая, однако, во внимание и неопределенность долготной координаты. Были учтены также результаты многолетних исследований самого автора по стратиграфии, палеогеографии и палеогеодинамике как смежных с Уралом, так и относительно удаленных территорий Северо-Восточной Евразии и Срединной Пангеи, отраженные в ряде публикаций [Пучков, 1987, Puchkov, 1988, 1996 и др.]. Некоторые же вопросы — такие как природа и эволюция Арктиды, Южно- и Северокитайского континентов и их окружения — здесь не обсуждаются, как уводящие слишком далеко от главной темы. Основные же усилия были в этот раз сосредоточены на том, чтобы как можно полнее учесть в этих схемах изложенные в данной книге материалы по палеогеодинамике Урала. В частности, следовало бы прояснить вопрос о Палеоуральском океане: был ли он, и если был, то когда возник. В большинстве схем предшественников он либо существует предельно короткое время (А. Н. Диденко и др. [1994] показывают его образование в позднем ордовике; в раннем – среднем девоне, судя по соответствующей геодинамической схеме, он уже не существует, и это никак не комментируется), либо имеет сквозное развитие от рифея до карбона, лишь обновляясь путем рифтового обкалывания края Восточно-Европейского континента с образованием микроконтинентов [История..., 1984]. При этом остаются, на наш взгляд, не вполне адекватно интерпретированными данные о том, что в ордовике на всем протяжении восточной части Восточно-Европейского континента заложилась пассивная окраина с азимутальным несогласием по отношению к докембрийским структурам, и ее образованию предшествовал эпиконтинентальный рифтогенез [Пучков, 1979а]. Эти примеры можно было бы продолжить. Привлекая данные по геодинамике Урала, автор попытался также дать на этой основе свое понимание природы важнейших этапов структурно-геодинамических перестроек и по возможности наметить новый, пусть гипотетический вариант трактовки структурных связей Урала с другими складчатыми системами на каждом этапе их развития от венда и до юры.

Поздний протерозой

Предполагается [Dalziel, 1992; Nance, Murphy, 1994; Powell, Unrug, 1999 и др.], что континент Балтика или Восточно-Европейский в среднем – начале позднего рифея принадлежал суперконтиненту Родиния. Последний, как считают, сформировался в результате коллизионной гренвильской орогении (1300–1100 млн лет), которая спаяла воедино существовавшие в то время обособленные континенты, наподобие тому как варисская коллизионная орогения привела к образованию Пангеи. Комплементарным Родинии был единый океан Панталасса (Протопацифик), предшественник Тихого океана.

Анализ рифейских структур и формаций на западном склоне Урала и в Приуралье не подтверждает и не опровергает указанные выводы. Признаки гренвильской орогении здесь отсутствуют; наоборот, начало раннего и начало среднего рифея были ознаменованы на западе Урала и в Приуралье развитием системы авлакогенов, субшелочным магматизмом и другими проявлениями рифтогенеза, сменявшегося длительными периодами спокойного развития. Лишь в более восточных районах — Белорецком и Талдыкском — изотопные возрастные данные позволяют с определенной долей вероятности предполагать проявления гренвильского метаморфизма [Glasmacher et al., 1999a, b; Краснобаев и др., 1997]. Однако весьма вероятно, что это террейны, происхождение и пути миграции которых неизвестны. Это позволяет предполагать окраинное положение уральской части Восточно-Европейского континента в пределах Родинии, как и принято в большинстве палеоконтинентальных реконструкций для среднего и частично позднего рифея. Развитие этого региона в рифее – раннем венде напоминает развитие пассивной окраины континента — с оговоркой, что самые краевые ее части, включая батиаль, не сохранились.

Гренвильская орогения не получила заметного развития и в пределах Сибирской платформы. Тем не менее, расположение до-гренвильских складчатых поясов в фундаменте Лаврентии, Сибирского и Восточно-Европейского континентов дает возможность предположить их тесные структурные связи и близкое расположение в начале позднего протерозоя [Condie, Rosen, 1994].

В позднем рифее (около 750 млн лет тому назад) начался распад Родинии, что привело к новому обособлению континентов гондванской группы, Лаврентии, Восточно-Европейского и Сибирского континентов. В последнее время позднерифейские офиолиты прослежены вдоль северной, западной и южной окраин Сибирского континента в виде Украинно-Сибирского неопротерозойского офиолитового пояса, что указывает на заложение Палеоазиатского океана, теснейшим образом связанного с Панталассой [Khain et al., 1997, Хаин, 1998].

На севере Урала этот этап проявился в интенсивной вспышке позднерифейско-ранневендского рифтового вулканизма и возникновению океанического бассейна, след которого выражен в виде Манюкуюской сутуры в ядре Енганепейской антиклинали [Хаин и др., 1998]. В это же время, в результате рифтогенеза на окраине Восточной Гондваны возникла целая серия микроконтинентов (Дзабханский, Тувино-Монгольский, Улугауский, Бошекульский, Кулундино-Кокчетавский, Илийско-Джунгарский, Актау-Моинтинский, Северо-Гяньшанский, Сырдарьинский и другие, по [Диденко и др., 1994], в более позднее время частично нарастивших Сибирский континент, а частично ставших основой Казахстанского континента. Позже, вероятно в венде между Лаврентией и Восточно-Европейским континентом началось формирование океана Япетус. Все эти события запечатлены в истории осадконакопления на указанных микроконтинентах и окраинах континентов, что выражается в смене вулканитов и мелкообломочных толщ рифтовых комплексов вверх по разрезу глубоководными конденсированными отложениями (см. подробнее: [Пучков, 1979а; Хераскова, 1986]).

Предполагается, что в пространстве Палеоазиатского океана — обособившейся части океана Панталассы (Палеопацифика) — со стороны юго-восточной окраины Сибирского континента (в современных координатах) произошло заложение позднерифейско-вендских островных дуг, а на окраине континента проявился ранневендский, байкальский (в узком смысле слова) орогенез [Диденко и др., 1994; Берзин и др., 1994]. Вулканические проявления этого времени, связанные с зоной субдукции, отмечаются также на Полярном Урале [Голдин и др., 1999] и в Западной Европе [The Cadomian..., 1990].

Поглощение океанической коры в зонах субдукции и последующее интенсивное скучивание континентальной коры привело в течение венды к рекомбинации континентов и консолидации Гондваны вследствие панафриканской складчатости [Dalziel, 1992; Nance, Murphy, 1994], сближению ее с Сибирским и Восточно-Европейским континентами и в конечном счете — к их столкновению с образованием кадомского орогена. Таким образом, возник новый суперконтинент Вендия или Пантерра. Однако в момент завершения кадомской складчатости Лаврентия, возможно, отделилась от него, заняв обособленное положение с началом формирования океана Япетус. Предлагаемый нами вариант суперконтинента отличается как обособленным положением Лаврентии, так и существенно иной конфигурацией кадомского орогена, спаявшего Восточно-Европейский и Сибирский континенты с Гондваной.

Палеозой – ранний мезозой

Для промежутка времени от 550 до 190 млн лет, автором составлена серия палеогеодинамических реконструкций, включающая, кроме Восточно-Европейского, Сибирского и Казахстанского континентов, окраины Западной Гондваны и Лаврентии, с океанами, разделявшими их на определенных этапах. В течение рассмотренного промежутка времени эти глобальные структурные элементы находились преимущественно на низких и средних широтах, что позволило использовать при построении схем цилиндрическую проекцию, внося соответствующие корректировки в связи с искажением очертаний и площадей изображаемых структур. Близ экватора масштабы по широте и долготе примерно одинаковы, а к северу и югу широтный масштаб растет, причем особенно быстро — в приполярных широтах, которые по этой причине не показаны. Для ориентировки на континенты нанесены узнаваемые элементы современных береговых линий (Скандинавии, Таймыра, Гренландии, Африки и др.).

—"

Предлагаемая серия палеогеодинамических реконструкций отличается от ранее опубликованных целым рядом существенных деталей. Не претендуя на точное следование всем палеомагнитным, палеогеодинамическим и палеоклиматическим данным (которые и сами по себе нередко противоречивы), она имеет концептуальный характер и призвана проиллюстрировать ряд важнейших теоретических положений. Пользуясь при тектонических исследованиях принципом актуализма, мы считаем необходимым еще раз подчеркнуть некоторые фундаментальные особенности наиболее легко реставрируемой позднемезозойско-кайнозойской глобальной геодинамики, включая современную [Пучков, 1994].

1. *Протяженность, непрерывность и постоянность действия системы зон конвергенции и дивергенции (включая островные дуги, континентальные окраины андийского типа, зоны внутриконтинентальной коллизии, СОХ и континентальные рифты).* В этом плане весьма красноречиво мнение В. С. Буртмана [1999], который критически относится к мозаичному дизайну многих тектонических реконструкций. Альтернатива формулируется им следующим образом: «слагали ли современные тектонические единицы Центральной Азии многочисленные островные дуги в раннепалеозойском океане (модели: московская, Зоненшайна, Казьмина–Натапова) или выстраивались в виде единой островодужной системы (стамбульская модель)». Симпатии В. С. Буртмана — на стороне второго варианта, что естественно не только по той причине, что он является соавтором стамбульской модели, но очевидно и потому, что он является сторонником принципа актуализма.

2. *Реальность механизма перескока (jumping) отдельных ветвей активных зон субдукции и рифтогенеза,*

связанного как с периодическими перестройками системы мантийной конвекции, так и с заклинкой зон субдукции при коллизии, а возможно — и с иными причинами — например, по Е. Н. Меланхолиной [в печати], с достижением прежней зоной субдукции предельных глубин. Коллизия может служить также причиной инверсии наклона зоны субдукции [Константиновская, 1999]. В этой связи постоянство дуги Кипчак, предполагаемое стамбульской моделью [Sengör et al., 1993], вызывает у нас большие сомнения.

3. *Отсутствие глобальных фаз складчатости, что вытекает уже из первых двух пунктов. Основные эпохи складчатости связаны с регионально проявившимися коллизиями типа островная дуга – континент или континент – континент. Подлинно глобальными тектоническими событиями являются лишь эпохи становления и распада суперконтинентов.*

Согласно предлагаемой версии, в конце венда Восточно-Европейский, Сибирский континенты и Западная Гондвана образовывали единое целое, будучи «сшиты» кадомским орогеном (рис. 25). Продолжением этого орогена, возможно, была венд-кембрийская зона субдукции, позднее, в качестве Салаирской островной дуги Алтае-Саянской области столкнувшаяся с микроконтинентами сибирской группы и Сибирским континентом и нарастившая этот континент. Альтернативой этой версии является обычно принимаемое «автономное плавание» Восточно-Европейского и Сибирского континентов в позднем венде – кембрии. В этом случае последующая история заложения Палеоуральского океана будет выглядеть не как следствие распада суперконтинента, а как результат обкалывания Восточно-Европейского континента (версия, впервые высказанная Л. П. Зоненшайном с соавторами). Автор придерживается первой версии, хотя и отдает себе отчет в том, что оба варианта в настоящее время достойны внимания и должны рассматриваться как конкурирующие. Кроме того, могут быть и промежуточные варианты: например, разделение Восточно-Европейского и Сибирского континентов в кембрии и обкалывание Восточно-Европейского континента в раннем ордовике с образованием микроконтинента.

Так или иначе, мы предполагаем, что в кембрии начались рифтовые процессы, которые проявились к началу ордовика в распаде суперконтинента. Точное определение этого момента крайне затруднено, как затруднена и палеорекострукция, вследствие недостаточной надежности палеомагнитных данных, что приводит к большим противоречиям. Так, Восточно-Европейский континент в раннем ордовике помещают на 40–70° ю. ш. [Torsvik et al., 1996], 50–20° ю. ш. [Диденко и др., 1994] и даже 20° ю. ш. –5° с. ш. [Свяжина и др., 1998]. В чем все исследователи более или менее согласны, так это в относительном положении континентов в это время.

Наиболее южное, приполярное положение занимает Западная Гондвана, севернее расположен Восточно-Европейский континент, а Лаврентия и Сибирский континент находятся еще дальше — в тропических и приэкваториальных широтах. Такое распределение континентальных масс не противоречит ни той, ни другой версии, и находится в соответствии с палеобиогеографическими данными по акритархам, трилобитам, брахиоподам и другой фауне [Волкова, 1997, Попов, Корень, 1996; Torstrik, 1998; Ушатинская, Малаховская, 1998]. Как бы то ни было, датировки кремнистых осадков офиолитов на Урале [Формирование..., 1986] определяют арениг в качестве нижней возрастной границы новой океанической коры, и это — одно из отличий Урала от Казахстана, где есть кембрийская океаническая кора; напротив, нигде

на Урале пока не установлен тремадокский или кембрийский возраст офиолитов, чего бы следовало ожидать в случае унаследования впадины ордовикского Палеоуральского океана от более древнего. В предлагаемой нами концепции распад суперконтинента сопровождался отделением Восточно-Европейского и Сибирского континентов от Западной Гондваны и разделением их между собой, а как следствие — формированием океанов атлантического типа: Палеоуральского и Палеотетиса. Границы океанов имеют произвольный, резко наложенный характер по отношению к более древним структурам, особенно кадомским. Выделение Палеоуральского океана в достаточной степени условно, так как Сибирский континент, противолежащий в это время Восточно-Европейскому, в дальнейшем развернулся на 180°.

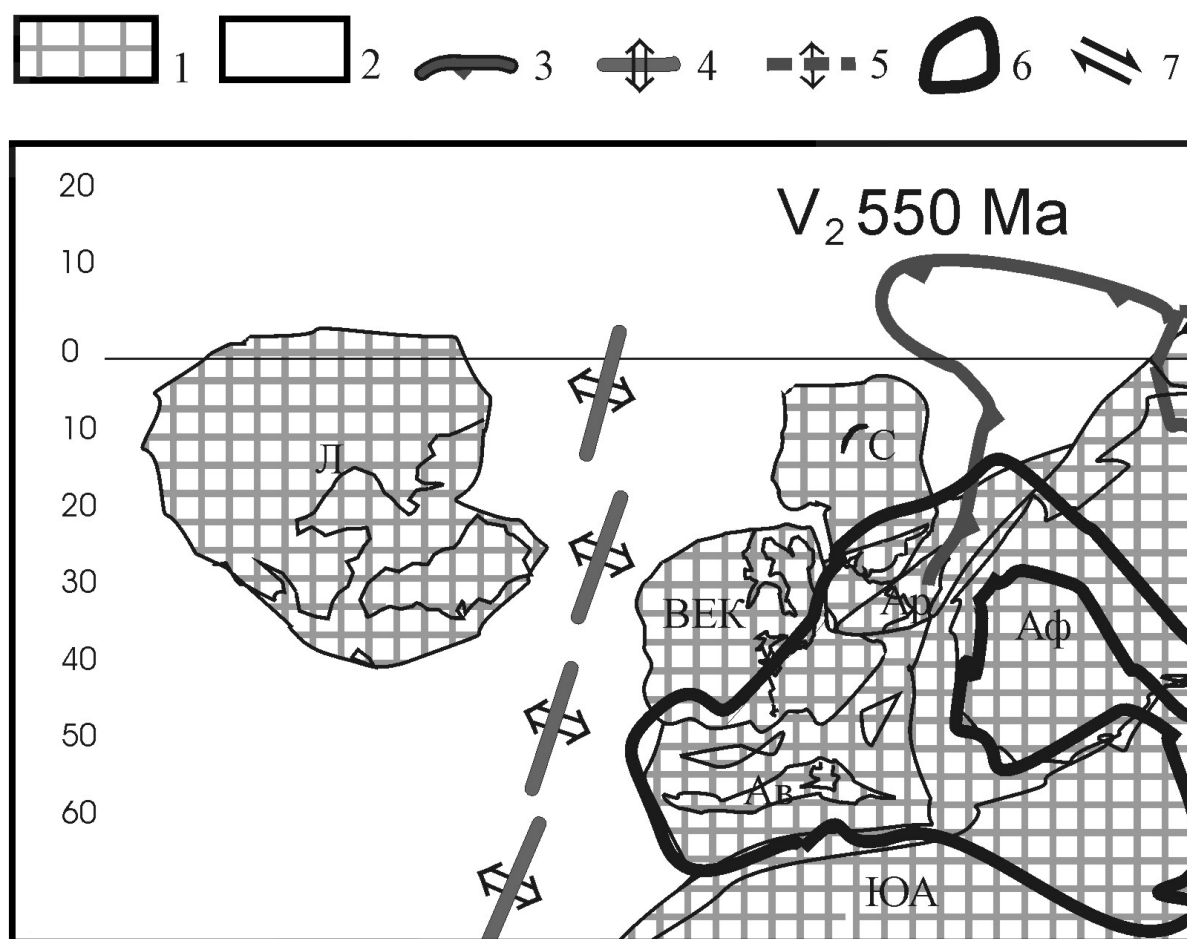


Рис. 25. Схематизированная глобальная палеогеодинамическая реконструкция для позднего венда

Условные обозначения для рис. 25–32: 1 – континентальная кора; 2 – океаническая кора; 3 – зоны субдукции; 4 – океанические рифты; 5 – континентальные рифты; 6 – зоны коллизии; 7 – сдвиги, косая субдукция или коллизия.

Буквами обозначены: Континенты, микроконтиненты, блоки континентального строения в составе более крупного континента или суперконтинента: ВЕК – Восточно-Европейский, С – Сибирский, К – Казахстанский, Л – Лаврентия, Аф – Африканский, ЮА – Южноамериканский; Ав – Авалонский, Ар – Армориканский, Ис – Ильменогорско-Сыертский, Ур – Уралтауский, Ву – Восточно-Уральский, Тт – Таримо-Северопамирско-Таджикский, Ал – Алайский, Уу – Устюртский, АЮП – Афгано-Южнопамирский. Островные дуги: ТАГ – Тагильская, МАГ – Магнитогорская, Таг – фрагмент отмершей Тагильской островной дуги. Дб – Припятско-Донбасский авлакоген.

В пределах этих океанических пространств, вследствие рифтовых процессов с перескоками осей спрединга, возникли микроконтиненты, которые можно объединить в три группы: уральскую (см. выше), армориканскую и авалонскую [Erdtmann, 1996, Linnemann et al., 1998]. На Южном и Среднем Урале мы выделяем Восточно-Уральский и Ильменогорско-Сысертский микроконтиненты, и условно — Уралтауский, хотя, возможно, микроконтинентов было больше. Аналогичным образом, мы не выделяем на схемах все предполагаемые микроконтиненты армориканской и авалонской групп, а объединяем их для простоты в Авалонию и Арморику. Сокращено на предлагаемых схемах и количество микроконтинентов восточногондванской группы (в соответствии с более ранней публикацией автора [Puchkov, 1996]. Заметим, что выделение большего или меньшего количества микроконтинентов — одна из проблем, в решении которых субъективные суждения часто играют решающую роль.

На вновь образованных континентальных окраинах и микроконтинентах рифтовые формации сменяются шельфовыми и батинальными. Процесс формирования пассивных континентальных окраин, во многих случаях наложенных на докембрийские структуры с азимутальным несогласием (как на севере Урала) четко зафиксирован в летописи кембро-ордовикского осадконакопления Запад-

ной и Центральной Европы, западного Урала и восточной части (в современных координатах) Сибирского континента (подробнее см. [Пучков, 1979а, 1987; Puchkov, 1996]).

В ордовике же (рис. 26) заложилась новая система зон субдукции, в пределах которой известны островные дуги: Таконская, Салаирская и Чингизская. Продолжает с перерывами существовать зона субдукции в пределах Северного Тянь-Шаня, заложившаяся в кембрии и обусловившая здесь в ордовике континентальную аккрецию [Миколайчук и др., 1997]. Чингизская дуга, возможно, отчасти наследует кембрийскую Бошекульскую дугу, с которой предположительно связано образование кокчетавских эколитов [Хераскова, Самыгин, 1994; Хераскова, 1998; Дегтярев, 1999; Hermann et al., 1999]. Во второй половине ордовика произошло столкновение Таконской дуги с Лаврентией, приведшее к аккреции аппалачской окраины последней; началось столкновение Чингизской дуги с микроконтинентами Казахстанской группы, что (вместе с событиями на Северном Тянь-Шане) повлекло за собой образование Казахстанского континента [Пучков, 1979а, 1987; Хераскова, Самыгин, 1994; Puchkov, 1996; Хераскова, 1998]. В дальнейшем этот континент, вклиниваясь между Восточно-Европейским и Сибирским, определил многие особенности западной части Урало-Монгольского складчатого пояса.

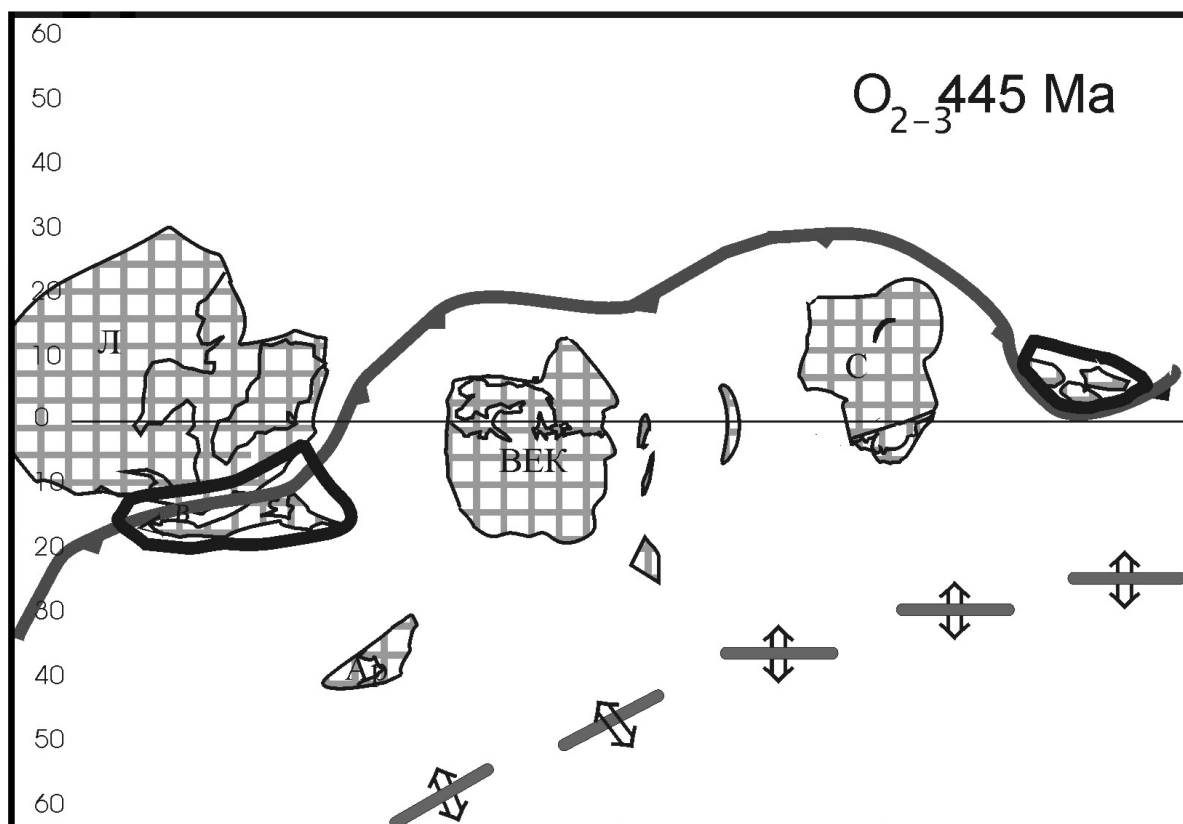


Рис 26. Схематизированная глобальная палеогеодинамическая реконструкция для среднего – позднего ордовика

В ордовике в области Палеотетиса, а в какой-то момент и на условном пространстве Палеоуральского океана, преобладал спрединг (рис. 26), а окраины континентальных блоков характеризуются формированием рифтовых комплексов, сменившихся батиальными. Лишь в Денисовской зоне Урала со второй половины ордовика толеитовые базальты с прослоями яшм сменяются вулканомиктовым кремнистым флишем, что может свидетельствовать о начале формирования островной дуги. Денисовская зона по своему развитию напоминает некоторые эпиконтинентальные зоны казахстанид, могла быть близка к ним пространственно и находится на большом удалении от уральского края Восточно-Европейского континента. В то же время, нет достаточных оснований — имея в виду современные данные по стратиграфии ордовика Сакмарской зоны (см. соответствующий раздел книги) — говорить о существовании Губерлинской островной дуги, весьма популярной в геодинамической

литературе после публикации книги «История развития Уральского палеоокеана» [1984].

Частичное заклинивание зоны субдукции вследствие коллизии привело к ее новой перестройке. В силуре (рис. 27) образовался ороклинальный изгиб островодужной системы вокруг севера и востока Восточно-Европейского континента (в современных координатах) с падением зоны субдукции от него, что привело к столкновению этого континента с Лаврентией, закрытию океана Япетус и образованию Евраммериканского континента (подробнее см. [Gee, 1975, Пучков, 1987, Torsvik et al., 1996 и др.]). Напротив Восточно-Европейского континента зоне субдукции соответствует Тагильская островная дуга и ее продолжение, реликты которого выявляются в пределах Восточно-Уральского микроконтинента. Не исключено, что в эту систему входила и Бошекуль-Чингизская дуга [Дегтярев, 1999] на поздней стадии ее развития.

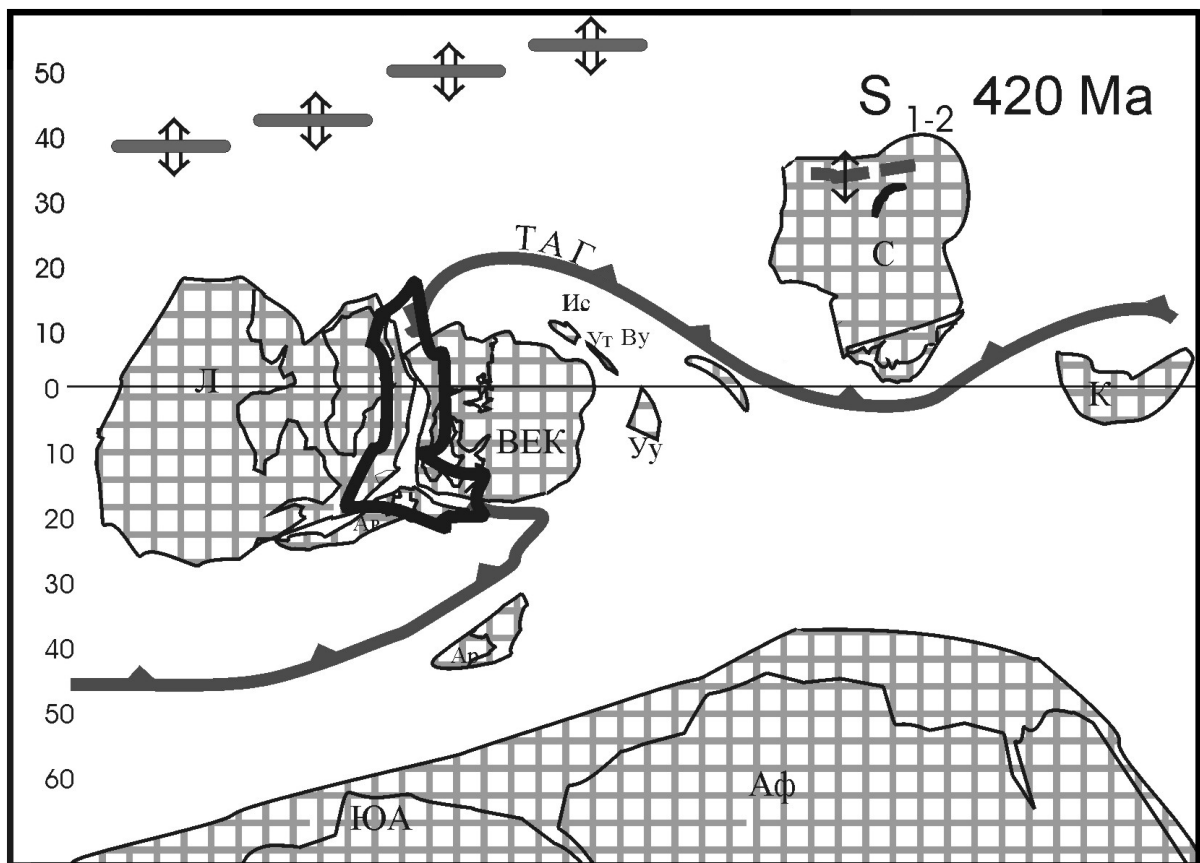


Рис. 27. Схематизированная глобальная палеогеодинамическая реконструкция для середины силура

Коллизия в Скандинавии вызвала в свою очередь новую перестройку субдукционной системы, которая с конца раннего девона огибала Еврамерику уже с юга и востока, и была наклонена под Гондвану. Предполагалось, что развитие этой системы привело к коллизии Еврамерики с Гондваной в области варисских Аппалачей

и Мавританид и к акадской складчатости; в более восточных районах зона коллизии по простиранию сменяется островной дугой (подробнее см. [Пучков, 1987]). Есть и другой вариант: в случае, если прав Р. Ван дер Воо [Van der Voo, 1983], и в среднем – позднем девоне расстояние между Гондваной и Еврамерикой было настолько

большим, что они не могли прийти в непосредственный контакт, акадскую орогению можно объяснить только

столкновением Евразии с островной дугой. В данной работе принят второй вариант (рис. 28).

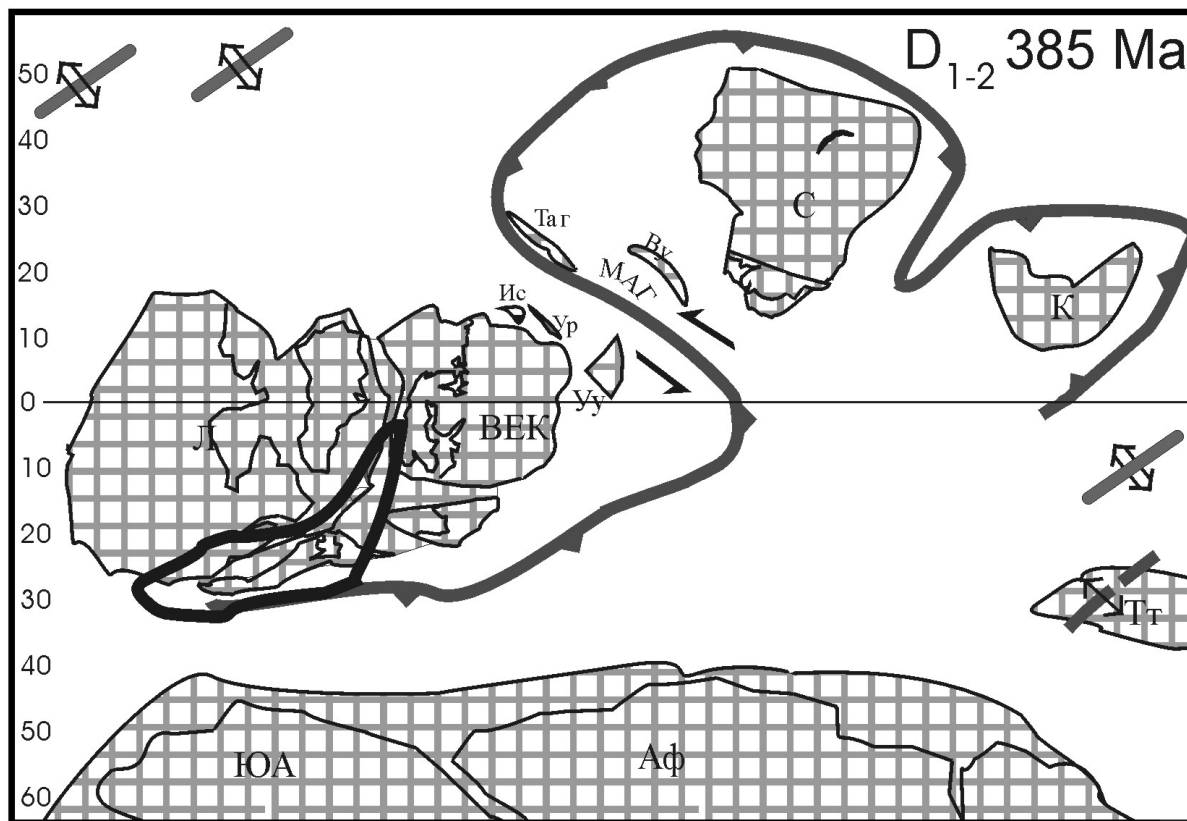


Рис. 28. Схематизированная глобальная палеогеодинамическая реконструкция для раннего – среднего девона

Напротив бывшего Восточно-Европейского континента указанной субдукционной системе отвечала Ирландская островная дуга, позднее трансформировавшаяся в Магнитогорскую, с падением зоны субдукции от указанного континента. По данным В. С. Буртмана и др. (в печати), она имела близ-субширотное простираение. На Алтае в это время также возникла островная дуга, падавшая под Сибирский континент [Елкин и др., 1994]; прямая связь ее с Ирландской не устанавливается, однако ее можно предположить. Вероятно, существовала также самостоятельная зона субдукции, падавшая под Казахстанский континент и обусловившая образование Казахстанского окраинно-континентального вулканоплутонического пояса [Гришин и др., 1997, Курчавов и др., 1998]. Не исключено, что зона субдукции была непрерывной (как это обычно бывает с современными зонами конвергенции), образуя в это время крутой орочлинальный изгиб вокруг Казахстанского континента. Наши реставрации для девона не противоречат, за небольшими исключениями, выводам В.С. Буртмана [1999] об относительном положении ряда перечисленных им объектов, установленном по палеомагнитным данным.

В среднем – позднем девоне вдоль южной окраины Восточно-Европейского континента, ставшей активной, образовалась новая зона субдукции, с падением под этот континент; в тылу ее возникли зоны растяжения (подробнее см. [Пучков, 1987]). Магнитогорская дуга столкнулась в позднем девоне с южноуральской частью пассивной окраины Восточно-Европейского континента (рис. 29), что привело к аккреции этой окраины и новой перестройке субдукционной системы. На этот раз и на Южном Урале возник вулканоплутонический пояс с падением зоны субдукции под Восточно-Европейский континент. Пояс существовал довольно длительное время (от турне до начала среднего карбона), что влечет за собой предположение о ликвидации за это время полосы океанической коры шириною не менее 400–500 км. Столкновение Восточно-Европейского и Казахстанского континентов произошло в башкирском веке, и тогда же, на более короткое время, возникла субдукция на Среднем Урале, приведшая к возникновению гранитных массивов Верхисетской группы и началу столкновения Тагильского террейна с Восточно-Европейским континентом (рис. 30).

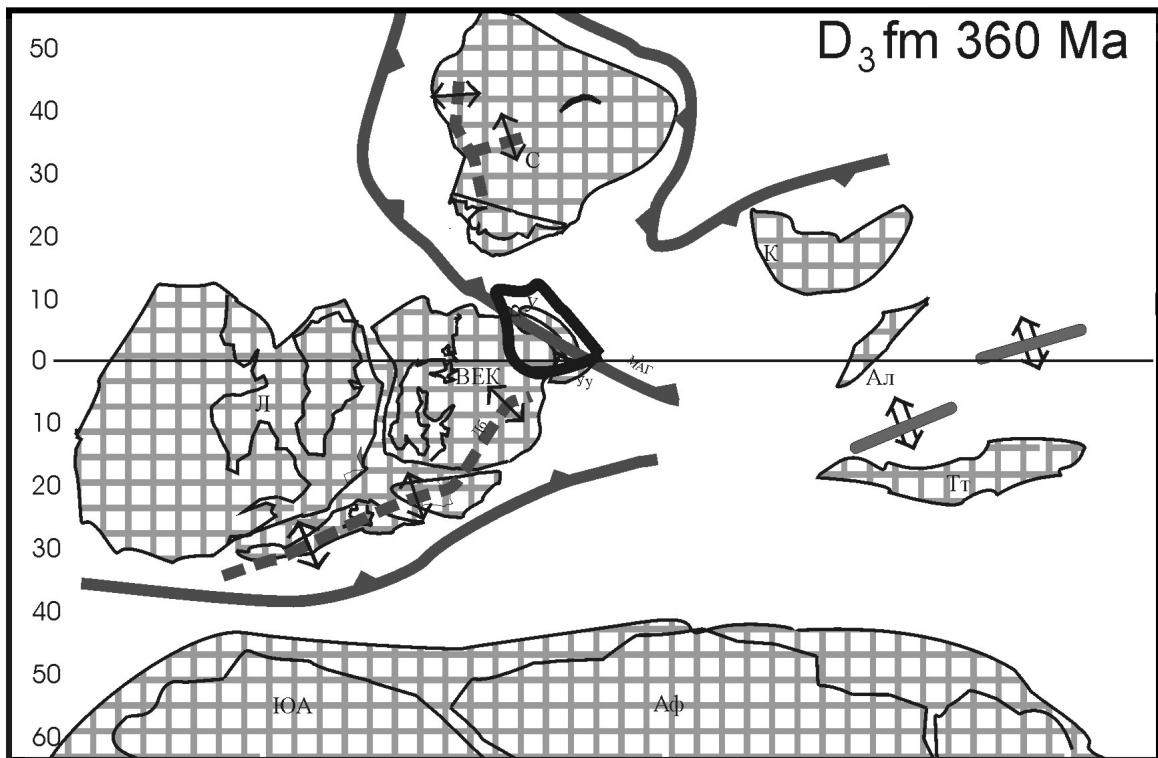


Рис. 29. Схематизированная глобальная палеогеодинамическая реконструкция для фамена

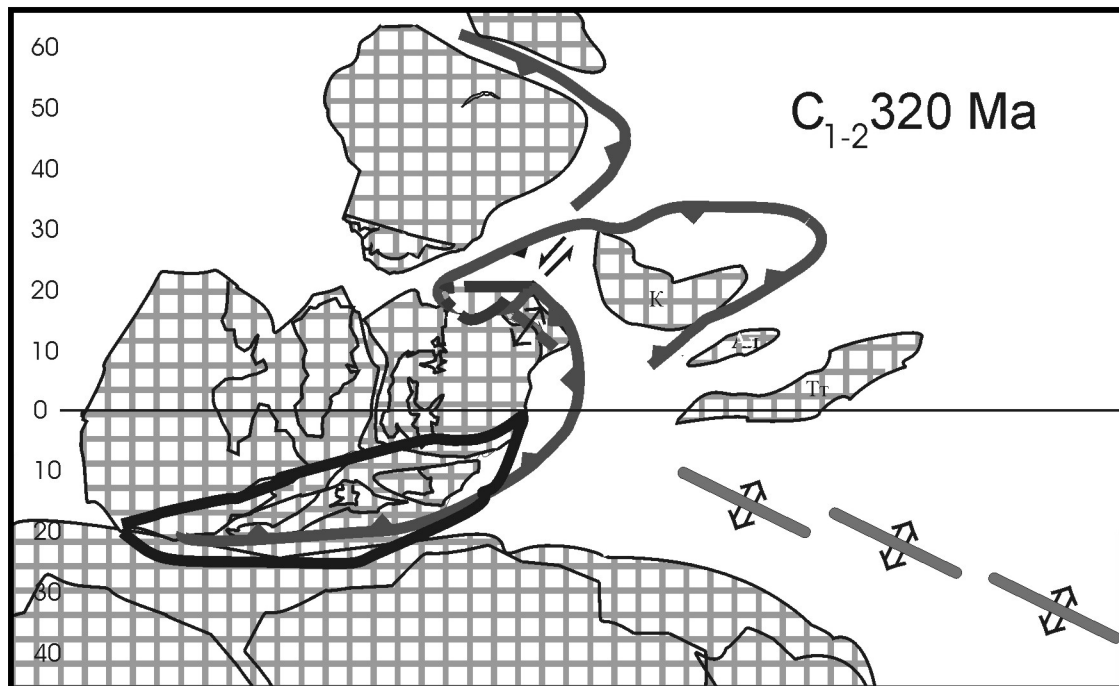


Рис. 30. Схематизированная глобальная палеогеодинамическая реконструкция для раннего – начала среднего карбона

Таким образом, возможности субдукции (связанные с наличием океанической коры) на Урале в среднем карбоне были полностью исчерпаны, что привело к смене субдукции жесткой коллизией типа континент – континент и формированию симметричного, двусто-

роннего орогена, структура которого хорошо выявляется на сейсмопрофилях URSEIS-95 и ESRU. Лишь на севере (в районе Карского моря), вероятно еще оставалось небольшое океаническое пространство (рис. 31).

В раннеюрское время, в результате перемещений по сдвигам в пределах уже сформировавшейся Пангеи, последние остатки океанической коры, если они еще сохранялись, были ликвидированы и произошла колли-

зия непосредственно между блоками бывших Восточно-Европейского и Сибирского континентов, приведшая к складчатости в пределах Пай-Хоя, Новой Земли и Таймыра (рис. 32).

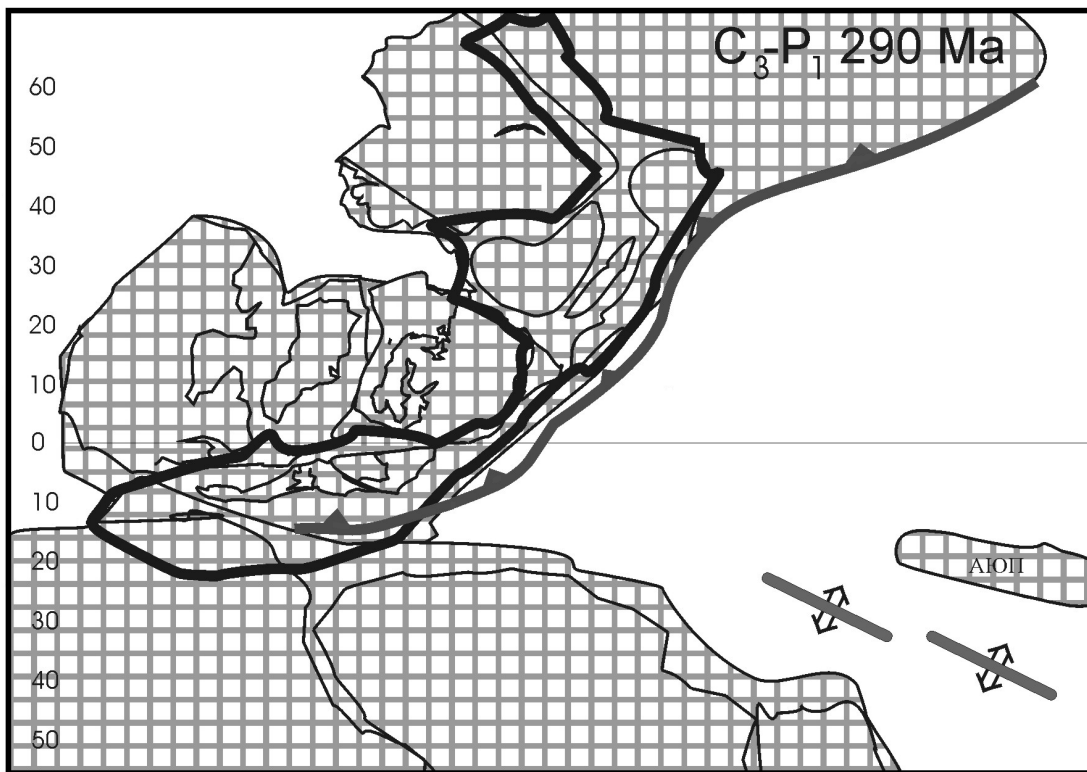


Рис. 31. Схематизированная глобальная палеогеодинамическая реконструкция для позднего карбона – ранней перми

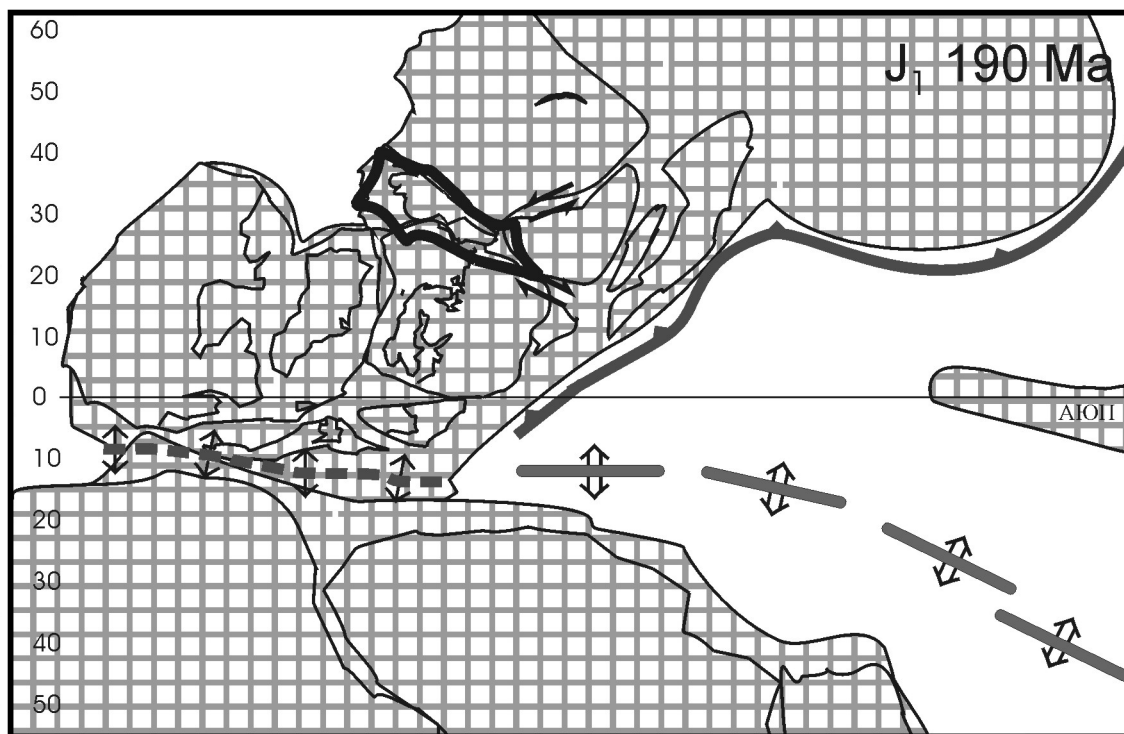


Рис. 32. Схематизированная глобальная палеогеодинамическая реконструкция для ранней юры

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенный палеогеодинамический анализ позволяет лучше понять последовательность и причинные связи событий, приведших к формированию уральских структур; более четко включить геологическую историю Урала в контекст глобальных тектонических событий.

В последнее время большую популярность приобрела идея В. П. Трубицына [Трубицын, Рыков, 1998] о том, что дрейф континентов определяется свободной нестационарной мантийной конвекцией, ячейки которой взаимодействуют со свободно плавающими континентами, перемещая их под влиянием сил вязкого сцепления. При этом существует и обратная связь: обладая повышенной теплогенерацией, континенты в свою очередь влияют на конфигурацию мантийных течений, вызывая их перестройки. Эта концепция позволяет объяснить образование и распад суперконтинентов. Вместе с тем, из поля зрения исследователей часто ускользают важные детали и причинные связи частных геодинамических перестроек. Общий сценарий в палеозое следует тем же закономерностям, которые подчеркивались автором при анализе мезо-кайнозойской геодинамики литосферы [Пучков, 1994], и которые на деле представляют реальную альтернативу штиллеанского видения тектонической хронологии: на фоне глобального мегацикла, во временном промежутке между распадом одного суперконтинента и возникновением другого, глобально распространенные фазы складчатости не проявляются. Интенсивная складчатость и орогенез возникают как следствие частных, регионально проявленных коллизий континентов, микроконтинентов и островных дуг. Перестройки геодинамической системы происходят путем быстрых перескоков отдельных ветвей, принадлежащих глобальной системе постоянно действующих зон субдукции и рифтогенеза. Конфигурация этой системы является грубым отражением распределения восходящих и нисходящих ветвей конвективных ячеек. В то же время, поверхностное механическое взаимодействие литосферных плит между собой также является фактором эволюции геодинамической системы и, в свою очередь, оказывает влияние на перестройки конвективных ячеек. Представляется, что таким образом удастся совместить модели пассивного и активного тектогенеза, которые в случае рифтового процесса обычно рассматриваются как конкурирующие [Леонов, 2000].

Среди событий этого плана, после распада суперконтинента Родинии, наиболее важными для нас являются: 1. Кадомская коллизионная орогенезия, тесно связанная с панафриканской и соединившая Восточно-Европейский, Сибирский и Гондванский континенты в новый суперконтинент. 2. Кембро-ордовикский рифтогенез, распад этого суперконтинента, последующий спрединг и формирование новых океанов атлантического типа — Палеотетиса и Палеоуральского, с рядом микроконтинентов. 3. Образование силурийской островной дуги, по-видимому, связанной с зоной субдукции, закрывшей океан Япетус. 4. Перескок зоны субдукции и образование Ирландско-Магнитогорской дуги, первоначально связанной с акадской зоной субдукции (до момента, когда произошла коллизия между акадской дугой и Евразийским континентом). 5. Столкновение Магнитогорской дуги с пассивной окраиной Восточно-Европейского континента, аккреция этой окраины и как следствие — новая перестройка субдукционной системы. 6. Возникновение (на новой, аккретировавшей границе Восточно-Европейского континента) вулcano-плутонического пояса над зоной косо́й субдукции, падающей под этот континент, что привело к полному исчезновению реликтов океанической коры между Южноуральской частью Восточно-Европейского и Казахстанским континентами в середине башкирского века. 7. Образование в башкирском веке, к северу от Уфимского выступа, короткоживущей зоны субдукции, падавшей от Восточно-Европейского континента. 8. С московского века — начало жесткой коллизии Восточно-Европейского и Казахстанского континентов и образование двустороннего орогена, практически эродированного к концу перми. Этот процесс происходил на фоне более широкого и диахронного процесса варисской коллизии, орогенеза и складчатости, захватившего огромные пространства и приведшего к образованию Пангеи. 9. Возрождение Уральского горного сооружения, связанное с рассеянным рифтогенезом, проявившимся на территории Западной Сибири, Таймыра, Сибирской платформы. 10. Древнекиммерийские деформации (в том числе, сдвиговые), носившие постумный характер на востоке Южного и Среднего Урала, но приведшие к образованию Пай-Хойско-Новоземельской и Таймырской складчатых областей на северном окончании Урала.

Литература

- Абдулин А. А. Геология Мугоджар. Алма-Ата: Наука Каз. ССР, 1973. 391 с.
- Аблизин Б. Д., Ключина М. Л., Курбацкий А. М., Курбацкая Ф. А. Верхний рифей и венд западного склона Урала. М.: Наука, 1982. 187 с.
- Абрамова А. Н., Маслов В. А., Артюшкова О. В., Барышев В. Н. О нижней границе зилаирской свиты в разрезе у д. Яумбаево // Ежегодник-96 / ИГ УНЦ РАН. Уфа. 1998. С. 32–34.
- Алексеев А. А. Эндеогенные петрогенетические процессы и геологические формации в позднекембрийской истории Урала (на примере западного склона Урала): Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук / ИГГ УрО РАН. Екатеринбург. 1994. 41 с.
- Алексеев А. А., Алексеева Г. В. Фенгитовые мусковиты и фенгиты в кристаллических сланцах Белорецкого метаморфического комплекса // Ежегодник-1997 / ИГ УНЦ РАН. Уфа. 1999. С. 178–184.
- Анфимов Л. В. Литогенез в рифейских осадочных толщах Башкирского мегантиклинория (Ю. Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 290 с.
- Анцыгин Н. Я. Стратиграфическое расчленение отложений Улсовско-Висимской структуры // Палеогеография венда – раннего палеозоя Северной Евразии. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. С. 74–82.
- Анцыгин Н. Я., Шурыгина М. В., Наседкина В. А. Новые данные по стратиграфии палеозоя Северного Урала // Геологическое развитие Урала: достижения и проблемы / МИНГЕО РСФСР. М. 1988. С. 111–121.
- Аржавитина М. Ю. Расчленение зилаирской свиты Магнитогорского мегасинклиория по минеральным компонентам // Докл. АН СССР. 1976. Т. 229. № 3. С. 679–682.
- Аржавитина М. Ю. Типы разрезов зилаирской свиты Магнитогорского мегасинклиория // Геология, магнетизм горных пород и палеомагнетизм Южного Урала / ИГ БФАН СССР. Уфа. 1977. С. 17–22.
- Артюшков Е. В. Геодинамика. М.: Наука, 1979. 279 с.
- Артюшкова О. В. О конденсированных разрезах девона северной части Сакмарской зоны на Южном Урале // Палеонтология и стратиграфия девона и карбона Южного Урала / ИГ БНЦ РАН. Уфа. 1991. С. 41–45.
- Артюшкова О. В., Маслов В. А. Палеонтологическое обоснование стратиграфического расчленения дофаменских вулканогенных комплексов Верхнеуральского и Магнитогорского районов / ИГ УНЦ РАН. Уфа. 1999. 156 с.
- Артюшкова О. В., Маслов В. А., Тищенко В. Т. Новые данные по стратиграфии палеозоя Сакмарской и Присакмарской зон Южного Урала: Препринт. Уфа, 1991. 29 с.
- Архангельский Н. И., Вялухин Г. И., Умова Л. А., Шатров В. П. Тектоника мезозоя восточного склона Южного Урала. М.: Наука, 1968. 166 с.
- Ахмеджанов М. А., Абдуллаев Р. Н., Борисов О. М. Нижний палеозой Срединного и Южного Тянь-Шаня. Ташкент: ФАН, 1979. 151 с.
- Баженов М. Л., Моссаковский А. А. Горизонтальные перемещения Сибирской платформы в триасе, по палеомагнитным данным // Геотектоника. 1986. № 1. С. 59–69.
- Баишта К. Г., Васильев Г. П., Шахторина Л. Н. Некоторые результаты бурения и исследований Уральской сверхглубокой скважины СГ-4 // Геология и минерагения подвижных поясов / Уралгеолком. Екатеринбург. 1997. С. 149–159.
- Бежаев М. М. Флишевая и орогенная формация восточного склона Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. 206 с.
- Беккер Ю. Р. Позднекембрийская моласса Южного Урала. Л.: Недра, 1968. 288 с.
- Беккер Ю. Р. Открытие эдиакарской биоты в кровле венда Южного Урала // Региональная геология и металлогения. 1996. № 5. С. 111–120.
- Белковский А. И. Симплектит-эклогиты Среднего Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1989. 190 с.
- Белякова Л. Т., Богацкий В. И., Данилевский С. А. и др. Геодинамическая позиция гранитоидов Тимано-Печорской плиты и ее влияние на размещение залежей углеводородов // Гранитоидные вулканоплутонические ассоциации / ИГ КНЦ РАН. Сыктывкар. 1997. С. 86–87.
- Берзин Н. А., Колман Р. Г., Добрецов Н. Л. и др. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. № 7/8. С. 8–28.
- Бикбаев А. З., Иванов К. С., Снигирева М. П. К стратиграфии кремнистых толщ силура Восточно-Уральской структурно-фациальной зоны // Палеогеография венда – раннего палеозоя северной Евразии. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. С. 89–98.
- Биске Ю. С. Нижний палеозой Южной Ферганы: структурная позиция, стратиграфия, геологическая история // Вестн. ЛГУ. 1987. Сер. 7. 1(7). С. 3–11.
- Бобохов А. С. Эндеогенная динамическая система Южноуральской палеоостровной дуги. М.: Наука, 1991. 181 с.
- Богатов В. И., Костицын Ю. А. Rb–Sr изотопный возраст и геохимия гранитоидов на севере Магнитогорского прогиба, Южный Урал // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 1999. № 2. С. 34–41.
- Болтыров В. Б. Каледоно-варисский цикл регионального метаморфизма палеозойской геосинклинали Урала // Геология метаморфических комплексов Урала / Горный ин-т. Свердловск. 1973. Вып. 2. С. 11–27.
- Борисенок В. И., Курковская Л. А., Рязанцев А. В. Ордовикские конодонты в кремнисто-базальтовом комплексе Южного Урала (результаты научно-исследовательских работ на Уральском учебном полигоне) // Вестник МГУ. Сер. геол. 1998. № 3. С. 52–55.
- Бородаев Ю. С., Корень Т. Н., Петровский А. Д. О находке граптолитов в карьере Блявинского медноколчеданного месторождения на Южном Урале // Докл. АН СССР. 1963. Т. 150. № 5. С. 1107–1108.
- Бочкарев В. В., Сурин Т. Н. Вулканогенные формации и геодинамическое развитие Учалино-Александринской и Режевской зон Южного Урала. Екатеринбург: Наука, 1993. 79 с.
- Бочкарев В. С. Тектонические условия замыкания геосинклиналей и ранние этапы развития молодых платформ. М.: Недра, 1973. 176 с.
- Боякова В. Д., Юкляевских В. В. Нижнетурнейская кора выветривания Магнитогорского мегасинклиория // Геология и минерагения подвижных поясов / Уральский Геолком. Екатеринбург. 1997. С. 197–210.

- Буртман В. С. Некоторые проблемы палеозойских тектонических реконструкций // Геотектоника. 1999. № 3. С. 103–112.
- Буртман В. С., Гурарий Г. З., Беленький А. В., Кудашева И. А. Казахстан и Алтай в девонское время (по палеомагнитным данным) // Геотектоника. 1998. № 6. С. 63–71.
- Буртман В. С., Гурарий Г. З., Дворова А. В., Кузнецов Н. Б. Уральский океан в девонское время (по палеомагнитным данным) // Геотектоника. В печати.
- Бушляков И. Н., Баженов А. Г. Геохимия галогенов в гранитоидах и метаморфитах Ильменогорского комплекса. Екатеринбург: УрО РАН, 1999. 75 с.
- Бушляков И. Н., Калеганов Б. А., Краснобаев А. А. Новые данные изотопного датирования гранитоидов и метаморфитов Ильменогорского комплекса // Ежегодник–1993 / ИГГ УрО РАН. Екатеринбург. 1994. С. 107–110.
- Варганов В. Г. Геологический возраст эдиакарской фауны из Австралии // Палеогеография венда–раннего палеозоя северной Евразии. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. С. 191–202.
- Варганов В. Г., Анцыгин Н. Я., Наседкина В. А. и др. Стратиграфия и фауна ордовика Среднего Урала. М.: Недра, 1973. 228 с.
- Варлаков А. С. Петрология процессов серпентинизации гипербазитов складчатых областей. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. 224 с.
- Вахромеев И. С., Чибрикова Е. В. К стратиграфии и структуре Гайского колчеданного месторождения на Южном Урале // Биостратиграфия девона и карбона Урала / БФАН СССР. Уфа. 1968. С. 108–114.
- Ведерников В. В. Новые данные о возрасте вулканических формаций восточной части Невьянского района // Ежегодник–1983 / ИГГ УрО РАН. Екатеринбург. 1984. С. 19–21.
- Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Стратиграфия и геологические процессы / Под ред. Б. С. Соколова. М.: Наука, 1985. Т. 2. 227 с.
- Волкова Н. А. Палеогеография фитопланктона на рубеже кембрия–нижнего ордовика // Палеонтологический журнал. 1997. № 2. С. 13–19.
- Вопросы нелинейной геологии и геодинамики: Матлы / III семинар по нелинейной геологии и геодинамике. М.: ГЕОС, 1998. 109 с.
- Вулканизм Южного Урала / И. Б. Серавкин, А. М. Косарев, Д. Н. Салихов и др. М.: Наука, 1992. 197 с.
- Вулканогенная металлогения Южного Урала / И. Б. Серавкин, С. Е. Знаменский, А. М. Косарев. М.: Наука, 1994. 160 с.
- Гаряинов В. А., Твердохлебов В. П. Медистые песчаники Оренбургской области // Проблемы геологии Южного Урала и Поволжья. Осадочные породы и связанные с ними полезные ископаемые. Саратов: изд-во СГУ, 1964. Второй выпуск. Ч. II. С. 3–15.
- Гаряинов В. А., Шаткинская Е. Ф. К палеонтологической характеристике верхнетриасовых отложений Оренбургского Приуралья // Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья. Саратов: Изд-во СГУ, 1966. Вып. третий. С. 72–91.
- Геологическая история территории СССР и тектоника плит / Л. П. Зоненшайн, Е. И. Приставакина, Р. Е. Айзберг и др. М.: Наука, 1989. 206 с.
- Геологическое строение и нефтегазоносность Оренбургской области / А. С. Пантелеев, Н. Ф. Козлов, П. И. Постоенко и др. Оренбург: ОНАКО, 1997. 272 с.
- Геология и полезные ископаемые юго-востока Тургайского прогиба и Северного Ультау / Отв. ред. А. А. Абдуллин. Алма-Ата: Наука, 1984. 231 с.
- Геология СССР. Т. XII. Пермская, Свердловская, Челябинская и Курганская области. Ч. 1. Геологическое описание. Книга 1. М.: Недра, 1969. 724 с.
- Геология СССР. Т. XIII. Башкирская ССР и Оренбургская область. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1964. 655 с.
- Глубинное строение, тектоника, металлогения Урала / В. М. Нечеухин, Н. Г. Берлянд, В. Н. Пучков, В. Б. Соколов. Свердловск: УрО АН СССР, 1986. 107 с.
- Глубинное строение Урала по геофизическим данным / С. В. Автонеев, Е. М. Ананьева, К. Г. Баишта и др. // Глубинное строение территории СССР. М.: Наука, 1991. С. 115–140.
- Голдин Б. А., Дудкин Б. Н., Калинин Е. П. и др. Урал–новая геологическая провинция фарфорового камня. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. 54 с.
- Голдин Б. А., Калинин Е. П., Пучков В. Н. Магматические формации западного склона севера Урала и их минералогия. Сыктывкар: КНЦ РАН, 1999. 214 с.
- Голдин Б. А., Пучков В. Н. Тектоническая эволюция и вулканизм западного обрамления Уральской эвгеосинклинали на севере Урала // Известия АН СССР. Сер. геол. 1974а. № 1. С. 59–69.
- Голдин Б. А., Пучков В. Н. Формация щелочных базальтоидов Приполярного Урала и ее тектоническое положение // Докл. АН СССР. 1974б. Т. 216. № 6. С. 1349–1352.
- Голдин Б. А., Пучков В. Н. Раннепалеозойский (рифтовый) вулканизм западного склона Урала // Докембрий и нижний палеозой Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. С. 63–71.
- Горожанин В. М. Рубидий–стронциевый изотопный метод в решении проблем геологии Южного Урала: Автореф. дис.... канд. геол.-мин. наук / ИГГ УрО РАН. Екатеринбург. 1995. 23 с.
- Горожанин В. М. Первичный изотопный состав стронция в магматических комплексах Южного Урала // Магматизм и геодинамика. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. С. 98–108.
- Грабежьев А. И., Белгородский Е. А. Продуктивные гранитоиды и метасоматиты медно-порфировых месторождений. Екатеринбург: Наука, 1992. 199 с.
- Граница нижнего–среднего карбона на Южном Урале и Среднем Тянь-Шане / Е. И. Кулагина, З. С. Румянцева, В. Н. Пазухин и др. М.: Наука, 1992. 153 с.
- Гришин Д. В., Печерский Д. М., Дегтярев К. Е. Палеомагнетизм и реконструкция среднепалеозойской структуры Центрального Казахстана // Геотектоника. 1997. № 1. С. 71–81.
- Далимов Т. Н., Ганиев И. Н., Шпотова Л. В., Кадыров М. Х. Геодинамика Тянь-Шаня. Ташкент: Университет, 1993. 207 с.
- Дегтярев К. Е. Тектоническая эволюция раннепалеозойской активной окраины в Казахстане. М.: Наука, 1999. 123 с. (Труды / ГИН РАН; Вып. 513).
- Дегтярев К. Е., Куренков С. А., Кузнецов Н. Б. и др. Проблема выделения каледонид Зауралья (Южный Урал) // Урал: фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии. М.: Наука, 1998. С. 118–127.
- Дембовский Б. Я., Дембовская З. П., Ключкина М. Л., Наседкина В. А. Ордовик Приполярного Урала. Геология, литология, стратиграфия. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 196 с.
- Диденко А. Н., Моссаковский А. А., Печерский Д. М. и др. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и Геофизика. 1994. № 7/8. С. 59–75.

- Душин В. А. Магматизм и геодинамика палеоконтинентального сектора севера Урала. М.: Недра, 1997. 213 с.
- Евлентьев И. В., Гауэр К. Е. Докембрийские отложения Зауральского антиклинория Южного Урала // Литология и условия образования докембрийских и палеозойских отложений Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981. С. 18–25.
- Елкин Е. А., Сенников Н. В., Буслов М. М. и др. Палеогеографические реконструкции западной части Алтае-Саянской области в ордовике, силуре и девоне и их геодинамическая интерпретация // Геология и Геофизика. 1994. № 7/8. С. 118–144.
- Ефимов А. А. Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. М.: Наука, 1984. 230 с.
- Ефимов А. А., Ефимова Л. П., Маегов В. И. Тектоника Платиноносного пояса Урала: соотношение вещественных комплексов и механизм формирования структуры // Геотектоника. 1993. № 3. С. 4–46.
- Жданова С. Н. Петрография и метаморфизм пород Шумгинско-Кувашской зоны (западный склон Южного Урала): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук / ИГГ УНЦ АН СССР. Свердловск. 1978. 23 с.
- Живкович А. Е., Чехович П. А. Палеозойские формации и тектоника Уфимского амфитеатра. М.: Наука, 1985. 184 с.
- Жилин И. В., Нечехин В. М. Геодинамика формирования и рудоносность магматических комплексов Бардымской зоны на западном склоне Урала // Металлогения и геодинамика / УГГГА. Екатеринбург. 1999. С. 43–45.
- Жилин И. В., Селиверстов Г. Ф. Щелочной вулканизм Нязепетровского района // Магматизм и эндогенная металлогения западного склона Южного Урала / ИГ БФАН СССР. Уфа. 1973. С. 150–159.
- Захаров О. А., Пучков В. Н. О тектонической природе максютовского метаморфического комплекса на Южном Урале: (Доклад Президиуму УНЦ РАН). Уфа, 1994. 30 с.
- Захарьевич А. Н. Об объеме и возрасте сугоякской свиты Челябинского бассейна // Новое в стратиграфии триаса Палеоурала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С. 67–74.
- Зинькова Е. А. Геохимия, история формирования и петрогенезис Верхисетского гранитоидного массива, Средний Урал: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук / ИГГ УрО РАН. Екатеринбург. 1997. 23 с.
- Знаменский С. Е. Позднеордовикско-раннесилурийский вулcano-интрузивный комплекс северной части Магнитогорского мегасинклинория и связанное с ним оруденение (Ю. Урал): Препринт. Уфа, 1994. 20 с.
- Знаменский С. Е., Серавкин И. Б., Косарев А. М. Структурно-тектонифизические условия формирования позднеколлизийных месторождений золота Магнитогорского мегасинклинория (Южный Урал) // Металлогения и геодинамика Урал / УГТА. Екатеринбург. 2000. С. 105–107.
- Зоненшайн Л. П., Кориневский В. Г., Матвеев В. В., Хаин Е. В. Разрез палеозойской океанической коры в Южных Мугоджарах: реконструкция спрединга и палеорельефа // Геотектоника. 1985. № 3. С. 5–20.
- Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И. Палеогеодинамика. М.: Наука, 1993. 192 с.
- Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Натанов Л. М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 1. 328 с.
- Зоненшайн Л. П., Савостин Л. Л. Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 311 с.
- Иванов К. П. Триасовая трапповая формация Урала. М.: Наука, 1974. 155 с.
- Иванов К. С. Ультракалиевые липаритовые порфиры на Урале // Докл. АН СССР. 1979. Т. 247. № 4. С. 908–912.
- Иванов К. С. К геологии вулканогенных толщ Мугоджар. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1983. 72 с.
- Иванов К. С. К стратиграфии кремнистых толщ Зауралья // Новые данные по геологии Урала и Средней Азии. Свердловск: УрО АН СССР, 1989. С. 20–36.
- Иванов К. С. Возраст и положение Чанчарского трахибазальтового комплекса Южного Урала // Палеонтология и стратиграфия девона и карбона Южного Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. С. 97–103.
- Иванов К. С. Проблемы стратиграфии и тектоники вулканогенных толщ Сакмарской зоны и полосы Главного Уральского разлома // Материалы по стратиграфии и палеонтологии Урала. Екатеринбург: УрО РАН. 1996. С. 5–24.
- Иванов К. С. Главный Уральский глубинный разлом как палеозона субдукции Заварицкого-Беньофа: тектоника и петрогенезис важнейших породных комплексов. // Проблемы петрогенезиса и рудообразования. Екатеринбург: УрО РАН, 1998а. С. 75–78.
- Иванов К. С. Новые данные по стратиграфии и тектонике палеозойских кремнистых комплексов района массива Крака // Палеогеография венда – раннего палеозоя северной Евразии. Екатеринбург: УрО РАН, 1998б. С. 107–113.
- Иванов К. С. Основные черты геологической истории (1,6–0,2 млрд лет) и строения Урала. Дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Екатеринбург, 1998в. 252 с.
- Иванов К. С., Быковская Е. А., Пелевин И. А. К тектонике палеоконтинентального (западного) сектора Ср. Урала // Ежегодник–1998 / ИГГ УНЦ РАН. Екатеринбург. 1999. С. 35–38.
- Иванов К. С., Иванов С. Н., Пучков В. Н. Природа и возраст вулканогенных толщ Мугоджар // Докл. АН СССР. 1983. Т. 270. № 2. С. 391–394.
- Иванов К. С., Лукошков В. Н., Шуйский В. П. Новые данные по стратиграфии ордовика Зауральского поднятия // Новые данные по стратиграфии фанерозоя Урала и сопредельных регионов. Свердловск: УрО АН СССР, 1987. С. 52–105.
- Иванов К. С., Мизенс А. Г., Мизенс Л. И., Сапельников В. П. Геология и брахиоподы терригенных отложений разреза р. Аят // Палеогеография венда – раннего палеозоя северной Евразии. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. С. 98–107.
- Иванов К. С., Пучков В. Н. Девонский базальтоидный магматизм Зилаиро-Лемвинской зоны Урала // Геология зоны сочленения Урала и Восточно-Европейской платформы. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984а. С. 41–50.
- Иванов К. С., Пучков В. Н. Геология Сакмарской зоны Урала (новые данные): Препринт. Свердловск, 1984б. 86 с.
- Иванов К. С., Пучков В. Н. Пространственно-временная эволюция базальтоидного вулканизма Мугоджар // Новые данные по геологии, биостратиграфии и палеонтологии Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. С. 3–9.
- Иванов К. С., Пучков В. Н. Девонские известняки Сакмарской зоны Урала // Ежегодник–1985 / ИГГ ИГГ УрО АН СССР Свердловск., 1986. С. 20–22.
- Иванов К. С., Пучков В. Н. Еще раз о возрасте губерлинской свиты Южного Урала // Ежегодник–1987 / ИГГ УрО АН СССР. Свердловск. 1988. С. 10–14.

- Иванов К. С., Пучков В. Н., Бабенко В. А.* Находки конодонтов и граптолитов среди метаморфизованных толщ на Южном Урале // Докл. АН СССР. 1990а. Т. 310. № 3. С. 376–379.
- Иванов К. С., Пучков В. Н., Бабенко В. и др.* О возрасте мугоджарской свиты юга Урала // Новые данные по геологии Урала, Западной Сибири и Казахстана. Свердловск: УрО АН СССР, 1990б. С. 38–44.
- Иванов К. С., Пучков В. Н., Наседкина В. А., Пелевин И. А.* Первые результаты ревизии стратиграфии поляковской свиты по конодонтам // Ежегодник–1988/ИГГ УрО РАН. Свердловск. 1989. С. 12–13.
- Иванов К. С., Пучков В. Н., Пелевин И. А.* Новое в геологии Мугоджар // Геология и палеонтология Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1986. С. 91–106.
- Иванов К. С., Пучков В. Н., Пелевин И. А.* Новые данные по стратиграфии и истории развития палеозойских восточных зон Южного Урала // Новые данные по стратиграфии и литологии палеозоя Урала и Средней Азии. Екатеринбург: УрО РАН, 1992. С. 3–10.
- Иванов К. С., Пучков В. Н., Пелевин И. А.* К геологии Ущельских гор Южного Урала // Ежегодник–1995/ИГГ УрО РАН. Екатеринбург. 1996. С. 40–45.
- Иванов К. С., Пуцаев А. М., Пучков В. Н.* Новые данные по стратиграфии и тектонике восточного края Магнитогорской зоны Урала // Новые данные по палеонтологии и стратиграфии палеозоя Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. С. 51–64.
- Иванов К. С., Сницирева М. П.* Биостратиграфия и палеогеография позднеордовикско-силурийских островодужных комплексов Тагильской мегазоны Урала по данным бурения Уральской сверхглубокой скважины СГ–4 // Палеогеография венда – раннего палеозоя северной Евразии. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. С. 203–216.
- Иванов К. С., Шмелев В. Р.* Платиноносный пояс Урала — магматический след раннепалеозойской зоны субдукции // Докл. РАН. 1996. Т. 347. № 5. С. 649–652.
- Иванов О. К.* Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала. Екатеринбург: Изд-во Уральского университета, 1997. 488 с.
- Иванов О. К., Калеганов Б. А.* Калий-аргоновый возраст флогопитовых клинопироксенитов Светлоборского массива // Ежегодник–1991/ИГГ УрО РАН. Екатеринбург. 1992. С. 61–62.
- Иванов С. Н.* Байкалиды Урала и природа метаморфических комплексов, обрамляющих эвгеосинклинали. Свердловск: УрО АН СССР, 1987. 74 с.
- Иванов С. Н., Иванов К. С.* О соотношении главных вулканогенных мегазон Урала — Тагильской и Магнитогорской // Докл. АН СССР. 1991. Т. 318. № 3. С. 937–940.
- Иванов С. Н., Кориневский В. Г., Белянина Г. П.* Реликты рифтовой океанической долины на Урале // Докл. АН СССР. 1973. Т. 211. № 4. С. 939–942.
- Иванов С. Н., Краснобаев А. А., Русин А. И.* Проблемы геологии докембрия Урала // Геология и палеонтология Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. С. 50–68.
- Иванов С. Н., Семенов И. В., Червяковский Г. Ф.* Рифтогенез в предконтинентальной стадии развития Урала // Докл. АН СССР. 1984. Т. 274. № 3. С. 387–391.
- Ильинская М. Н.* О составе песчаников зилаирской серии на Южном Урале // Литология и полезные ископаемые. 1980. № 6. С. 32–44.
- История** нижнемезозойского угленакпления в Казахстане / *В. Н. Волков., Е. М. Маркович, И. З. Фаддеева и др.* М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1961. 314 с. (Труды/Лаб. геологии угля. Ч. 1. Вып. XII).
- История** развития Уральского палеоокеана / *Отв. ред. Л. П. Зоненшайн, В. В. Матвеев* / Ин-т океанологии АН СССР. М. 1984. 164 с.
- Казанцев Ю. В.* Структурная геология Предуралья прогиба. М.: Наука, 1984. 234 с.
- Казанцев Ю. В.* Синформа Магнитогорского синклинория // Докл. АН СССР. 1991. Т. 316. № 5. С. 1183–1188.
- Казанцева Т. Т.* К стратиграфии палеозойских отложений северной части Зилаирского синклинория // Ежегодник–1997/ИГ УНЦ РАН. Уфа. 1999. С. 25–29.
- Казанцева Т. Т., Бобохова Р. Б., Газизова С. А.* О верхней возрастной границе зилаирской серии на Южном Урале // Ежегодник–1998/ИГ УНЦ РАН, Уфа. 2000 (в печати).
- Казанцева Т. Т., Камалетдинов М. А., Гафаров З. А.* Об аллохтонном залегании гипербазитовых массивов на Южном Урале // Геотектоника. № 1. 1971. С. 32–41.
- Камалетдинов М. А.* Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974. 230 с.
- Камалетдинов М. А., Казанцева Т. Т.* Аллохтонные офиолиты Урала. М.: Наука, 1983. 168 с.
- Камалетдинов М. А., Чибрикова Е. В., Казанцев Ю. В.* Новые данные о геологии северной части так называемого Сакмарского поднятия в Зилаирском синклинории // Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала / БФАН СССР. Уфа. 1968. Вып. 11. С. 108–114.
- Кан В. П., Тронт Е. Б.* Глубинное строение северо-восточной части Южно-Эмбенского поднятия в свете новейших сейсмических данных МОГТ // Геология нефти и газа. 1996. № 5. С. 40–47.
- Каретин Ю. С.* Геологические аспекты метаморфизма в зоне Платиноносного пояса // Геология метаморфических комплексов / Горный ин-т. Свердловск. 1976. С. 66–73.
- Каретин Ю. С.* К геохимии базальтов и андезитов Тагильского звена Главной геосинклинальной зоны Урала // Ежегодник–1986/ИГГ УрО РАН. Екатеринбург. 1987. С. 93–95.
- Каретин Ю. С.* К геолого-геохимической характеристике разреза Уральской сверхглубокой скважины СГ–4 // Ежегодник–1996/ИГГ УрО РАН. Екатеринбург. 1997. С. 125–131.
- Карпинский А. П.*¹ К тектонике Европейской России // Изв. Рос. Академии Наук. 1919. С. 573–590.
- Карпухина Е. В., Первов В. А., Журавлев Д. З., Лебедев В. А.* Возраст мафит-ультрамафитового магматизма западного склона Урала (первые Sm–Nd и Rb–Sr данные) // Докл. РАН. Т. 369. № 6. 1999. С. 809–811.
- Карстен Л. А., Иванов К. С., Пучков В. Н.* Новые данные о геологическом строении и метаморфизме Максютовского эклэгит-глаукофансланцевого комплекса (Южный Урал) // Ежегодник–1993/ИГ УрО РАН. Екатеринбург. 1994. С. 20–25.
- Карстен Л. А., Пучков В. Н.* Новые данные о возрасте польинского и лагортинского комплексов на Приполярном Урале // Ежегодник–1986, Свердловск: ИГГ УрО РАН, 1987. С. 3–14.
- Карстен Л. А., Пучков В. Н., Заславская Н. М.* Геология зоны Главного Уральского глубинного разлома на Приполярном Урале // Изв. АН СССР. Сер. геол. № 4. 1989. С. 133–136.

¹ См.: *Карпинский А. П.* Собрание сочинений. Т. II. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1936.

- Кейльман Г. А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 1974. 200 с.
- Келлер Б. М. Флишевая формация палеозоя в Зилаирском синклинии на Ю. Урале и сходные с ней образования. М.: Изд. АН СССР, 1949. 165 с. (Труды/ИГН АН СССР; Вып. 104).
- Клещев К. А., Петров А. И., Шейн В. С. Геодинамика и новые типы природных резервуаров нефти и газа. М.: Недра, 1995. 285 с.
- Клишевич В. Л., Храмов А. Н. Реконструкция Туркестанского палеоокеана (Южный Тянь-Шань)//Геотектоника. 1993. № 4. С. 66–75.
- Клишевич В. Л., Храмов А. Н. Палеогеодинамическая модель Урало-Тяньшанской складчатой системы для ранней перми // Докл. РАН. 1995. Т. 341. № 3. С. 381–385.
- Клочихин А. В. Ордовик, силур и нижний девон восточного крыла Зилаирского синклинии на Южном Урале // Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала/БФАН СССР. Уфа. 1960. Вып. 7. С. 99–105.
- Клюжина М. Л. Палеогеография Урала в ордовикском периоде. М.: Наука, 1985. 189 с.
- Ковалев А. А. Мобилизм и поисковые геологические критерии. М.: Недра, 1985. 223 с.
- Козлов В. И. Верхний рифей и венд Южного Урала. М.: Наука, 1982. 128 с.
- Кононова В. А. Щелочные магматические серии пород и источники слагающего их вещества (по данным изотопных соотношений Sr, O, C) // Докл. сов. геол. к XXXVI сессии МГК, петрология. М.: Б. и., 1980. С. 30–40.
- Константиновская Е. А. Геодинамика коллизии дуга – континент на западной окраине Тихого океана // Геотектоника. 1999. № 5. С. 15–36.
- Коптева В. В. Осадочно-тектонические брекчии «гадилевской толщи» (Южный Урал) // Литология и полезные ископаемые. 1981. № 1. С. 55–68.
- Кораго Е. А., Ковалева Г. Н., Труфанов Г. Н. Формации, тектоника и геологическая история Новоземельских киммерид // Геотектоника. 1989. № 6. С. 40–61.
- Корень Т. Н. Зональная стратиграфия и границы силура по граптолитам: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук / ВСЕГЕИ. Л. 1986. 42 с.
- Кориневский В. Г. Новые данные по стратиграфии и вулканизму позднего ордовика Южного Урала // Доордовикская история Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С. 54–59.
- Кориневский В. Г. К вопросу о возрасте губерлинской свиты Южного Урала // Ежегодник–1986/ИГГ УрО РАН. Свердловск. 1987. С. 7–8.
- Кориневский В. Г. Важнейший эпизод тектонической истории Южного Урала // Геотектоника. 1988. № 2. С. 37–51.
- Кориневский В. Г. Палеозойские офиолиты Урала // Геотектоника. 1989. № 2. С. 34–44.
- Кориневский В. Г., Булеев Ж. Т. О находке силурийских отложений в Ирگزиском синклинии Мугоджар // К проблеме связи Урала и Тянь-Шаня. Алма-Ата: Наука Каз. ССР, 1969. С. 111–113.
- Коротеев В. А. Среднепалеозойский вулканизм в формировании земной коры восточного склона Урала: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук / ИГГ УНЦ АН СССР. Свердловск. 1980. 41 с.
- Коротеев В. А., Дианова Т. В., Кабанова Л. Я. Среднепалеозойский вулканизм восточной зоны Урала. М.: Наука, 1979. 132 с.
- Косарев А. М. Петрохимические и геохимические особенности базальтов Южного Урала и их значение для металлогенических построений // Металлогения Южного Урала / БФАН СССР. Уфа. 1986. С. 47–62.
- Косарев А. М. Субокеанические базальты на Южном Урале // Магматизм, метаморфизм и глубинное строение Урала: Труды / VI Уральское Петрографическое совещание. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1997. С. 29–30.
- Косарев А. М., Пучков В. Н. Особенности распределения K, Ti и Zr в силурийско-каменноугольных вулканогенных формациях Южного Урала в связи с поведением палеозойской зоны субдукции // Ежегодник–1997/ИГ УНЦ РАН. Уфа. 1999. С. 186–191.
- Кочергин И. А. Сарбайское магнетитовое месторождение. Алма-Ата, 1971. 157 с.
- Красильщиков А. А. Стратиграфия и палеотектоника докембрия – раннего палеозоя Шпицбергена Л.: Недра, 1973. 120 с. (Труды/НИИГА; Т. 172).
- Краснобаев А. А. Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука, 1986. 147 с.
- Краснобаев А. А., Бибилова Е. В., Ронкин Ю. Л., Козлов В. И. Геохронология вулканитов айской свиты и изотопный возраст нижней границы рифея // Изв. РАН. Сер. геол. 1992. № 6. С. 25–40.
- Краснобаев А. А., Бибилова Е. В., Степанов А. И. и др. Возраст эффузивов машакской свиты и проблема радиологической границы нижний – средний рифей // Изотопное датирование процессов вулканизма и осадкообразования. М.: Наука, 1985. С. 118–124.
- Краснобаев А. А., Давыдов В. А., Ленных В. И. и др. Возраст цирконов и рутилов максютовского комплекса (предварительные данные) // Ежегодник–1995/ИГГ УрО РАН. Екатеринбург. 1996. С. 13–16.
- Краснобаев А. А., Давыдов В. А., Чердниченко Н. В. Уран-свинцовый возраст цирконов метаморфических пород Мугоджар // Ежегодник–1996/ИГГ УрО РАН. Екатеринбург. 1997. С. 147–150.
- Краснобаев А. А., Давыдов В. А., Чердниченко Н. В. Цирконовая геохронология ильменогорской свиты и некоторые геологические следствия // Ежегодник–1997/ИГГ УрО РАН. Екатеринбург. 1998а. С. 157–160.
- Краснобаев А. А., Кузнецов Г. П., Давыдов В. А. и др. Уран-свинцовый возраст цирконов из гнейсов Челябинского массива // Ежегодник–1994/ИГГ УрО РАН. Екатеринбург. 1995. С. 34–41.
- Краснобаев А. А., Кузнецов Г. П., Калеганов В. А. Состав и возраст лампроитов куйбасовского комплекса // Ежегодник–1992/ИГГ УрО РАН. Екатеринбург. 1993. С. 35–39.
- Краснобаев А. А., Нечеухин В. М., Давыдов В. А., Соколов В. В. Цирконовая геохронология и проблема террейнов Уральской аккреционно-складчатой системы // Уральский минералогический сборник. № 8. 1998б. С. 196–206.
- Краснобаев А. А., Ронкин Ю. Л., Степанов А. И., Лепихина О. П. О возрасте гранитизации и природе субстрата гнейсов Сысертско-Ильменогорского комплекса // Ежегодник–1977/ИГГ УНЦ АН СССР. Свердловск. 1978. С. 3–6.
- Краснобаев А. А., Свяжгин Н. В., Троянов М. В. Абсолютный возраст пород тараташской свиты на Урале по данным альфа-свинцового метода // Методические вопросы изотопной геохронологии. М.: Наука, 1965. С. 84–94.

- Краснобаев А. А., Феритатер Г. Б., Степанов А. И. и др.* Петрология и рубидий-стронциевая геохронология Бердяшского массива рапакиви (Южный Урал) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 1. С. 21–38.
- Краузе С. Н., Маслов В. А.* Ордовик, силур и нижний девон западного склона Башкирского Урала / БФАН СССР. Уфа. 1961. 95 с.
- Кропачев С. М.* Тектоническое строение Сакмарской зоны Южного Урала // Вестн. МГУ. Сер. геол. 1970. № 1. С. 14–21.
- Крупенин М. Т., Эльмис Р.* РЗЭ как индикатор эволюции пород и рудообразования в рифейских осадочных толщах Башкирского мегантиклинория // Геология и полезные ископаемые республики Башкортостан / ИГ УНЦ РАН. Уфа. 1999. С. 44–45.
- Кулагина Е. И.* Фациальные типы турнейских отложений в опорных разрезах западного склона Южного Урала // Ежегодник–1995 / ИГ УНЦ РАН. Уфа. 1996. С. 51–53.
- Кулагина Е. И., Кочетова Н. Н., Пазухин В. Н.* Верхневизейские, серпуховские и нижнебашкирские отложения района г. Сим (Западный склон Южного Урала) // Ежегодник–1997 / ИГ УНЦ РАН. Уфа. 1999. С. 40–46.
- Куно Х.* Латеральная вариация базальтовой магмы вкост краин континентов и островных дуг // Краины континентов и островные дуги. М.: Мир, 1970. С. 249–262.
- Курчавов А. М., Гранкин М. С., Мальченко Е. Г. и др.* Новые данные о строении девонского вулканического пояса северо-востока Центрального Казахстана // Докл. РАН. 1998. Т. 358. № 1. С. 83–86.
- Ленных В. И.* Зональность и этапы метаморфизма, проявившегося в миогеосинклинальной области Южного Урала // Абсолютное датирование тектономагматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 г. М.: Наука, 1966. С. 169–183.
- Ленных В. И.* Метакоматииты тараташского комплекса // Докембрийские вулканогенно-осадочные комплексы Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. С. 70–73.
- Ленных В. И., Краснобаев А. А., Кравцов А. И., Рассказова А. Д.* Ильмено-Вишневогорский комплекс Урала — тектонотип докембрия в фанерозойском складчатом поясе // Докембрий в фанерозойских складчатых поясах. Фрунзе: Илим, 1989. С. 13.
- Ленных В. И., Панков Ю. Д., Петров В. И.* Петрология и метаморфизм мигматитового комплекса // Петрология и железорудные месторождения мигматитового комплекса. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. С. 3–45.
- Леонов Ю. Г.* Рифт и рифтогенез: о некоторых дискуссионных вопросах // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. М.: ГЕОС, 2000. С. 296–298.
- Либрович Л. С.* Геологическое строение Кизило-Урташского района на Южном Урале Л.; М.: ОНТИ НКТИ СССР, 1936. 208 с. (Труды / ЦНИГРИ; Вып. 81).
- Липатова В. В.* Палеогеография в триасовый период // Триас Прикаспийской впадины и перспективы его нефтегазности. М.: Недра, 1982. 152 с.
- Литвин П. А.* Новые данные о строении и возрасте осадочно-вулканогенной толщи верховьев р. Аят // Геология Тургайского прогиба / ВСЕГЕИ. Л. 1961. С. 21–25.
- Лозин Е. В.* Тектоника и нефтеносность платформенного Башкортостана / ВНИИОЭНГ. М. 1994. Ч. 1, 2. 136 с.
- Лукиных Э. Н., Беляев А. К.* Изучение строения ордовикских отложений в районе Оренбургского вала методами сейсмостратиграфического анализа // Геология и разработка нефтяных и газовых месторождений Оренбургской области. Оренбург. 1998. С. 86–90. (Труды / ОренбургНИПИнефть; Вып. 1).
- Лукьянова Л. И., Багдасаров Л. А., Маречев А. М. и др.* Лампроиты Южного Урала // Геология и минерагения подвижных поясов / Уралгеолком. Екатеринбург. 1997. С. 174–186.
- Мамаев Н. Ф.* Геологическое строение и история развития восточного склона Южного Урала. Свердловск: УФАН СССР, 1965. 169 с.
- Мамаев Н. Ф., Черменинова И. В.* Нижний палеозой и докембрий восточного склона Урала. М.: Наука, 1973. 99 с.
- Масленников В. В., Зайков В. В.* Колчеданосные палеогидротермальные поля окраинно-океанических структур Урала. Миасс: УрО РАН, 1998. 92 с.
- Маслов А. В.* Осадочные ассоциации рифея стратотипической местности. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 220 с.
- Маслов А. В., Ишерская М. В.* Осадочные ассоциации рифея Волго-Уральской области. Екатеринбург: УрО РАН, 1998а. 268 с.
- Маслов А. В., Ишерская М. В.* Основные черты стратиграфии и палеогеографии позднего венда западного склона Южного Урала и прилегающих районов востока Русской платформы // Палеогеография венда–раннего палеозоя северной Евразии. Екатеринбург: УрО РАН, 1998б. С. 30–43.
- Маслов А. В., Крупенин М. Т.* Новые данные по геологии и седиментологии верхнедокембрийских и нижнепалеозойских отложений в зоне сочленения Башкирского мегантиклинория и Зилаирского мегасинклинория к югу от широты с. Кага // Палеогеография венда–раннего палеозоя северной Евразии. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. С. 113–125.
- Маслов В. А.* Девон восточного склона Южного Урала. М.: Наука, 1980. 240 с.
- Маслов В. А., Артюшкова О. В.* Актауская свита западного борта Магнитогорского мегасинклинория (средний и верхний девон) // Палеонтология и стратиграфия девона и карбона Южного Урала / БНЦ УрО АН СССР. Уфа. 1991. С. 46–53.
- Маслов В. А., Артюшкова О. В., Мавринская Т. М., Якупов Р. Р.* Ордовикские отложения Южного Урала // Палеогеография венда–раннего палеозоя северной Евразии. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. С. 67–74.
- Маслов В. А., Артюшкова О. В., Наседкина В. А.* Новые находки ордовикских конодонтов на восточном борту Магнитогорского мегасинклинория на Южном Урале // Ежегодник–1994 / ИГ УНЦ РАН. Уфа. 1995. С. 28–29.
- Маслов В. А., Артюшкова О. В., Нурмухаметов Э. М.* Об объеме франских отложений Магнитогорского мегасинклинория // Ежегодник–1995 / ИГ УНЦ РАН. Уфа. 1996. С. 47–51.
- Маслов В. А., Артюшкова О. В., Нурмухаметов Э. М.* Франские отложения Магнитогорского мегасинклинория / ИГ УНЦ РАН. Уфа. 1999а. 82 с.
- Маслов В. А., Якупов Р. Р., Артюшкова О. В., Мавринская Т. М.* Новые данные по стратиграфии палеозоя зоны массивов Крака (Южный Урал) // Ежегодник–1997 / ИГ УНЦ РАН. Уфа. 1999б. С. 29–36.
- Медноколчеданные** месторождения Урала: геологические условия размещения / В. А. Прокин, В. М. Нечухин, П. Ф. Сопко и др. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. 288 с.
- Медноколчеданные** месторождения Урала / В. А. Прокин, К. С. Иванов, В. А. Маслов, В. Н. Пучков и др. Екатеринбург: УрО РАН, 1992. Т. III. Условия формирования. 308 с.

- Меланхолина Е. Н. Тектонические обстановки развития активных окраин запада Тихого океана // Геотектоника. 1993. № 1. С. 79–95.
- Меланхолина Е. Н. Развитие задуговых растяжений в островодужных системах востока Азии // Тектоника и геодинамика. Общие и региональные аспекты: Мат-лы/XXXI тектонич. совещания М.: ГЕОС, 1998. Т. II. С. 181–183.
- Меланхолина Е. Н. Позднемеловые островодужные зоны восточной окраины Евразии: геолого-геохимическая и тектоническая корреляция // Геотектоника. В печати.
- Мизенс Г. А. Верхнепалеозойский флиш западного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 230 с.
- Миколайчук А. В., Куренков С. А., Дегтярев К. Е., Рубцов В. И. Основные этапы геодинамической эволюции Северного Тянь-Шаня в позднем докембрии – раннем палеозое // Геотектоника. 1997. № 6. С. 16–34.
- Милановский Е. Е. Геология России и ближнего зарубежья. М.: Изд-во МГУ, 1996. 448 с.
- Мовшиович Е. В. О возрасте суракайской свиты триаса Оренбургского Приуралья // Новое в стратиграфии триаса Палеоурала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С. 62–66.
- Монтеро П., Беа Ф., Феритатер Г. Б. и др. Изотопное датирование Сыростанского гранитоидного массива: вклад в изучение истории развития зоны Главного Уральского глубинного разлома (предварительные данные) // Проблемы петрогенезиса и рудообразования. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. С. 106.
- Мосейчук В. М., Сурин Т. Н. Фамен-турнейская базальт-пикритовая (сара-тюбинская) толща Восточно-Магнитогорской зоны Южного Урала: геология, геохимия, минералогия и петрогенезис / ИГ УНЦ РАН. Уфа. 1998. 112 с.
- Моссаковский А. А., Руженцев С. В., Самыгин С. Г., Хераскова Т. Н. Центральное-Азиатский пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–32.
- Мухин П. А., Каримов Х. К., Савчук Ю. С. Палеозойская геодинамика Кызылкумов. Ташкент: ФАН, 1991. 148 с.
- Нижний рифей Южного Урала / В. И. Козлов, А. А. Краснобаев, Н. Н. Ларионов и др. М.: Наука, 1989. 208 с.
- Оловянишников В. Г. Верхний докембрий Тимана и полуострова Канин / ИГ КНЦ РАН. Екатеринбург. 1998. 164 с.
- Орогенный гранитоидный магматизм Урала / Г. Б. Феритатер, Н. С. Бородин, М. С. Рапопорт и др. Миасс: УрО РАН, 1994. 250 с.
- Офиолиты Южного Урала / В. А. Коротеев, Л. П. Зоненшайн, В. П. Парначев и др. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. 80 с.
- Павлов Ю. П. Новый взгляд на возраст и метаморфизм шебектинской свиты Восточных Мугоджар // Ежегодник–1987 / ИГГ УрО РАН. Свердловск. 1988. С. 27–29.
- Пазухин В. Н., Пучков В. Н., Барышев В. Н. Новые данные по стратиграфии зилаирской серии (Ю. Урал) // Ежегодник–1995 / ИГГ УНЦ РАН. Уфа. 1996. С. 34–41.
- Палеогеографический Атлас Северной Евразии / Отв. ред. В. Г. Казьмин, Л. М. Натапов / Ин-т тектоники литосферных плит. М. 1997. 26 листов.
- Парначев В. П., Козлов В. И. Новые данные о специфике вендского вулканизма Южного Урала (на примере аршинской свиты Тирлянского района) // Ежегодник–1978 / ИГГ УНЦ АН СССР, Свердловск. 1979. С. 66–70.
- Парначев В. П., Ротарь А. Ф., Ротарь З. М. Среднерифейская вулканогенно-осадочная ассоциация Башкирского антиклинория. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. 103 с.
- Пейве А. В., Руженцев С. В., Соколов С. Д. Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. 216 с. (Труды / ГИН АН СССР; Вып. 343).
- Пелевин И. А. Состав, строение и возраст каменноугольных отложений Старокарабутаковского грабена Восточных Мугоджар // Новые данные по стратиграфии и литологии палеозоя Урала и Средней Азии. Екатеринбург: УрО РАН, 1992. С. 77–88.
- Пелевин И. А., Иванов К. С. Новые данные по стратиграфии и тектонике осадочно-вулканогенных толщ карбона Иргизской зоны Мугоджар // Материалы по стратиграфии и палеонтологии Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. С. 84–95.
- Пелевин И. А., Иванов К. С., Павлов Ю. П. О возрасте и составе тойманской свиты Мугоджар // Ежегодник–1996 / ИГГ УрО РАН. Екатеринбург. 1997. С. 47–50.
- Пелевин И. А., Пучков В. Н. О возрасте жиландытауской толщи Восточных Мугоджар // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Западно-Сибирской плиты и ее складчатого обрамления / ЗапСИБНИГНИ. Тюмень. 1983. С. 116–118.
- Пелевин И. А., Пучков В. Н. Новые данные по стратиграфии палеозойских отложений Балкымбайского грабена (Восточные Мугоджары) // Новые данные по геологии Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1987. С. 99–110.
- Пелевин И. А., Пучков В. Н. О возрасте мраморов, развитых в районе метеостанции Талдык (Восточные Мугоджары) // Новые данные по геологии Урала и Средней Азии. Свердловск: УрО АН СССР, 1989. С. 68–75.
- Пермская система земного шара: Путеводитель геологических экскурсий к Международному Конгрессу / Б. И. Чувашинов, В. В. Черных, В. И. Давыдов и др. Свердловск: УрО АН СССР. (1991). Ч. II. Вып. 1, 2. Разрезы пермской системы бассейна р. Урал (западный склон Южного Урала). 96 с.
- Перфильев А. С. Формирование земной коры Уральской геосинклинали. М.: Наука, 1979. 188 с. (Труды / ГИН АН СССР; Вып. 328).
- Перфильев А. С. Тектоническая природа поверхности Мохоровичича в океанической литосфере // Тектоника и геодинамика. Общие и региональные аспекты: Мат-лы/XXXI тектоническое совещание. М.: ГЕОС, 1998. Т. II. С. 88–90.
- Петров Г. А., Пучков В. Н. Главный Уральский разлом на северном Урале // Геотектоника. 1994. № 1. С. 25–37.
- Петров Г. А., Свяжина И. А., Рыбалка А. В., Мезенина З. С. Тагильская палеоостроводужная система: к вопросу о времени формирования и положения палеозоны субдукции // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. М.: ГЕОС, 2000. С. 392–395.
- Петров Г. А., Фриберг П. М., Ларионов А. Н. Салдинский метаморфический комплекс — пример надсубдукционного и коллизионного магматизма и метаморфизма // Палеозоны субдукции: тектоника, магматизм, метаморфизм, седиментогенез. Екатеринбург: УрО РАН, 1999. С. 116–118.
- Печерский Д. М., Диденко А. Н. Палеоазиатский океан; петромагнитная и палеомагнитная информация о его литосфере / ОИФЗ РАН. М. 1995. 298 с.
- Пирс Дж. А., Лингард С. Дж., Робертс С. Особенности состава и тектоническое значение офиолитов над зоной субдукции // Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. С. 134–165.

- Плюснин К. П. Сдвиговые структуры восточного склона Южного Урала // Геотектоника. 1966. № 4. С. 57–68.
- Плюснин К. П., Плюснина А. А., Зенков И. И. Новые данные о граптолитовых сланцах восточного склона Южного Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. № 11. С. 121–123.
- Полтавец Ю. А. Скарново-магнетитовое оруденение Урала и связь его с вулканоплутоническим магматизмом: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук / ИГГ УрО АН СССР. Свердловск. 1991. 50 с.
- Попов В. А., Макагонов В. П., Никандров С. Н. О новых проявлениях карбонатитов на Урале // Уральский Минералогический сборник. 1998. № 8. Миасс: УрО РАН. С. 240–257.
- Попов В. С., Богатов В. И., Чаплыгина Н. Л., Панина Т. Ю. Сыростанский плутон на Южном Урале: пример мультиплетной интрузивной серии // Магматизм, метаморфизм и глубинное строение Урала: Тез. докл. / VI Уральское Петрографическое совещание. Екатеринбург. 1997. Ч. 2. С. 184–185.
- Попов Л. Е., Корень Т. Н. Эвстатические события и черносланцевая седиментация на границе кембрия и ордовика // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1996. Т. 4. № 5. С. 3–12.
- Путеводитель** геологических экскурсий по карбонатным отложениям Среднего Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. 96 с.
- Путеводитель** геологической экскурсии по разрезам палеозоя и верхнего докембрия западного склона Южного Урала и Приуралья / В. И. Козлов, З. А. Синицына, Е. И. Кулагина, В. Н. Пучков и др. / УНЦ РАН. Уфа. 1995. 177 с.
- Пучков В. Н. Происхождение рифтовых морей // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1964. № 3. С. 52–68.
- Пучков В. Н. О проблеме перемещения континентов // Геотектоника. 1965. № 6. С. 95–110.
- Пучков В. Н. Рифтогенез и развитие геосинклинальных областей: Труды / VI Всес. совещ. по проблемам планетологии. Л.: Горный Ин-т, 1968. Вып. 1. С. 40–43.
- Пучков В. Н. Рифтогенные окраины континентов и их реликты в палеозоидах Лавразии: Препринт. Сыктывкар, 1974. 44 с.
- Пучков В. Н. Структурные связи Приполярного Урала и смежной части Русской платформы. Л.: Наука, 1975. 208 с.
- Пучков В. Н. Батальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979а. 260 с.
- Пучков В. Н. Находки девонских конодонтов на западном склоне Урала и их значение для стратиграфии палеозоя лемвинского типа // Конодонты Урала и их стратиграфическое значение. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1979б. С. 33–52.
- Пучков В. Н. Палеозойды Срединной Пангеи (реставрация, корреляция событий, геодинамическая характеристика) // Актуальные проблемы тектоники континентов и океанов. М.: Наука, 1987. С. 170–183.
- Пучков В. Н. Палеоокеанические структуры Урала // Геотектоника. 1993. № 3. С. 18–33.
- Пучков В. Н. Тектонические фазы и циклы в контексте тектоники литосферных плит // Геотектоника. 1994. № 4. С. 90–94.
- Пучков В. Н. Новые данные по геологии подкраинских аллохтонных комплексов (Южный Урал) // Ежегодник–1994 / ИГ УНЦ РАН. Уфа. 1995. С. 3–9.
- Пучков В. Н. Геодинамический контроль метаморфизма на Урале // Геотектоника. 1996а. № 2. С. 16–33.
- Пучков В. Н. Формирование Урало-Новоземельского складчатого пояса — результат неравномерной, косоориентированной коллизии континентов // Геотектоника. 1996б. № 5. С. 66–75.
- Пучков В. Н. Структурные соотношения докембрия и палеозоя на периферии Башкирского антиклинория // Докл. РАН. 1997а. Т. 352. № 5. С. 667–671.
- Пучков В. Н. Шарьяжи и геодинамика: Мат-лы / Совещ. по шарьяжам. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1997б. С. 57–62.
- Пучков В. Н. Тектоника Урала. Современные представления // Геотектоника. 1997в. № 4. С. 30–45.
- Пучков В. Н. Позднедевонская геодинамика Урала: к анализу мифотворчества // Ежегодник–1997 / ИГ УНЦ РАН. Уфа. 1999. С. 240–249.
- Пучков В. Н., Барышев В. Н., Пазухин В. Н. Новые данные по стратиграфии терригенно-кремнистого девона на западном склоне Башкирского Урала // Ежегодник–1996 / ИГ УНЦ РАН. Уфа. 1998а. С. 24–31.
- Пучков В. Н., Иванов К. С. Новые данные по стратиграфии вулканогенно-кремнистых толщ Нязепетровского района // Ежегодник–1981 / ИГГ УНЦ АН СССР. Свердловск. 1982а. С. 5–8.
- Пучков В. Н., Иванов К. С. Геология аллохтонных батальных комплексов Уфимского амфитеатра: Препринт. Свердловск, 1982б. 36 с.
- Пучков В. Н., Иванов К. С. К биостратиграфии егиндинской свиты и зилаирской серии (Южный Урал) // Ежегодник–1981 / ИГГ УНЦ АН СССР. Свердловск. 1982в. С. 3–5.
- Пучков В. Н., Иванов К. С. О возрасте губерлинской свиты Южного Урала // Ежегодник–1984 / ИГГ УНЦ АН СССР. Свердловск. 1985а. С. 20–21.
- Пучков В. Н., Иванов К. С. Пелагические «петельчатые» известняки на западном склоне Урала // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1985б. Т. 60. Вып. 2. С. 59–69.
- Пучков В. Н., Иванов К. С. Первые сведения о вулканогенно-кремнистых толщах ордовика на востоке Урала // Докл. АН СССР. 1985в. Т. 285. № 4. С. 966–971.
- Пучков В. Н., Иванов К. С. К стратиграфии черносланцевых толщ на востоке Урала // Ежегодник–1986 / ИГГ УНЦ АН СССР. Свердловск. 1987а. С. 3–10.
- Пучков В. Н., Иванов К. С. К стратиграфии верхнедевонско-нижнекаменноугольных толщ Сакмарской зоны // Новые данные по геологии Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987б. С. 84–93.
- Пучков В. Н., Иванов К. С., Коровко А. В. О возрасте вулканогенных формаций и времени заложения островной дуги на востоке Среднего Урала // Докл. АН СССР. 1990а. Т. 315. № 5. С. 1203–1205.
- Пучков В. Н., Иванов К. С., Наседкина В. А. Первые сведения о кремнистых толщах ордовика на западном склоне Урала // Новые данные по геологии Урала, Западной Сибири и Казахстана. Свердловск: УрО АН СССР, 1990б. С. 16–20.
- Пучков В. Н., Коровко А. В., Иванов К. С. и др. Режевская структурно-формационная зона // Путеводитель геологических экскурсий. Свердловск: УрО АН СССР, 1989. С. 53–45.
- Пучков В. Н., Перес-Эстаун А., Браун Д., Альварес-Маррон Х. Краевой складчато-надвиговой пояс орогена: структура и происхождение (на примере Башкирского Урала) // Вестник ОГГГН РАН. 1998б. 1(3). С. 70–99. (Интернет: <http://www.scgis.ru>).

- Пучков В. Н., Рапопорт М. С., Феритатер Г. Б., Ананьева Е. М. Тектонический контроль палеозойского гранитоидного магматизма на восточном склоне Урала // Исследования по петрологии и металлогении Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. С. 85–95.
- Пучков В. Н., Светлакова А. Н. Строение Урала в сечении Троицкого профиля // Докл. РАН. 1993. Т. 333. № 3. С. 348–351.
- Пуцаровский Ю. М. Нелинейная геодинамика (кредо автора) // Геотектоника. 1993. № 1. С. 3–8.
- Пуцаровский Ю. М., Меланхолина Е. Н. Тектоническое развитие Земли: Тихий океан и его обрамление. М.: Наука, 1992. 263 с. (Труды / ГИН РАН; Вып. 743).
- Пуцаровский Ю. М., Разницын Ю. Н., Соколов С. Д. Тектоническая расслоенность коры современных океанов и их палеоаналогов // Геодинамика и развитие тектоносферы. М.: Наука, 1991. С. 16–29.
- Пыстин А. М. Петрография и метаморфизм пород Александровского гнейсово-амфиболитового комплекса: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук / ИГГ УНЦ АН СССР. Свердловск. 1977. 29 с.
- Равский А. Н. Ортоамфиболиты сайтовского комплекса Сысертско-Ильменогорской структуры // Ежегодник–1985 / ИГГ УНЦ АН СССР. Свердловск. 1986. С. 71–73.
- Рассказова А. Д. Петрология гранулитов Селянчинского блока Ильмено-Вишневогорского комплекса (Южный Урал): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук / ИГГ УрО АН СССР. Свердловск. 1988. 17 с.
- Расулов А. Т. Тектоника раннемезозойских впадин восточного склона Урала: Препринт. Свердловск, 1982. 43 с.
- Расцветаев Л. М., Федоров Т. О. Тектоническая структура осевого пояса Урала: содвиговая модель // Тектоника и геодинамика. Общие и региональные аспекты: Мат.-лы / XXXI тектонич. совещ. М.: ГЕОС, 1998. Т. II. С. 106–108.
- Рихтер Я. А. Палеозойский вулканизм и геодинамика Южного Урала: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук / ИГГ УрО АН СССР. Свердловск. 1989. 46 с.
- Рождественский А. П., Зиняхина И. К. Развитие рельефа Южного Урала в мезозое и кайнозое: Серия препринтов. Уфа, 1993–1998. Триасовый период. 1993. 43 с.
- Родионов В. Ю., Радченко В. В. О стратиграфии палеозойских отложений восточного крыла Зилаирского мегантиклинория // Биостратиграфия девона и карбона Урала / БНЦ АН СССР. Уфа. 1988. С. 15–22.
- Романов В. А., Ишерская М. В. К изучению рифейских отложений Западной Башкирии: Препринт. Уфа, 1994. 33 с.
- Ронкин Ю. Л., Бушляков И. Н., Аkgun F., Лепихина О. П. К–Аг и Rb–Sr изотопная систематика гранитоидов Кисегачского массива Ильменогорского комплекса // Гранитоидные вулканоплутонические ассоциации: Тез. докл. / Всеросс. Совещ. Сыктывкар: ИГ КНЦ РАН, 1997а, С. 44–46.
- Ронкин Ю. Л., Иванов К. С., Bankwitz P., Bankwitz E. К истории формирования Джабыкского гранитного плутона: изотопные и структурные данные // Гранитоидные вулканоплутонические ассоциации: Тез. докл. / Всеросс. Совещ. Сыктывкар: ИГ КНЦ РАН, 1997б. С. 43–44.
- Ронкин Ю. Л., Иванов К. С., Карстен Л. А. и др. К–Аг, Rb–Sr, Sm–Nd, U–Pb изотопная систематика метаморфических комплексов Среднеуральского ареала Главного глубинного разлома // Геология и полезные ископаемые Западного Урала. Пермь: Изд-во ПГУ, 1997в. С. 14–16.
- Ронкин Ю. Л., Иванов К. С., Карстен Л. А. и др. Sm–Nd изотопное датирование и REE геохимия вулканитов машакской свиты // Геология и полезные ископаемые Западного Урала. Пермь: Изд-во ПГУ, 1997г. С. 26–28.
- Ронкин Ю. Л., Иванов К. С., Шмелев В. Р., Лепихина О. П. К проблеме изотопного датирования Платиноносного пояса Урала: первые Sm–Nd данные // Геология и полезные ископаемые Западного Урала. Пермь: Изд-во ПГУ, 1997д. С. 66–68.
- Ронкин Ю. Л., Калеганов Б. А., Пушкарев Е. В., Лепихина О. П. К проблеме изотопного возраста офиолитов Южного Урала // Геология и полезные ископаемые Западного Урала. Пермь: Изд-во ПГУ, 1997е. С. 64–66.
- Ронкин Ю. Л., Носков А. Г., Журавлев Д. З. Sm–Nd изотопная система сысертского гнейсово-мигматитового комплекса // Ежегодник–1992 / ИГГ УрО РАН. Екатеринбург 1993. С. 135–139.
- Ронкин Ю. Л., Pereira A., Лепихина О. П. Sr–Nd систематика Магнитогорской группы массивов // Гранитоидные вулканоплутонические ассоциации: Тез. докл. / Всеросс. Совещ. Сыктывкар: ИГ КНЦ РАН, 1997ж. С. 41–42.
- Ронкин Ю. Л., Полтавец Ю. А., Полтавец З. И., Лепихина О. П. Sr–Nd изотопная специфика размещения Качарского железорудного скарново-магнетитового месторождения // Геология и полезные ископаемые Западного Урала. Пермь: Изд-во ПГУ. 1997з. С. 78–80.
- Руженцев В. Е. Несколько слов о дизъюнктивных мурдах // Проблемы советской геологии. 1936. Т. V. № 2. С. 120–123.
- Руженцев В. Е., Богословская М. Ф. Намюрский этап эволюции аммоноидей: Ранненамюрские аммоноидеи. М.: Наука, 1971. 362 с. (Труды / ПИН АН СССР; Вып. 133).
- Руженцев С. В. Краевые офиолитовые аллохтоны. М.: Наука, 1976. 170 с. (Труды / ГИН АН СССР; Вып. 283).
- Русин А. И. Поздневендская коллизия в зоне Урала: миф или реальность? // Ежегодник–97 / ИГГ УрО РАН. Екатеринбург. 1998. С. 56–61.
- Рязанцев А. В., Дубинина С. В., Иванова Е. А. Девонские олистостромы и тектонические покровы в Сакмарской зоне Урала и проблема вулканогенного кембрия // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. М.: ГЕОС, 2000. С. 442–444.
- Савельева Г. Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 244 с.
- Савельева Г. Н., Перцев А. Н., Астраханцев О. В. и др. Структура и геодинамика становления плутона Кытлым на Северном Урале // Геотектоника. 1999. № 2. С. 36–60.
- Савельева Г. Н., Шараськин А. Я., Савельев А. А. и др. Офиолиты зон сочленения южных уралид с окраиной Восточно-Европейского континента // Урал: фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии. М: Наука, 1998. С. 105–137 (Труды / ГИН РАН; Вып. 500).
- Сазонов В. Н., Огородников В. Н., Коротеев В. А., Поленов Ю. А. Месторождения золота Урала (традиционные, нетрадиционные), геодинамические обстановки их формирования и оценка золотонности // Металлогения и геодинамика Урала. Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 2000. С. 152–154.
- Салихов Д. Н. Средне-позднепалеозойская коллизионная история развития Магнитогорского мегасинклинория: Дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Екатеринбург, 1997. 85 с.

- Салихов Д. Н., Бабуров А. В. Редкоземельные элементы в ордовикских эффузивах учалинского сегмента Вознесенско-Присакмарской меланжевой зоны // Ежегодник-1997/ИГ УНЦ РАН. Уфа. 1999. С. 211–214.
- Салихов Д. Н., Горожанина Е. Н. Петрохимия типовых вулканогенных пород верхнего девона Магнитогорского мегасинклинория // Вопросы геологии, минералогии, геохимии и полезных ископаемых Южного Урала/БНЦ РАН. Уфа. 1992. С. 99–109.
- Салихов Д. Н., Митрофанов В. А. Интрузивный магматизм верхнего девона – нижнего карбона Магнитогорского мегасинклинория (Южный Урал)/ИГ УНЦ РАН. Уфа. 1994. 142 с.
- Салихов Д. Н., Яркова А. В. Нижнекаменноугольный вулканизм Магнитогорского мегасинклинория/ИГ УНЦ РАН. Уфа. 1992. 138 с.
- Самаркин Г. И., Самаркина Е. Я. Гранитоиды Южного Урала и проблема формирования гранитных поясов в складчатых областях. М.: Наука, 1988. 208 с.
- Самыгин С. Г., Кузнецов Н. Б., Павленко Т. И., Десярев К. Е. Структура Кыштым-Миасского района Южного Урала и проблема сочленения магнитогорских и тагильских комплексов // Урал: фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии. М.: Наука, 1998. С. 73–93.
- Самыгин С. Г., Лейтес А. М. Тектоническое развитие Урала и Аппалачей в палеозое // Закономерности формирования структуры континентов в неогее. М.: Наука, 1986. С. 67–80.
- Свяжина И. В., Коптева Р. А., Мезенина З. С. Палеогеография Южного Урала в раннем и позднем палеозое по палеомагнитным данным // Палеогеография венда – раннего палеозоя северной Евразии. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. С. 125–129.
- Свяжина И. В., Пучков В. Н., Иванов К. С. Реконструкция ордовикского Уральского океана на палеомагнитной основе // Геология и геофизика. 1992. № 4. С. 17–22.
- Свяжина И. А., Пучков В. Н., Коптева Р. А., Мезенина З. С. Палеомагнетизм пород ордовика западного склона Башкирского Урала // Ежегодник-1994/ИГ УНЦ РАН. Уфа. 1995. С. 115–121.
- Свяжина И. А., Пучков В. Н., Коптева Р. А., Мезенина З. С. Палеомагнитная реконструкция Восточно-Европейского континента в ордовике по материалам Южного Урала // Ежегодник-1995/ИГ УНЦ РАН. Уфа. 1996. С. 74–78.
- Селиверстов Г. Ф., Жилин Н. В., Петров В. Н., Гозулан А. М. О возрасте гипербазитов восточной части Уфимского амфитеатра // Магматизм и эндогенная металлогения западного склона Южного Урала/БФАН СССР. Уфа. 1973. С. 160–162.
- Серавкин И. Б. Вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала. М.: Наука, 1986. 268 с.
- Серавкин И. Б. Тектономагматическая зональность Южного Урала и его положение в складчатых системах Урало-Монгольского пояса // Геотектоника. 1997. № 1. С. 32–37.
- Серавкин И. Б., Родичева З. И. Кракинско-Медногорский палеовулканический пояс: Препринт. Уфа, 1990. 53 с.
- Смирнов В. Н., Ведерников В. В. Магматизм Петрокамской структурно-формационной зоны (Средний Урал). Свердловск: УрО АН СССР, 1987. 72 с.
- Смирнов Г. А. Материалы к палеогеографии палеозоя Урала. Статья 1. Средний карбон. М.: Изд-во АН СССР, 1953. С. 22–45. (Труды/ГТИ Уральского филиала АН СССР; Вып. 22).
- Смирнов Г. А. Материалы к палеогеографии Урала. Визейский ярус. Свердловск: УФАН АН СССР, 1957. 120 с. (Труды/ГТИ Уральского филиала АН СССР; Вып. 29).
- Смирнов Г. А., Смирнова Т. А. Материалы к палеогеографии Урала. Очерк III. Фаменский век. Свердловск: УФАН СССР, 1961. 85 с.
- Смирнов Г. А., Смирнова Т. А. Материалы к палеогеографии Урала. Очерк IV. Турнейский век. Свердловск: УФАН СССР, 1967. 204 с.
- Смирнов Г. А., Смирнова Т. А., Ключина М. Л., Анфилов Л. В. Материалы к палеогеографии Урала. Очерк V. Франский век. М.: Наука, 1974. 218 с.
- Смирнов С. В. Петрология верлит-клинопироксенит-габбровой ассоциации Нуралинского массива ультрабазитов и связанное с ней оруденение платиноидов: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук/ИГГ УрО РАН. Екатеринбург. 1995. 18 с.
- Сначев В. И., Кузнецов Н. С., Рачев П. И., Ковалев С. Г. Магматизм и металлогения северной части Восточно-Уральской рифтовой системы: Препринт. Уфа, 1994. 33 с.
- Сначев В. И., Мавринская Т. М. Некоторые проблемы стратиграфии Полетаевской площади // Ежегодник-1994/ИГ УНЦ РАН. Уфа. 1995. С. 33–34.
- Сначев В. И., Муркин В. П. Новые данные по магматизму, метаморфизму и металлогении Кочкарской площади (Южный Урал): Препринт. Уфа, 1989. 24 с.
- Соборнов К. О., Бушуев Ф. С. Кинематика зоны сочленения Северного Урала и Верхнепечорской впадины // Геотектоника. 1992. № 4. С. 39–51.
- Соколов Б. С. Очерки становления венда. М.: КМК Лтд., 1998. 156 с.
- Соколов В. Б. Строение земной коры Урала // Геотектоника. 1992. № 5. С. 3–19.
- Соколов В. Б. Результаты и проблемы изучения земной коры методом отраженных волн // Глубинное строение и развитие Урала. Екатеринбург: Наука, 1996. С. 111–123.
- Соколовское магнетитовое месторождение / Н. И. Гуденко., А. И. Москаленко., Т. Е. Баяндаров и др. Л.: Изд-во ЛГУ, 1979. 247 с.
- Солоницын С. Н. О перспективных нефтегазоносных объектах Юрюзано-Айской впадины // Ежегодник-1996/ИГ УНЦ РАН. Уфа. 1998. С. 129–132.
- Старков В. Д., Знаменский Н. М. Гранитоидный магматизм Восточно-Мугоджарского поднятия. М.: Наука, 1977. 132 с.
- Степаненко А. И. Стратиграфия и корреляция верхнепалеозойских красноцветных отложений Тургайского прогиба: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук/ГИН Каз. ССР. Алма-Ата. 1972. 28 с.
- Стратиграфические** схемы Урала (Докембрий, палеозой)/Межвед. Стратигр. Комитет России. Екатеринбург. 1993. 151 схема. Объяснительная записка. 152 с.
- Стратиграфические** схемы Урала (Мезозой, Кайнозой)/Межвед. Стратигр. Комитет России. Екатеринбург. 1997. 27 схем. Объяснительная записка. 139 с.
- Стратиграфия** и корреляция среднепалеозойских вулканогенных комплексов основных медноколчеданных районов Южного Урала/В. А. Маслов, В. Л. Черкасов, В. Т. Тищенко, И. А. Смирнова, О. В. Артюшкова, В. В. Павлов/УНЦ РАН. Уфа. 1993. 218 с.
- Стратотип** рифея: Стратиграфия; геохронология / Б. М. Келлер, Н. М. Чумаков, В. И. Козлов и др. М.: Наука, 1983. 184 с. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 377).
- Сурин Т. Н. Триасовые лампроитоиды и лампрофиры (Кальмбаевский комплекс) Восточно-Магнитогорской зоны

Южного Урала: минералогия, геохимия и петрогенезис / ИГ УНЦ РАН. Уфа. 1999. 126 с.

Сурин Т. Н., Мосейчук В. М. Гранитосодержащие вулканоплутонические ассоциации Магнитогорской площади (Южный Урал) // Гранитоидные вулканоплутонические ассоциации / ИГ КНЦ РАН. Сыктывкар. 1997. С. 104–105.

Сюндюков А. З. Литология и фации нефтеносных карбонатных отложений Западной Башкирии. М.: Наука, 1975. 174 с.

Тальнов Е. С., Макарова И. С., Рихтер Я. А., Кригер М. А. Об установлении нижнесилурийских отложений в южной части Восточно-Уральского мегаантиклинория // Новые данные по геологии Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1987. С. 47–52.

Твердохлебов В. П. Новые данные по стратиграфии нижне- и среднетриасовых отложений Предуралья // Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья. Саратов: Изд-во СГУ, 1966а. Вып. III. С. 3–24.

Твердохлебов В. П. Общие черты палеогеографии индского и оленекского веков территории Оренбургского и Башкирского Приуралья. Саратов: Изд-во СГУ, 1966б. Вып. III. С. 25–36.

Твердохлебов В. П. О раннетриасовом пролювии Приуралья и времени проявления складко- и горообразовательных процессов на Южном Урале // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1971. № 12. С. 32–41.

Тевелев Ал. В. Особенности развития магматизма и формирования складчато-покровной структуры южной части Восточно-Уральского мегаблока // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. М.: ГЕОС, 2000. С. 510–513.

Тевелев Ал. В., Артюшкова О. В., Борисенко В. И. и др. Новые данные о возрасте и структуре палеозойских комплексов Сухтелинской зоны на восточном склоне Южного Урала // Бюлл. МОИП. 1998а. Т. 73. Вып. 5. С. 63–65.

Тевелев Ал. В., Кац М. Я., Кошелева И. А. и др. Тектоническая зональность южной части восточного Урала // Проблемы геологии Урало-Монгольского пояса. М.: Изд-во МГУ, 1998б. С. 84–94.

Тектоника Урала / А. В. Пейве., С. Н. Иванов, В. М. Нечухин, А. С. Перфильев, В. Н. Пучков. М.: Наука, 1977, 119 с.

Теркотт Д., Шуберт Дж. Геодинамика. М.: Мир, 1985. 730 с.

Трохова А. А. Органогенные постройки верхнего девона – турне востока Волго-Уральской провинции (особенности строения, распространения и нефтегазоносности) // Рифогенные зоны и их нефтегазоносность / ИГИРГИ. М. 1991. С. 4–26.

Трубицын В. П., Рыков В. В. Самосогласованная 2–D модель мантийной конвекции с плавающим континентом // Российский журнал наук о Земле. 1998. Т. 1. № 1. С. 1–11.

Тужикова В. И. История нижнекаменноугольного угленакопления на Урале. М.: Наука, 1973. 257 с.

Тужикова В. И., Курбежекова А. Н. Биостратиграфия триасовой эффузивно-осадочной формации Урала. М.: Наука, 1973. 151 с.

Турбанов В. Ф., Панков Ю. Д., Милицына В. С. и др. Стратиграфия района южного периклинального замыкания Вишневогорско-Ильменогорского антиклинория в связи с проблемой возраста его высокометаморфизованных пород // Ильменогорский комплекс магматических и метаморфических пород. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1975. С. 90–105.

Ушатинская Г. Т., Малаховская Я. Е. Кембрийские палеогеографические реконструкции с использованием системы AutoCAD и палеогеография раннекембрийских брахиопод на их основе // Системные перестройки и эволюция биосферы / ПИН РАН. М. 1998. С. 62–95.

Федорченко В. И., Абдурахманов А. И., Родионова Р. И. Вулканизм Курильской островной дуги: геология и петрогенезис. М.: Наука, 1989. 239 с.

Ферштатер Г. Б., Беа Ф. Геохимические особенности уральских гранитоидов, производных разных по составу магм // Геохимия. 1993. № 11. С. 1574–1599.

Ферштатер Г. Б., Пушкарев Е. В. Дунит-клинопироксенит-габбровая ассоциация из Хабаровинского массива // Петрология пост-гарцбургитовых интрузий Кемпирсайско-Хабаринской офиолитовой ассоциации. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. С. 81–152.

Формации Сакмарского аллохтона / И. В. Хворова, Т. А. Вознесенская, Б. П. Золотарев, М. Н. Ильинская, С. В. Руженцев. М.: Наука, 1978. 232 с. (Труды / ГИН АН СССР; Вып. 311).

Формирование земной коры Урала / С. Н. Иванов, В. Н. Пучков, К. С. Иванов и др. М.: Наука, 1986. 265 с.

Фролова Т. И., Бурикова И. А. Геосинклинальный вулканизм (на примере восточного склона Южного Урала). М.: Изд-во МГУ, 1977. 266 с.

Фролова Т. И., Бурикова И. А. Магматические формации современных геотектонических обстановок: Учеб. пособие. М.: Изд-во МГУ, 1997. 320 с.

Хаин В. Е. Урало-Монгольский пояс М. В. Муратова: происхождение и соотношение со смежными офиолитовыми поясами // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1998. Т. 73. Вып. 5. С. 25–29.

Хаин В. Е., Лобковский Л. И. Условия проявления остаточной мантийной сейсмичности альпийского пояса Евразии // Геотектоника. 1994. № 4. С. 12–20.

Хаин В. Е., Сеславинский К. Б. Историческая геотектоника. Палеозой. М.: Недра, 1991. 398 с.

Хаин В. Е., Бибикина Е. В., Душин В. А., Федотов А. А. О возможных связях между Палеоазиатским и Палеоатлантическим океанами в вендское и раннепалеозойское время // Тектоника, геодинамика: общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС, 1998. Т. II. С. 244–246.

Хворова Н. В. Флишевая и нижнемолассовая формации Южного Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 352 с.

Хераскова Т. Н. Венд-кембрийские формации каледонид Азии. М.: Наука, 1986. 247 с. (Труды / ГИН АН СССР; Вып. 386).

Хераскова Т. Н. Структурные связи Казахстана и Тянь-Шаня в конце рифея – раннем кембрии // Проблемы геологии Урало-Монгольского пояса. М.: Изд-во МГУ, 1998. С. 27–34.

Хераскова Т. Н., Самыгин С. Г. Формации и обстановки седиментации в пределах раннепалеозойской активной окраины (хр. Чингиз, Центральный Казахстан) // Литология и полезные ископаемые. 1994. № 3. С. 86–102.

Чернышов И. В., Кононова В. А., Крамм У., Граурт Б. Изотопная геохронология щелочных пород Урала в свете данных уран-свинцового метода по цирконам // Геохимия. 1987. № 3. С. 323–338.

Чибрикова Е. В. Стратиграфия девонских и более древних палеозойских отложений Южного Урала и Предуралья (по растительным микрофосилиям). М.: Наука, 1977. 191 с.

- Чибрикова Е. В. Возраст и расчленение зилаирских отложений Урала // Отечественная геология. 1997. № 12. С. 31–35.
- Чибрикова Е. В., Олли В. А. Первые находки спор растений в ирендыкской свите на восточном склоне Южного Урала // Стратиграфия и палеонтология Южного Урала / БФАН СССР. Уфа. 1980. С. 9–12.
- Чибрикова Е. В., Олли В. А. Терригенные нижнедевонские отложения на западном склоне Южного Урала // Стратиграфия и литология верхнего докембрия и палеозоя Южного Урала и Приуралья / БФАН СССР. Уфа. 1983. С. 52–57.
- Чибрикова Е. В., Олли В. А. Ильтибановская толща — новый раннедевонский комплекс пород Магнитогорского синклинали // Биостратиграфия и литология палеозоя Южного и Среднего Урала / БФАН СССР. Уфа. 1985. С. 9–15.
- Чибрикова Е. В., Олли В. А. Новые данные по стратиграфии девона северной части Казахского Урала: Препринт. Уфа, 1987. 28 с.
- Чибрикова Е. В., Олли В. А. Досреднедевонские палеозойские отложения Волго-Уральской нефтегазоносной области: Препринт. Уфа, 1993. 28 с.
- Чибрикова Е. В., Олли В. А. Первые находки акритарх в метаморфическом комплексе хребта Урал-Тау (Южный Урал) // Изв. Отделения наук о Земле и экологии АН РБ. 1997. № 1. С. 42–48.
- Чибрикова Е. В., Олли В. А. Экзотические блоки пород в разрезах палеозоя Южного Урала и Северного Кавказа // Ежегодник–1997 / ИГ УНЦ РАН. Уфа. 1999. С. 21–25.
- Чувашов Б. И. Верхний карбон Урала (стратиграфия и фации). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. 75 с.
- Чувашов Б. И. Динамика в развитии Предуральского краевого прогиба // Геотектоника. 1998. № 3. С. 22–37.
- Чувашов Б. И., Дюпина Г. В. Верхнепалеозойские терригенные отложения западного склона Среднего Урала. М.: Наука, 1973. 208 с.
- Чувашов Б. И., Дюпина Г. В., Мизенс Г. А., Черных В. В. Опорные разрезы верхнего карбона и нижней перми западного склона Урала и Приуралья. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 369 с.
- Чувашов Б. И., Иванова Р. М., Колчина А. Н. Верхний палеозой восточного склона Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 230 с.
- Чумаков Н. М. Опорный разрез вендских ледниковых отложений Южного Урала (кургашлинская свита Криво-лукского грабена) // Урал: фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии. М.: Наука, 1998. С. 138–154.
- Шалагинов В. В. Глаукофановые сланцы восточного склона Урала / СГИ. Свердловск. 1975. С. 15–29. (Труды / Свердловский Горный Институт; Вып. 116).
- Шардакова Г. А. Петрология и геохимия тоналит-гранодиоритовых массивов из разных структурных зон Среднего Урала: Автореф. дис. ...канд. геол.-мин. наук / ИГГ УрО РАН. Екатеринбург. 1997. 24 с.
- Шатагин К. Н., Астраханцев О. В., Дегтярев К. Е. Sr–Nd изотопная систематика позднепалеозойских гранитоидов Южного Урала: предварительные данные: Тез. докл. / XV Симпозиум по геохимии изотопов им. ак. А. П. Виноградова. М.: ГЕОХИ, 1998. С. 328.
- Шатагин К. Н., Дегтярев К. Е., Астраханцев О. В., Лучицкая М. В. Источники вещества гнейсово-амфиболитового аллохтонного комплекса Ильменогорской зоны Восточного Урала: результаты геохимических и изотопных исследований // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. М.: ГЕОС, 2000. С. 588–592.
- Шацкий В. С., Симонов В. А., Ягоуц Э. и др. Новые данные о возрасте и палеогеодинамических условиях формирования эклогитов Полярного Урала // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма: Мат-лы / XXXII тектонич. совещ. М.: ГЕОС, 1999. Т. II. С. 296–298.
- Шацкий В. С., Ягоуц Э., Козьменко О. А. Sm–Nd датирование высокобарического метаморфизма Максютковского комплекса (Южный Урал) // Докл. РАН. 1997. Т. 352. № 6. С. 812–815.
- Шатский Н. С. Рифейская эра и байкальская фаза складчатости // Академик Шатский. Избранные труды. М.: Изд-во АН СССР, 1963. Т. 1. С. 600–619.
- Шейдеггер А. Основы геодинамики. М.: Недра, 1987. 384 с.
- Шутинов С. В. История складчатости Южного Урала по палеомагнитным данным // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород. М: ОИФЗ РАН, 1998. С. 69–71.
- Шмелев В. Р., Седлер И., Борз Г. Петролого-геохимические особенности пород Тагильского платиноносного массива // Ежегодник–1996 / ИГГ УрО РАН. Екатеринбург. 1997. С. 89–92.
- Штрейвс Н. А. Стратиграфия и тектоника зеленокаменной полосы Среднего Урала. Тектоника СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1951. Т. 3. 379 с.
- Шуйский В. П. Герцинские известняки Урала: Автореф. дис. ...канд. геол.-мин. наук / ИГГ УрО АН СССР. Свердловск. 1970. 30 с.
- Шуйский В. П. Известковые рифообразующие водоросли нижнего девона Урала. М.: Наука, 1973. 155 с.
- Шульц С. С. мл. Геологическое строение зоны сочленения Урала и Тянь-Шаня. М.: Недра, 1972. 208 с.
- Шурыгина М. В., Милицына В. С. Силурийские отложения по рекам Исток и Багаряк в районе г. Каменск-Уральский на востоке Среднего Урала // Материалы по стратиграфии и палеонтологии Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1996а. С. 25–38.
- Шурыгина М. В., Милицына В. С. Силурийские и нижнедевонские отложения южной части Восточно-Уральского прогиба (окрестности пос. Первомайский, район г. Челябинска) // Материалы по стратиграфии и палеонтологии Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1996б. С. 38–49.
- Щекотова И. А. Карбонатные формации Южного Урала и Приуралья. М.: Наука, 1990. 112 с.
- Щербаков С. А. Офиолитовые покровы в доуралидах юга Восточно-Уральского поднятия // Тектоника и геодинамика. Общие и региональные аспекты: Мат-лы / XXXI тектонич. совещ. М.: ГЕОС, 1998. Т. II. С. 287–288.
- Эвгеосинклинальные** габбро-гранитоидные серии / Г. Б. Ферштатер, Л. В. Малахова, Н. С. Бородин и др. М.: Наука, 1984. 264 с.
- Южный Урал:** Путеводитель экскурсии 047.27 МГК / Отв. ред. О. Л. Эйнон. М.: Наука, 1984. 137 с.
- Язева Р. Г. Строение активной окраины и динамика сейсмофокальной зоны в карбоне Урала // Ежегодник–1998 / ИГГ УрО РАН. Екатеринбург. 1999. С. 150–153.
- Язева Р. Г., Бочкарев В. В. Постколлизийный девонский магматизм Северного Урала // Геотектоника. 1993. № 4. С. 56–65.
- Язева Р. Г., Бочкарев В. В. Силурийская островная дуга Урала: структура, развитие, геодинамика // Геотектоника. 1995. № 6. С. 32–44.

- Язева Р. Г., Бочкарев В. В. Олистостромы в структуре уралид // Геотектоника. 1997. № 5. С. 47–50.
- Язева Р. Г., Бочкарев В. В. Геология и геодинамика Южного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 204 с.
- Язева Р. Г., Пучков В. Н., Бочкарев В. В. Реликты активной континентальной окраины в структуре Урала // Геотектоника. 1989. № 3. С. 76–85.
- Яковлева О. М. Новые радиологические данные о возрасте метаморфизма пород Западно-Тагильской зоны Северного Урала // Ежегодник–1989/ИГТ УрО АН СССР. Свердловск. 1990. С. 72–73.
- Якупов Р. Р., Мавринская Т. М., Артюшкова О. В. Новые данные по стратиграфии палеозойских отложений Межкрайинской зоны // Ежегодник–1996/ИГ УНЦ РАН. Уфа. 1998. С. 35–38.
- Якимович В. Л., Адрианова О. С. Южноуральский бурогольный бассейн // Кайнозой Башкирского Предуралья / ГГИ БФАН СССР. Уфа. 1959. Т. 1. Ч. 3. 300 с.
- Alexeiev D. V., Cook H. E., Buvtyshkin V. M. et al. Dynamics of Late Paleozoic collisions at the southwestern margin of the Kazakhstan paleocontinent: new evidence from the Bolshoi Karatau Mountains (Northwestern Tien Shan) // EUG Abstracts. Strasbourg: EUG-9, 1997. P. 345.
- Alvarez-Marron J., Brown D., Perez-Estaun A., Puchkov V., Gorozhanina Ye. Structural styles in the Zilair Nappe; a Devonian arc-continent collision accretionary complex // Journal of Conference Abstracts. Strasbourg: EUG 10. 1999. V. 4. P. 398
- Bankwitz P., Bankwitz E., Ivanov K. S. Shear tectonics during the Upper Paleozoic collision in the South Urals (Eastern Sector) // Strasbourg, EUG 9 Abstr. 1997. P. 121.
- Bastida F., Aller J., Puchkov V. N., Juhlin Ch., Oslianski A. A cross-section through the Zilair nappe (southern Urals) // Tectonophysics. 1997. V. 276. N 1–4 (Europrobe volume). P. 253–263.
- Bauer W., Glasmacher U., Giese U., Alekseev A., Puchkov V. Structures and microfabrics of the metamorphic complex of Beloretsk (Southern Urals) // Journal of Conference Abstracts. Strasbourg: EUG-10. 1999. V. 4. P. 111.
- Bea F., Fershtater G., Montero P. et al. Generation and evolution of subduction-related batholiths from the central Urals: constraints on the P–T history of the Uralian orogen // Tectonophysics. 1997. V. 276. N 1–4 (Europrobe volume). P. 103–116.
- Beane R. G., Liou J. G. Evidence for Devonian eclogite-facies metamorphism in the Maksyutov complex, Southern Ural Mountains, Russia // Abstr. of Denver GSA Meeting. 1996. N 50591.
- Bedard J. H., Lausiere K., Tremblay A., Sangster A. Evidence for forearc seafloor-spreading from the Betts Cove ophiolite, Newfoundland: oceanic crust of boninitic affinity // Tectonophysics. 1998. V. 284. P. 233–245.
- Berzin R., Oncken O., Knapp J. H., Perez-Estaun A., Hismatulin T., Yunusov N., Lipilin A. Orogenic evolution of the Ural Mountains: Results from an integrated experiment // Science. 1996. V. 274. P. 200–222.
- Bloomer S. H., Taylor B., McLeod C. J. et al. Early arc volcanism and the ophiolite problem: a perspective from drilling in the Western Pacific // Active Margins and Marginal Basins of the Western Pacific. Geophysical Monograph 88. Amer. Geophys. Union. 1995. P. 1–30.
- Bosch D., Krasnobayev A. A., Efimov A. A., Savelieva G. N., Boudier F. Early Silurian ages for the gabbroic section of the mafic-ultramafic zone from the Urals Platinum belt // Journal of Conference Abstracts. EUG-10. 1997. V. 4, P. 122.
- Brown D., Alvarez-Marron J., Pérez-Estaun A., Gorozhanina Ye., Baryshev V., Puchkov V. Geometric and kinematic evolution of the foreland thrust and fold belt in the Southern Urals // Tectonics. 1997. V. 16. P. 551–562.
- Brown D., Alvarez-Marron J., Pérez-Estaun A., Spadea P., Puchkov V., Gorozhanina Ye. Forearc and accretionary complex evolution during arc-continent collision in the Southern Urals // Journal of Conference Abstracts. EUG-10. 1999. V. 4. P. 398.
- Brown D., Juhlin C., Alvarez-Marron J., Pérez-Estaun A., Oslianski A. Crustal-scale structure and evolution of an arc-continent collision zone in the Southern Urals, Russia // Tectonics. 1998. V. 17. P. 158–171.
- Carbonell R., Pérez-Estaun A., Galart J. et al. Crustal root beneath the Urals: Wide-angle evidence // Science. 1996. V. 274. P. 222–223.
- Chemenda A., Matte Ph., Sokolov V. A model of Paleozoic obduction and exhumation of high-pressure/low temperature rocks // Tectonophysics. 1997. V. 276. N 1–4 (Europrobe volume). P. 217–227.
- Condie K., Rosen O. M. Laurentia-Siberia connection revisited // Geology. 1994. V. 22. P. 168–170.
- Dalziel I. On the organization of American plates in the Neoproterozoic and the breakout of Laurentia // GSA Today. 1992. V. 2. N 11. P. 237–241.
- Diaconescu C. C., Knapp J. H., Brown L. D. et al. Precambrian Moho offset and tectonic stability of the East European platform from the URSEIS deep seismic profile // Geology. 1998. V. 26. N 3. P. 211–214.
- Dickinson W. R. Forearc basins // Tectonics of sedimentary basins / Ed. by C. Busby, R. Ingersoll. Oxford: Blackwell Science, 1995. P. 221–261.
- Dobretsov N. L., Shatsky V. S., Coleman R. G. et al. Tectonic setting and petrology of ultrahigh-pressure metamorphic rocks in the Maksyutovo Complex, Ural Mountains, Russia // Int. Geol. Rev. 1996. V. 38. P. 136–160.
- Echtler H., Ivanov K. S., Eide E. et al. Main Uralian Thrust and Main Uralian Fault—Paleozoic HP-rock exhumation // Abstr. Of EUG Meeting. Strasbourg: EUG-9. 1997a. P. 116.
- Echtler H. P., Ivanov K. S., Ronkin Y. L., Karsten L. A., Hetzel R., Noskov A. G. The tectono-metamorphic evolution of gneiss complexes in the Middle Urals, Russia: a reappraisal // Tectonophysics. 1997b. V. 276. (N 1–4) (Europrobe volume). P. 229–251.
- Echtler H. P., Stiller M., Steinhoff F. et al. Preserved collisional crustal structure of the Southern Urals revealed by vibroseis profiling // Science. 1996. V. 274. P. 224–226.
- Edwards R. L., Wasserburg C. J. The age and the emplacement of obducted oceanic crust in the Urals from Sm–Nd systematics // Earth and Planet. Sci. Lett. 1985. Vol. 72. N 4. P. 389–404.
- Eide E. A., Echtler H. P., Hetzel R., Ivanov K. S. Cooling age diachroneity and Paleozoic orogenic processes in the Middle and Southern Urals // EUG-9 Abstracts. Strasbourg. 1997. P. 119.
- Erdtmann B.-D. Cambro-Ordovician evolution of the Northwestern Peri-Gondwana margin // Early Paleozoic evolution in N–W Gondwana. Serie Correlation Geologica. 1996. N 12. P. 85–106.
- Gaggero L., Spadea P., Cortesogno L., Savelieva G. N., Pertzev A. N. Geochemical investigation of the igneous rocks from the Nurali melange zone, Southern Urals // Tectonophysics. 1997. V. 276. N 1–4 (Europrobe volume). P. 139–161.

- Gee D. A tectonic model for the central part of the Scandinavian Caledonides // *Am. J. of Science*. 1975. V. 275–A. P. 468–515.
- Gee D., Pease V. Europrobe TIMPEBAR — Polar Urals Transect, Excursion 12–24 July, 1997 // *EUROPROBE News*. 1997. Issue N 1. Uppsala. P. 4–7.
- Gibschner A., Izokh A., Khain E. Main phases of the Baikalian era of tectogenesis // *Journal of Conference Abstracts*. EUG–10. 1999. V. 4. P. 107.
- Giese U., Glasmacher U., Kozlov V. I., Matenaar I., Puchkov V. N. et al. Structural framework of the Bashkirian anticlinorium, SW Urals // *Geol. Rdsch*. 1999. 87. P. 526–544.
- Gill J. P., Hiscott R. N., Vidal Ph. Turbidite geochemistry and evolution of the Izu-Bonin arc and continents // *Lithos*. 1993. 33. P. 135–168.
- Glasmacher U., Giese U., Stroink L., Reynolds P., Alekseev A., Puchkov V., Bauer V. Neoproterozoic terrane at the eastern margin of Baltica — implications for Late Proterozoic paleogeography and structural evolution of SW Urals, Russia // *Journal of Conference Abstracts*. EUG–10, 1999a. V. 4. P. 108.
- Glasmacher U. A., Reynolds P., Alekseev A. A., Puchkov V. N., Taylor K., Gorozhanin V., Walter R. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Thermochemistry west of the Main Uralian Fault, southern Urals Russia // *Geol. Rdsch*. 1999b. 87. P. 515–525.
- Golonka J., Ross M. I., Scotese C. R. Phanerozoic paleogeographic and paleoclimatic modeling maps // *Pangea: global environments and resources*. Can. Soc. of Petroleum Geol., *Memoirs* 17. 1994. P. 1–47.
- Gradstein F. M., Ogg J. G. A Phanerozoic Time Scale // *Episodes*. 1996. V. 19. N 1&2. Table 1.
- Hermann J., Rubatto D., Korsakov A., Shatsky V. S. Age and exhumation rate of diamondiferous, deeply subducted continental crust in the Kokchetav massif, Kazakhstan // *Abstr. of the 4-th International eclogite field Symposium*. Novosibirsk, 1999. P. 12–13.
- Hetzl R., Echter H., Seifert W. et al. Subduction- and exhumation-related fabrics in the Paleozoic high pressure/low temperature Maksyutov complex, Antingan area, Southern Urals, Russia // *GSA Bull.* 1998. V. 110. P. 916–930.
- Hetzl R., Romer R. U–Pb dating of the Verkhniy Ufaley intrusion, Middle Urals, Russia: a minimum age for subduction and amphibolite facies overprint of the East European continental margin // *Geol. Mag.* 1999. 136 (5). P. 593–597.
- Jolivet L., Nataf H. Géodynamique. Serie Geociences. Paris: Dunod, 1998. 226 p.
- Jones P. B. Quantitative geometry of thrust and fold belt structures. AAPG, Tulsa, Ocla. 1991. 26 p.
- Juhlin C., Friberg M., Echter H. P., Hismatulin T., Rubalka A. et al. Crustal structure of the Middle Urals: results from the (ESRU) Europrobe seismic reflection profiling in the Urals experiments // *Tectonics*. 1998. V. 17. N 5. P. 710–725.
- Kearey P., Vine F. G. *Global Tectonics*. Oxford: Blackwell Science, 1996. 333 p.
- Khain V. E., Gusev G. S., Khain E. V., Vernikovskiy V. A., Volobuyev M. I. Circum-Siberian Neoproterozoic ophiolite belt // *Ofioliti*. 1997. V. 22 (2). P. 195–200.
- Knapp J. H., Steer D. N., Brown L. D. et al. Lithosphere-scale image of the Southern Urals from explosion-source reflection profiling // *Science*. 1996. V. 274. P. 226–228.
- Le Corre C. L., Auvran B., Balleve M., Robardet M. Le massif Armoricaïn // *Sci. Geol. Bull. Strasbourg*. 1991. V. 44. N 1. P. 31–103.
- Leech M. L., Stockli D. F. Exhumation history of the ultrahigh-pressure Maksyutov complex, South Ural Mountains, from new apatite fission-track data // *Tectonics*. Submitted in 1998.
- Lennykh V. I., Valizer P. M. High-pressure metamorphic rocks of the Maksyutov complex (Southern Urals): Fourth International field Symposium Guide. Novosibirsk, 1999. 64 p.
- Lennykh V. I., Valizer P. M., Beane R. et al. Petrotectonic evolution of the Maksyutovo complex, Southern Urals, Russia: implications for Ultrahigh-Pressure metamorphism // *Intern. Geol. Rev.* 1995. V. 37. P. 584–600.
- Linnemann U., Gehmlich V., Tichomirowa V., Buschmann B. Introduction to the Pre-Symposium Excursion (part I): the Peri-Gondwanan basement of the Saxothuringian Composite Terrane: Excursion Guide to Saxony, Thüringia, Bohemia // *Abstracts: Schriften des Staatlichen Museums für Mineralogie und Geologie zu Dresden*. 1998. P. 7–13.
- Lubnina N. V., Didenko A. N., Kurenkov S. A., Simonov V. A. Paleomagnetic and isotopic studies in the Polar Urals: Excursion Guide to Saxony, Thüringia, Bohemia // *Schriften des Staatlichen Museums für Mineralogie und Geologie zu Dresden*. 1998. P. 162–163.
- Maryama S., Liou J. G., Terabayashi M. Blueschists and eclogites of the world and their exhumation // *International Geol. Rev.* 1996. V. 38, P. 485–594.
- Matenaar I., Glasmacher U., Pickel W., Giese U., Puzukhin V. N., Kozlov V. I., Puchkov V. N., Stroink L., Walter R. Incipient metamorphism between Ufa and Beloretzsk, western fold-and-thrust belt, Southern Urals, Russia // *Geol. Rdsch*. 1999. 87. P. 545–560.
- Mattauer M. Intracontinental subduction, crust-mantle decollement and crustal-stacking wedge in the Himalayas and other collisional belts // *Collisional tectonics*. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 1986. N 19. P. 37–50.
- Matte Ph., Maluski H., Nicolas A. et al. Geodynamic model and ^{39}Ar – ^{40}Ar dating for generation and emplacement of the high pressure metamorphic rocks in SW Urals // *C. R. Acad. Sci. Paris*. 1993. T. 317. Ser. II. P. 1667–1674.
- McKerrow W. C. Terrane assembly in the Variscan belt of Europe // *EUROPROBE News*. Uppsala. 1994. N 5. P. 4–5.
- Nance R. D., Murphy J. B. Orogenic style and the configuration of supercontinents // *Pangea: global environments and resources*. Can. Soc. of Petroleum Geol. *Memoirs* 17. 1994. P. 49–65.
- Odin G. S. Geological time scale // *C. R. Acad. Sci. Paris*. 1994. V. 318. Ser. 11. P. 59–71.
- Ohta Y., Hirajima T., Hiroi Y. Caledonian high-pressure metamorphism in Central Western Spitsbergen // *Geol. Soc. Amer. Memoirs*. 1986. 16. P. 205–216.
- Ori G. G., Friend P. F. Sedimentary basins formed and carried piggyback on active thrust sheets // *Geology*. 1994. V. 12. P. 475–478.
- Perez-Estaún A., Alvarez-Marron J., Brown D., Puchkov V. Pre-Uralide deformation in the Southern Urals foreland thrust and fold belt // *EUG-9 Abstracts Strasbourg*. 1997. P. 116.
- Permian System:** Guides to geological excursions in the Uralian type localities / *Ed. by B. I. Chuvashov*. *Occas. Publications ESRI New Ser.* N 10. 1993. 303 p.
- Petrov G. A., Friberg M. The Salda metamorphic complex (Middle Urals, Russia) — a root of a Middle Paleozoic island arc // *Journal of Conference Abstracts*. EUG–10. 1999. V. 4. P. 81.

- Powell C. McA., Unrug R. Proposed new IGCP Project 440: Assembly and break-up of Rodinia // 1-st Business meeting of IGCP-440 Project at EUG-10. Strasbourg, 1999. 15 p.
- Proust J. N., Chuvashov B. I., Vennin E., Boisseau T. Carbonate platform drowning in a foreland setting: the Mid-Carboniferous platform in Western Urals (Russia) // Journ. of Sedimentary Research. 1998. V. 68. N 6. P. 1175–1188.
- Puchkov V. N. Correlation and geodynamic features of Pre-Alpine tectonic movements throughout and around the Alpine orogen // Studia Geologica Polonica. Warszawa. 1988. V. 91. P. 77–92.
- Puchkov V. N. The collisional origin of the eclogite-glaucophane-schist belt of the Urals // Ofioliti. 1989. 14 (3). P. 213–220.
- Puchkov V. N. The Paleozoic Geology of Asiatic Russia and adjacent areas // Paleozoic of the World. Amsterdam; L.: Elsevier, 1996. V. B. P. 3–110.
- Puchkov V. N. Structure and geodynamics of the Uralian orogen // Orogeny through time. Geological Society Special Publications. L., 1997. N 121. P. 201–234.
- Puchkov V. N. Cadomides of the Urals and Taymyr: connections with Gondwanan Europe: Excursion Guide to Saxony, Thüringia, Bohemia // Abstracts. Schriften des Staatlichen Museums für Mineralogie und Geologie zu Dresden. 1998. P. 177–178.
- Puchkov V., Sokolov V. Deep crustal structure of the Urals according to geological and geophysical data // Abstr. 29th International Geological Congress. Kyoto, 1992. V. 1. P. 154.
- Puchkov V. N., Syvazhina I. A. On the rotational and strike-slip movements as components of the Old Kimmerian deformations in the Northern Eurasia // 6th Zonenshain conference on plate tectonics and Europrobe workshop on Uralides Progr. and Abstr. Moscow, 1998. p. 199.
- Savelieva G. N., Nesbitt R. Q. A. Synthesis of the stratigraphic and tectonic setting of the Uralian ophiolites // Journ. Geol. Soc. London. 1996. V. 153. P. 525–537.
- Scarraw J. H., Spadea P., Montero P. et al. Southern Uralian ocean lithosphere: insights from geochemistry and geochronology of garnet amphibole pyroxenites within the Mindyak ophiolite massif // Journal of Conference Abstracts. EUG-10. 1999. V. 4, P. 80.
- Scotese C. R., Golonka J. Paleogeographic Atlas. PALEOMAP Project. Dept. of Geology, the University of Texas at Arlington, 1993. 32 slides.
- Sengör A. M. C., Natal'in B. A., Burtman V. S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Palaeozoic crustal growth in Eurasia // Nature. 1993. V. 34, N 6435. P. 299–307.
- Seward D., Pérez-Estaún A., Puchkov V. Preliminary fission-track results from the southern Urals—Sterlitamak to Magnitogorsk // Tectonophysics. 1997. V. 276. N 1–4 (Europrobe volume). P. 281–290.
- Shemenda A. Subduction // Modern approaches in geophysics, 11. Kluwer Publ., 1994. 215 p.
- Sinclair H. D. Flysh to molasse transition in peripheral foreland basins: the role of passive margin versus slab breakoff // Geology. 1997a. V. 25. N 12. P. 1123–1126.
- Sinclair H. D. Tectonostratigraphic model for underfilled peripheral foreland basins: an Alpine perspective // GSA Bull. 1997b. V. 1209. N 3. P. 324–343.
- Smith A. G., Hurley A. M., Briden J. C. Phanerozoic paleocontinental world maps. Cambridge Earth Science Series. Cambridge University Press. 1981. 101 p.
- Steer D. N., Knapp J. H., Brown L. D. et al. Deep structure of the continental lithosphere in an unextended orogen: An explosive-source seismic reflection profile in the Urals (Urals seismic Experiment and Integrated Studies (URSEIS-95) // Tectonics. 1998. V. 17. N 2. P. 143–157.
- Spadea P., Kabanova L., Scarraw J. H. Petrology, geochemistry and geodynamic significance of Mid-Devonian boninitic rocks from the Baimak-Buribai area (Magnitogorsk zone, Southern Urals) // Ofioliti. 1998. V. 23. N 1. P. 17–36.
- Stern R. G., Bloomer S. H. Subduction zone infancy: examples from the Eocene Idzu-Bonin-Mariana and Jurassic California arcs // GSA Bull. 1992. V. 104. P. 1621–1634.
- Tait J. A., Schatz M., Bachtadze V., Soffel H. Paleogeography of Paleozoic terranes in the Variscan and Alpine belt: Excursion Guide to Saxony, Thüringia, Bohemia // Abstracts. Schriften des Staatlichen Museums für Mineralogie und Geologie zu Dresden, 1998. P. 192–193.
- Taylor R. N., Nesbitt R. W. Arc volcanism in an extensional regime at the initiation of subduction: a geochemical study of Hahajima, Bonin Islands, Japan. Geol. Soc. London Spec. Publ., 1995. N 81. P. 115–134.
- The Cadomian Orogeny** // R. D'Lemos, A. Strachan, C. G. Topley, Eds. Geol. Soc. Spec. Publication N 51, 1990. 304 p.
- Torsvik T. H. Palaeozoic palaeogeography: a North Atlantic viewpoint // GFF. 1998. V. 120 (Pt. 2). P. 109–118.
- Torsvik T. H., Smethurst M. A., Meert J. G., Van Der Voo R., McKerrow W. S., Brasier M. D., Sturt B. A., Walderhaug H. J. Continental break-up and collision in the Neoproterozoic and Paleozoic—a tale of Baltica and Laurentia // Earth Science Reviews. 1996. V. 40. P. 229–258.
- Tucker R. D., Bradley D. C., Ver Straeten C. A., Harris A. G., Ebert G. R., McCutcheon S. R. New U–Pb zircon ages and the duration and division of Devonian age // Earth and Planetary Science Letters. 1998. 158. P. 175–186.
- Van der Voo R. A plate-tectonic model for the Paleozoic assembly of Pangea based on paleomagnetic data // Geol. Soc. America Memoir. 1983. 158. P. 19–23.
- Vernikovskiy V. A. Neoproterozoic and Late Paleozoic Taimyr Orogenic and Ophiolitic Belts, North Asia: A Review and Models for their Formation // Proc. 30th Intern Geol. Congr. Beijing, 1997. Vol. 7. P. 121–138.
- Willner A., Stroink L., Ermolaeva T., Glasmacher U. A., Giese U., Puchkov V. N., Kozlov V. I., Walter R. Contrasting composition of detrital components in Riphean and Vendian siliciclastics of the SW Urals (Russia): provenance signals from a Pre-Uralian Late Precambrian orogenic event // Precambrian Research, in print.
- Zonenshain L. P., Kuzmin M. I., Natapov L. M. Geology of USSR. A Plate-Tectonic synthesis // Geodyn. ser. V. 21. AGU, Washington D. C., 1990. 242 p.

Содержание

Введение	3
Глава 1. Тектоническое районирование и структурные особенности Урала	5
Из истории идей о тектонике Урала.....	5
О геофизической изученности глубинного строения Урала.....	6
Структурное районирование Урала (с детализацией для Южного и Среднего Урала).....	6
Особенности глубинного строения Урала по данным интерпретации профилей URSEIS–95 и ESRU–93–98.....	18
Глава 2. История геологического развития и палеогеодинамика Урала	25
Протерозой	25
Дорифейский кристаллический фундамент и его развитие в позднем протерозое	25
Рифей и венд западного Урала и смежной части платформы.....	26
Геодинамика территории западного склона Урала в конце протерозоя.....	29
Рифей и венд восточного склона Урала	31
Палеозой.....	34
Кембрийский период.....	34
Ордовикский период	35
Силурийский период	45
Девонский период.....	55
Каменноугольный период.....	89
Пермский период	108
Мезозой	115
Триасовый период	115
Глава 3. Место Урала в глобальных палеогеодинамических реконструкциях ...	120
Поздний протерозой.....	121
Палеозой – ранний мезозой.....	122
Заключение	129
Литература	130

Научное издание

Виктор Николаевич Пучков

ПАЛЕОГЕОДИНАМИКА ЮЖНОГО И СРЕДНЕГО УРАЛА

Рекомендовано к изданию Ученым Советом
Института Геологии Уфимского научного Центра РАН
и РИСО АН РБ

Компьютерный набор и графика автора
Технический редактор А. П. Черников

Лицензия № 0160 от 22 марта 1996 г.

Подписано в печать 3.04.2000 г.

Формат 60×84 1/8

Гарнитура Times New Roman

Заказ №

Тираж 450 экз.

Отпечатано в типографии

Уч.–изд. л. 20,08.

Усл. печ. л. 17,2.

Физ. печ. л. 18,25.

Издательство «ГИЛЕМ», 450054 г. Уфа, пр. Октября, 71.