

УДК 552.3(470.5)

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ МАГМАТИЗМА ВОСТОЧНОГО СКЛОНА СРЕДНЕГО УРАЛА

© 2012 г. В. Н. Смирнов

*Институт геологии и геохимии УрО РАН
620075, г. Екатеринбург, пер. Почтовый, 7
E-mail: smirnov@igg.uran.ru*

Поступила в редакцию 14.05.2012 г.

В статье рассмотрены закономерности эволюции магматизма в пределах обширной территории восточного склона Среднего Урала от Главного Уральского разлома на западе до границы распространения чехла Западно-Сибирской плиты на востоке. Анализ полученных к настоящему времени данных показал, что все выявленные проявления магматизма принадлежат нескольким крупным, единым для всего рассматриваемого региона этапам эндогенной активности. На протяжении доордовикского этапа (или этапов) произошло образование ультраосновных и основных плутонических пород, входящих в состав мажоровского комплекса Мурзинско-Адуйского блока, офиолитовой ассоциации и массивов Платиноносного пояса Урала. Позднеордовикско-раннедевонский и позднеэмсско-раннефранский этапы магматизма представлены вулканоплутоническими ассоциациями, сформировавшимися в условиях островной дуги и задугового бассейна. На протяжении фаменско-раннекаменноугольного этапа происходило формирование вулканогенно-осадочных толщ и гранитоидных интрузий окраинноконтинентального типа. С коллизионным этапом магматизма, протекавшим с начала среднего карбона до конца пермского периода, связано внедрение многочисленных гранитоидных интрузий известково-щелочного и субщелочного состава. Завершающим эпизодом магматической активности было формирование в восточной части Урала и Зауралья траппов раннетриасового возраста.

Ключевые слова: *Урал, магматизм.*

Статья посвящена обзору накопленных к настоящему времени данных и анализу закономерностей эволюции магматизма в пределах обширной территории восточного склона Среднего Урала, ограниченной Главным Уральским разломом (ГУР) на западе и границей распространения чехла рыхлых отложений Западно-Сибирской плиты на востоке. Рассматриваемая область состоит из ряда сменяющих друг друга в широтном направлении зон (сегментов и блоков коры), разделенных разрывными нарушениями (тектоническими швами). С запада на восток в пределах этой территории выделяются Салатимская зона (или зона ГУР), зона Платиноносного пояса, Тагильская зона, Верхисетско-Туринская зона, Салдинский и Сысертско-Ильменогорский блоки (выступы) кристаллических пород, Медведевско-Арамилевская зона, Мурзинско-Адуйский блок кристаллических пород и Восточно-Уральская зона (рис. 1) [48 и др.]. Каждая из выделенных структурных единиц характеризуются своим набором магматических комплексов, однако сопоставление возрастных рядов магматических комплексов разных зон показывает, что все выявленные проявления магматизма принадлежат нескольким крупным, единым для всей рассматриваемой территории, этапам эндогенной активности. Полученные в последние годы многочисленные новые данные о возраст-

ном положении и вещественном составе магматических пород восточного склона Среднего Урала позволили уточнить временные рамки этих основных эпизодов магматизма, установить геодинамические условия их проявления и принадлежность к определенным стадиям развития подвижного пояса.

Наиболее древними магматическими образованиями в пределах рассматриваемого региона, судя по имеющимся к настоящему времени данным, являются ультраосновные и основные плутонические породы, входящие в состав мажоровского комплекса Мурзинско-Адуйского блока, офиолитовой ассоциации и массивов Платиноносного пояса Урала (рис. 2).

Клинопироксениты и габбро мажоровского комплекса, вмещающие **Fe-Ti-оруденение**, имеют незначительное площадное распространение. Они слагают несколько силлоподобных интрузий размером до 2.5 км по простиранию и до 0.6 км в поперечном сечении среди метаморфических толщ Мурзинско-Адуйского блока. **Sm-Nd-возраст** клинопироксенита этого комплекса 921 ± 40 млн. лет соответствует позднему рифею (каратавию) [2]. Породы мажоровского комплекса имеют отчетливые признаки высокой степени метаморфизма, в связи с чем, нельзя исключить возможность того, что результаты датирования отражают не время внедрения, а эпоху наиболее интенсивных ме-

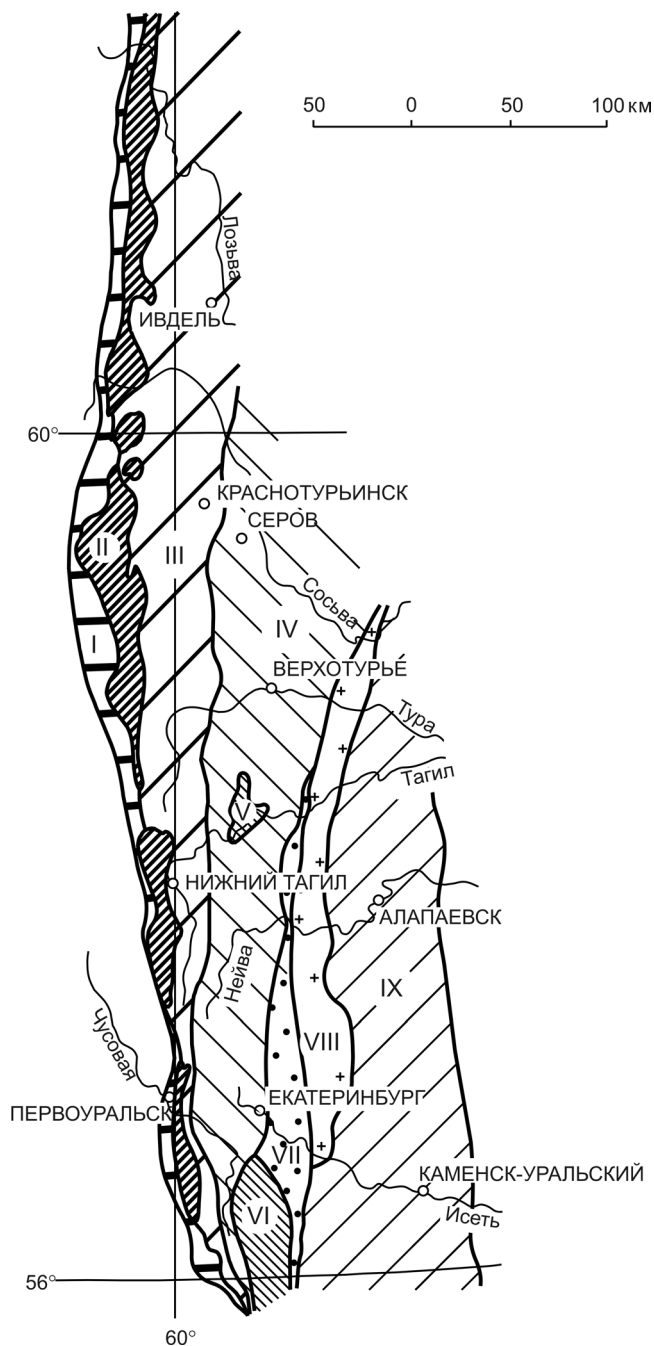


Рис. 1. Схема районирования территории восточного склона Среднего Урала.

I – Салатимская зона, II – Платиноносный пояс, III – Тагильская зона, IV – Верхисетско-Туринская зона, V – Салдинский и VI – Сысертско-Ильменогорский выступы кристаллических пород, VII – Медведовско-Арамилевская зона, VIII – Мурзинско-Адуйский кристаллический блок, IX – Восточно-Уральская зона.

таморфических преобразований. Анализ особенностей вещественного состава пород позволил заключить, что формирование этого комплекса могло происходить в условиях рифтогенеза субконтинентальной коры [2]. Судя по приведенным изотопно-

геохронологическим данным, образование комплекса относится к преединии уралид.

Платиноносный пояс Урала имеет сложное геологическое строение [4], свидетельствующее о длительной истории его формирования, которая продолжает оставаться предметом острых дискуссий. В составе типичных платиноносных массивов присутствуют дунитовые “ядра”, тела или зоны клинопироксенитов, полосчатые дунит-клинопироксенит-тылаитовые комплексы, обособленные тела близких по составу тылаитам оливин-анортитовых габбро и резко отличающихся от них габбро-норитов, мелкие тела и жилы плагиогранитов. К настоящему времени достаточно надежно показано, что образование, если не преобладающей, то, по крайней мере, значительной части этих пород (дунит-клинопироксенит-тылаитовых ассоциаций и оливин-анортитовых габбро) произошло в вендско-раннекембрийское время (550–500 млн. лет назад) [5, 18, 25, 26 и др.]. Еще более древние возрасты (до 2800 млн. лет) получены по цирконам платиноносных дунитов [12, 19, 54]. Природа наиболее древних генераций циркона из дунитов пока недостаточно ясна. С разными, порой взаимоисключающими, точками зрения на их происхождение можно ознакомиться по цитированным публикациям. Приведенные данные позволяют заключить, что главные события в истории формирования массивов Платиноносного пояса, фиксируемые доордовскими значениями возраста, представляют собой самостоятельный эпизод (или эпизоды) магматизма, предшествовавший заложению Уральского подвижного пояса или же представляющий собой ранний этап его развития, роль которого пока недостаточно ясна. Наряду с этим, в составе платиноносных массивов постоянно присутствуют габбро-нориты и плагиограниты силурийского возраста, образование которых, по всей вероятности, являются результатом возобновления процессов магматизма под влиянием эндогенной активности смежной с востоком Тагильской вулканогенной зоны.

Ультрамафит-мафитовые комплексы, по набору пород аналогичные массивам Платиноносного пояса, известны и за его пределами (Уктусский массив в Медведовско-Арамилевской зоне и Давыдовский – в Восточно-Уральской). Для габбро Давыдовского массива Sm-Nd-методом получен возраст 464 ± 52 млн. лет [2]. В пределах ошибки датирования он совпадает со временем формирования аналогичных пород в массивах Платиноносного пояса, однако точность этого определения возраста явно недостаточна для надежных сопоставлений. На приводимой схеме корреляции (рис. 2) образование пород Уктусского и Давыдовского массивов отнесено к доордовскому этапу магматической активности на основании сходства с массивами платиноносного типа.

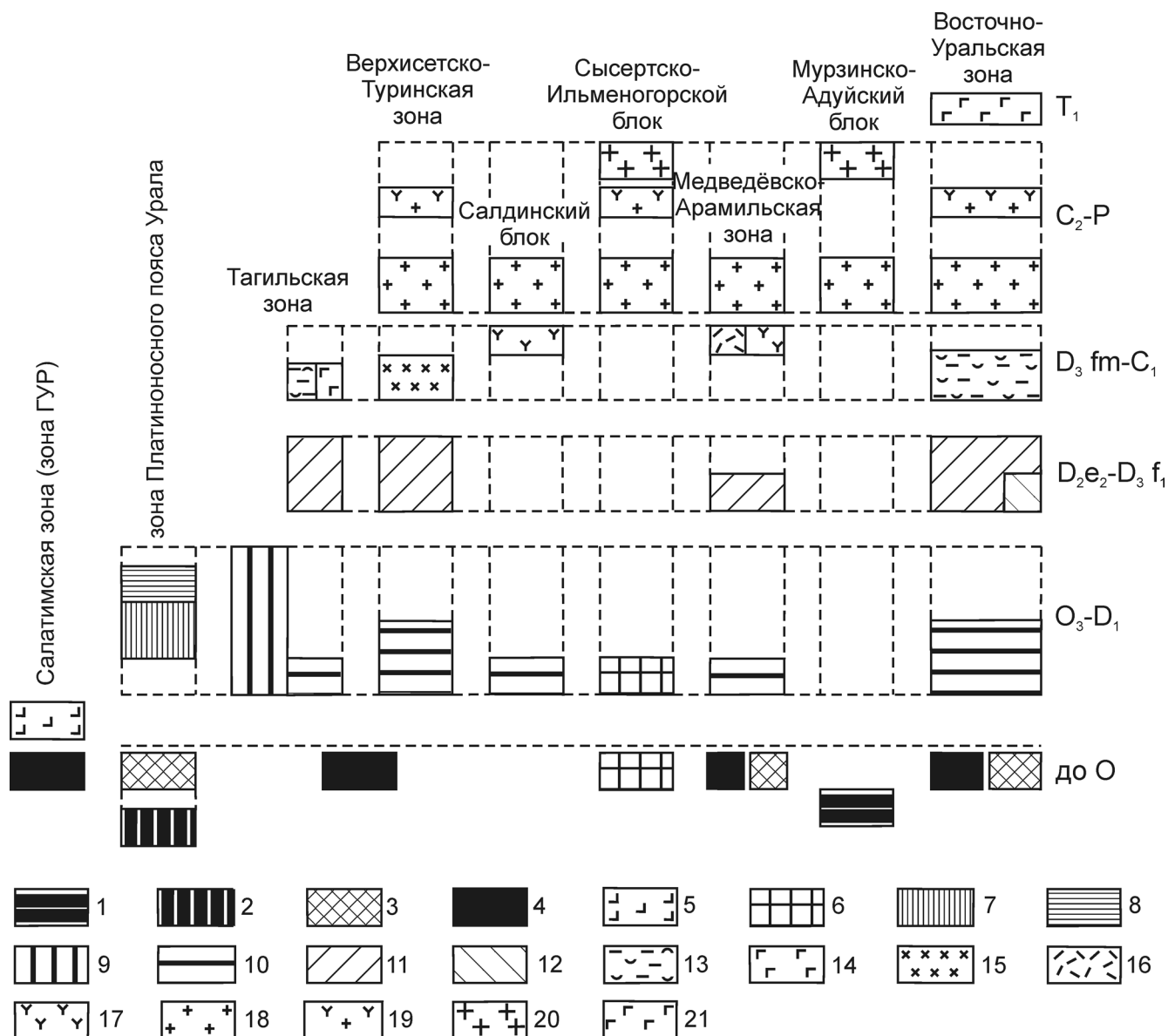


Рис. 2. Схема корреляции магматизма разных зон восточного склона Среднего Урала.

1 – рифейский пироксенит-габбровый комплекс, 2 – дуниты платиноносного типа, 2 – дунит-клинопироксенит-тылаитовые комплексы и оливин-анортитовые габбро массивов платиноносного типа, 4 – плутонические породы офиолитовой ассоциации, 5 – среднеордовикские рифтогенные вулканы западного склона Урала, 6 – щелочно-карбонатитовые комплексы Ильменских и Вишневых гор, 7 – габбронориты массивов Платиноносного пояса, 8 – плагиограниты массивов Платиноносного пояса, 9 – островодужные вулканоплутонические ассоциации позднеордовикско-раннедевонского этапа, 10 – позднеордовикско-раннесилурийские вулканоплутонические ассоциации задугового бассейна, 11 – островодужные вулканоплутонические ассоциации позднеэмско-раннефранского этапа, 12 – позднеэмско-раннеэфельские вулканы задугового спрединга, 13 – фаменско-раннекаменноугольные вулканогенно-осадочные толщи активной окраины континента, 14 – позднедевонские и раннекаменноугольные гипабиссальные интрузии долеритов окраинноконтинентального типа, 15 – позднедевонско-раннекаменноугольные известково-щелочные гранитоиды окраинноконтинентального типа, 16 – окраинноконтинентальные субщелочные вулканы и 17 – плутонические породы раннекаменноугольного возраста, 18 – позднекаменноугольно-раннепермские известково-щелочные гранодиорит-гранитные и гранитные ассоциации коллизионного этапа, 19 – раннепермские субщелочные (преимущественно монцодиорит-гранитные) массивы коллизионного этапа развития, 20 – позднепермские массивы анатектических гранитов коллизионного этапа развития, 21 – раннетриасовые вулканы и гипабиссальные интрузии траппового типа. Названия магматических комплексов и их краткая характеристика приведены в тексте.

Плутонические породы офиолитовой ассоциации, представленные дунит-гарцбургитовыми комплексами (тектонизированные мантийные пе-

риодиты), расслоенной дунит-верлит-клинопироксенит-габбровой толщей и параллельными долеритовыми дайками (корвая часть офиолитово-

го разреза), приурочены, главным образом, к тектоническим швам, разделяющими крупные сегменты коры (зоны), хотя в некоторых зонах блоки офиолитов присутствуют и во внутренних частях, что, по-видимому, является результатом сильной тектонической нарушенности этих зон. Возрастное положение плутонических пород офиолитового типа пока недостаточно ясно. Исходя из хорошо известного факта присутствия в пределах рассматриваемой территории вулканических членов офиолитовой ассоциации ордовикского, раннесилурийского и среднедевонского возрастов следовало бы ожидать существование аналогичных им по времени образования глубинных пород. Однако преобладающая часть имеющихся изотопных определений возраста по плутоническим породам офиолитовых массивов Среднего Урала соответствует вендско-раннекембрийскому времени.

Для пород комплекса мантийных перидотитов изотопно-геохронологические данные на Среднем Урале ограничиваются определением возраста циркона из хромитовых руд Алапаевского массива, составляющим 588 ± 16 млн. лет (U-Pb LA ICP-MS метод) [24]. Более представительные данные получены по породам расслоенного ультрамафит-мафитового комплекса, относящегося к коровой части офиолитового разреза. **Sm-Nd изохрона по верлитам, клинопироксенитам** Ключевского массива и монофракциям клинопироксена из этих пород соответствует возрасту 499 ± 13 млн. лет [28], эрхрона по дуниту, верлиту, клинопироксениту и габбро этого же разреза, а также монофракциям клинопироксена и оливина из них определяет возраст 514 ± 17 млн. лет [11]. По габбро Алапаевского массива (Восточная зона) **Sm-Nd методом** получен возраст 579 ± 42 млн. лет, а по двум пробам габбро устейского комплекса (зона Серовско-Мауского разлома) – 566 ± 27 и 540 ± 26 млн. лет [23]. Перечисленные данные позволяют говорить о существовании офиолитовой ассоциации вендско-раннекембрийского (или вендского) возраста. Наряду с этим, получен целый ряд более молодых возрастов: 480 ± 14 млн. лет – по габбро из небольшого тела среди метаморфитов Мурзинско-Адуйского блока (Sm-Nd метод) [23]; 449.0 ± 6.0 млн. лет – по циркону из оливинового клинопироксенита, 441.4 ± 5 млн. лет – по циркону из дунита (U-Pb метод) [10] и 428.5 ± 3.7 млн. лет – по циркону из габбро скрина в комплексе параллельных даек (U-Pb метод) [40]. Это послужило основанием для вывода о наличии в пределах рассматриваемой территории офиолитов двух возрастных уровней: вендского и раннесилурийского [24]. Следует отметить, однако, что никаких различий по составу, структурному положению или каким-либо другим признакам между породами офиолитовой ассоциации с разными изотопными возрастными не выявлено. Кроме того, достаточно часто полученные разными изотопными

методами значения возраста по одним и тем же породам сильно различаются. Например, упомянутые выше результаты датирования пород расслоенной дунит-верлит-клинопироксенит-габбровой толщи Ключевского массива **Sm-Nd методом в двух лабораториях** близки между собой – 499 и 514 млн. лет, тогда как U-Pb возраст цирконов из этих же пород составляет 449–441 млн. лет, что свидетельствует о значительной нарушенности изотопных систем. В связи с этим, не исключено, что выявленные различия в изотопных возрастах могут объясняться их омоложением под влиянием наложенных процессов, а не разным временем образования пород.

Результаты датирования долеритов комплекса параллельных даек не добавляют ясности в решении рассматриваемой проблемы. Изотопно-геохронологические данные по долеритам офиолитовой ассоциации получены в трех фрагментах комплекса параллельных даек (ревдинский, дегтярский и горы Азов) в сильно тектонически нарушенном районе, прилегающем к зоне ГУР. Возраст даек, полученный Sm-Nd методом, составляет 423 ± 36 , 427 ± 17 и 426 ± 51 млн. лет [37]. При U-Pb датировании цирконов из даек Азов-горы получены цифры 382.3 ± 4.4 и 387 ± 4.1 млн. лет [9]. Ввиду несоответствия возрастов, полученных разными изотопными методами, окончательное решение вопроса о возрасте этих пород, по-видимому, возможно только после проведения дополнительных исследований.

Приведенный обзор геохронологических данных показывает, что надежное обоснование возрастного положения плутонических пород офиолитовой ассоциации в настоящее время отсутствует. Твердо установленным пока может считаться только наличие доордовикского этапа формирования этих образований, что и отражено в приводимой схеме корреляции магматизма (рис. 2). При этом, возможность существования офиолитов разного возраста не исключается. Отсутствие надежных данных может объясняться как недостаточной изученностью, так и тем, что глубинная часть офиолитовых ассоциаций палеозойского возраста располагается ниже уровня современного эрозионного среза Урала. Решение этого вопроса остается актуальной задачей дальнейших исследований.

Важным эпизодом магматической активности было формирование среднеордовикских осадочно-вулканогенных толщ, развитых в зоне Главного Уральского разлома и прилегающей к нему части западного склона (польинский, пальничинский, выйский и мариинский вулканические комплексы). Формирование вулканитов этого этапа было связано с развитием геологических структур западного склона, в настоящей работе они упоминаются в связи с тем, что играют важную роль при анализе истории развития восточной части Урала. По химическому составу вулканические породы среднеордовикского возраста эволюционируют от субщелоч-

ных калиево-натриевых разновидностей до толеитовых натриевых. Анализ геохимических особенностей вулканитов и условий формирования ассоциирующих с ними осадочных пород позволяют считать, что образование рассматриваемых толщ было связано с поздними стадиями континентального рифтогенеза, завершившегося разрывом континентальной коры и раскрытием Уральского палеоокеана [42].

Следующий крупный этап магматизма начался в позднем ордовике и завершился в начале девона. Продукты магматизма этого этапа широко распространены по всей территории восточного склона Среднего Урала (рис. 2), при этом, характер магматизма в разных частях рассматриваемого региона имеет принципиальные отличия.

В зоне Платиноносного пояса породы рассматриваемого возрастного интервала представлены лабрадоровыми ортоклазсодержащими габбро-норитами офитовой структуры, широко распространенными, иногда преобладающими в составе массивов платиноносного типа, а также небольшими телами и жилами плагиогранитов. Возраст габбро-норитов, установленный разными изотопными методами в нескольких массивах Платиноносного пояса, колеблется в пределах от 428 до 419 млн. лет [34, 35, 55]. U-Pb возраст цирконов из двух проб плагиогранитов Кытлымского массива составляет 415 ± 10 и 416.6 ± 1.6 млн. лет [6]. К этому же эпизоду магматизма, возможно, относится образование некоторой части оливиновых габбро, для которых получены более молодые, по сравнению с преобладающей частью этих пород, значения возраста. В качестве примера можно указать оливиновые габбро г. Журавлев Камень, Sm-Nd возраст которых имеет величину 433 ± 31 млн. лет [17]. В ряде случаев ордовикские и силурийские датировки получены и для пород дунит-клинопироксенит-тылаитовых ассоциаций. Скорее всего, это объясняется омоложением их возраста в результате воздействия наложенных процессов, связанных с активностью Тагильской зоны.

Наиболее детально изучены и хорошо известны по многочисленным публикациям магматические комплексы этого этапа магматизма, развитые в смежной с Платиноносным поясом западной (преобладающей по площади) части Тагильской вулканогенной зоны (рис. 2). Магматизм этой части территории представлен длинным возрастным рядом вулканических комплексов, включающим кабанский риолит-базальтовый, павдинский базальт-андезит-риолитовый, именовский базальт-андезитбазальтовый, гороблагодатский базальт-андезитовый комплекс нормальной и повышенной щелочности и туринский трахибазальт-трахитовый. Интрузивные комагматы вулканических толщ входят в состав арбатского, петропавловского, верхнетагильского, северо-рудничного

и кушвинского габбро-гранитоидных комплексов. Время формирования рассматриваемого возрастного ряда магматических комплексов достаточно надежно обосновано находками фауны в прослоях осадочных пород среди вулканитов [1, 3 и др.]. В соответствии с этими данными, возраст пород кабанского и шемурского комплексов, залегающих в основании вулканогенного разреза, позднеордовикско-раннелландоверийский. Формирование туринского трахибазальт-трахитового комплекса, завершающего вулканическую активность этого этапа, произошло на протяжении пржедольского и лоховского веков позднего силура и раннего девона. Изотопные данные о возрасте плутонических пород практически отсутствуют. Представления о времени их образования основаны на предположении о комагматичности определенным вулканическим комплексам. Состав пород в рамках выявленного ряда магматических комплексов закономерно изменяется от известково-натриевого через калиево-натриевый до калиевого субщелочного (шошонит-латитового). Геохимические особенности и фациальные обстановки образования вулканитов свидетельствуют о том, что их формирование происходило в условиях энсиалической островной дуги [3, 47, 53 и др.].

В значительно меньшей степени изучен магматизм этого же возраста, проявившийся в восточной части Тагильской зоны и вулканогенных зонах, расположенных к востоку от нее. Магматическая активность этого типа в каждой из этих зон ограничивалась образованием одного-двух вулканических комплексов и их интрузивных комагматов. Возможно, с этим этапом было связано также формирование комплексов параллельных долеритовых даек, ассоциирующих в ряде зон с габбро-гипербазитовыми массивами офиолитового типа, однако их возрастное положение пока остается проблематичным. Вулканические образования восточной части Тагильской зоны выделены в качестве красноуральского базальт-андезит-риолитового и Кировградского слабо контрастного базальт-риолитового комплексов. Породы этих комплексов имеют близкий известково-натриевый состав, их возрастное соотношение не установлено. Плутонические породы представлены левинским габбро-тоналит-плагиогранитным(?) комплексом. Вулканогенные образования Верхисетско-Туринской зоны, расположенной к востоку от Тагильской, представлены красноборским слабо контрастным базальт-андезитбазальт-дацит-риолитовым (и его аналогами) и таволжанским базальт-андезит-риолитовым комплексами. Комагматичные вулканитам плутонические породы относятся к диорит-тоналитовому и решинскому габбро-диорит-трондьемитовому комплексам. Надежные данные о возрасте пород всех перечисленных комплексов отсутствуют, к рассматриваемому этапу они отнесены на основании

косвенных геологических данных [39]. Эволюция химизма пород этого этапа магматизма в Верхисетско-Туринской зоне заключается в слабом повышении содержания калия в породах таволжанского и рещинского комплексов по сравнению с красноборским и диорит-тоналитовым. В пределах Салдинского блока, являющегося, по всей вероятности, выступом фундамента Верхисетско-Туринской зоны, магматические образования представлены только плутоническими породами габбро-диорит-тоналитового комплекса. В следующей к востоку, Медведевско-Арамилской зоне к образованиям рассматриваемого возрастного интервала относятся новоберезовский базальтовый, красноадуйский базальт-андезит-риолитовый и монетнинский габбро-диорит-тоналитовый комплексы. Магматические породы, сформировавшиеся на протяжении этого этапа в Восточной вулканогенной зоне, практически аналогичны образованиям Верхисетско-Туринской зоны. Эволюция магматизма Восточной зоны на протяжении рассматриваемого возрастного интервала заключалась в смене известково-натриевых комплексов (белоярского риолит-базальтового и рефтинского габбро-диорит-тоналитового) малокалиевыми (межевским базальт-андезит-дацит-риолитовым и аверинским диорит-трондьемитовым).

Возрастные рамки магматической активности этого типа обоснованы не столь надежно как для двух описанных выше типов возрастных рядов магматических комплексов, сформировавшихся на протяжении рассматриваемого этапа, – в некоторых зонах данные о возрасте магматических пород отсутствуют. Тем не менее, за последнее десятилетие в результате находок конодонтов удалось датировать вулканические комплексы нижней части разреза этого типа в большей части зон. Конодонты, найденные в прослоях яшмоидов среди базальтовых лав красноуральского комплекса (восточная часть Тагильской зоны), соответствуют слоям, переходным от позднего ордовика к раннему силуру [1, 3 и др.]. В яшмоидах, переслаивающихся с вулканиками красноадуйского комплекса (Медведевско-Арамилская зона), обнаружены конодонты, распространенные в верхах среднего и в позднем ордовике [2]. Конодонты из карбонатных прослоев среди вулкаников белоярского комплекса (Восточная зона) указывают на раннесилурийский или позднеордовикско-силурийский возраст этих толщ [46]. В Восточной вулканогенной зоне удалось установить и время завершения процессов магматизма этого типа. На основе анализа комплекса органических остатков и характера взаимоотношений с перекрывающими фаунистически датирован-

ными известняками показано, что наиболее вероятный возраст более позднего из двух выделяемых здесь вулканических комплексов – межевского базальт-андезит-дацит-риолитового – венлокский [46]. Результаты U-Pb датирования трондьемитов аверинского комплекса (420 млн. лет), завершающих магматизм этого этапа, свидетельствуют о том, что его внедрение произошло на границе ранне- и позднесилурийской эпох [43]. Таким образом, продолжительность процессов магматизма на этой части территории ограничивается рамками поздний ордовик–ранний силур. Фациальные условия образования вулкаников позволяют считать, что магматизм этого типа протекал в условиях задугового бассейна [46, 53 и др.].

К этому же возрастному интервалу относится, по данным изотопного датирования, формирование преобладающей части пород щелочно-карбонатитового комплекса Ильменских и Вишневых гор (южная часть Сысертско-Ильменогорского блока). Rb-Sr и U-Pb возраста карбонатитов и мiasцитов Ильменогорского и Вишневогорского массивов имеют величину от 446–440 до 422–417 млн. лет [13, 14, 51, 56]. При этом образование пород расположенного в непосредственной близости к ним Булдымского карбонатит-щелочноультрамафитового массива, согласно результатам Sm-Nd датирования, произошло значительно раньше (602 ± 24 млн. лет назад) [21]. По характеру магматизма район Ильменских и Вишневых гор принципиально отличается от остальной части рассматриваемой территории. По мнению В.Н. Пучкова, наблюдаемые здесь проявления щелочного магматизма напоминают следы плюмов [32]. Совпадение времени образования этих пород с этапом надсубдукционного магматизма восточного склона Среднего Урала, по-видимому, является случайным.

Следующий этап магматизма охватывал период со второй половины эмса до начала франского века включительно. Магматические породы этого этапа широко распространены почти по всей территории восточного склона, за исключением ее западной части – Платиноносного пояса и западной половины Тагильской зоны.

В восточной части Тагильской зоны на протяжении этого этапа магматизма произошло формирование двух вулканических комплексов: красноуральского андезитового и взвозного трахибазальт-трахиандезитового, а также двух плутонических: лобвинского гранодиоритового и ауэрбаховского габбро-диорит-гранитного [52]. Близкие по составу и возрасту вулкано-плутонические ассоциации выявлены в пределах смежной с Тагильской с востока Верхисетско-Туринской зоны. Это известково-щелочные кунгурковский базальт-андезит-базальтовый и пановский габбро-диорит-гранитный комплексы, а также башкирский базальт-андезит-риолитовый и петрокаменский габбро-диорит-гранитный комплексы нормальной и слабо повышенной щелочности. В следующей к востоку Медведевско-Арамилской зоне к этому этапу магматизма относится известково-щелочной медведевский базальт-андезит-базальтовый комплекс,

породы которого перекрываются вулканогенно-осадочными толщами, содержащими вулканомиктовый материал преимущественно субщелочного состава. В Восточно-Уральской зоне установлено два типа вулканогенных разрезов этого возраста. Вулканиды, слагающие разрез первого (преобладающего) типа, традиционно подразделяются на три магматических комплекса: восточно-бобровский базальт-андезит(?)–дацит-риолитовый (D_1e_1 – D_2ef_2), рудянский базальт-андезит-дацитовый (D_2ef_2 – D_2zv) и маминский базальт-андезитобазальтовый (D_2zv – D_3f_1). Интрузивными комагматами вулканитов этих комплексов являются породы габбро-гранитоидных массивов, включавшихся ранее в состав единого некрасовского габбро-диорит-гранитного комплекса, но позднее разделенных на лесозаводский, алтынайский и некрасовский [2]. Второй тип вулканогенного разреза этой зоны представлен глинистым комплексом афировых базальтов.

За исключением процессов формирования базальтов глинистого комплекса, характер магматизма на протяжении рассматриваемого этапа практически одинаков на всей рассматриваемой в настоящей работе территории. Эволюция химизма пород во всех зонах заключалась в смене известково-щелочных магматических комплексов комплексами слабо повышенной щелочности. Первоначально описываемый этап магматической активности был выделен в Тагильской вулканогенной зоне и интерпретировался как магматизм окраинноконтинентального типа [52]. Однако этот вывод не подтверждается данными о фациальных условиях формирования вулканитов. Среди вулканогенных образований во всех зонах резко преобладают породы, образовавшиеся в подводной обстановке (шаровые лавы, водоотложенные туфы и вулканогенно-осадочные породы, переслаивающиеся с мелководными осадками). Наземные фации вулканитов (сваренные туфы, пемзы и ингимбриты) также присутствуют в составе вулканических толщ, но их количество незначительно. Отмеченные особенности позволяют, по мнению автора, заключить, что магматизм рассматриваемого этапа протекал в островодужных условиях. Временные рамки процессов вулканизма этого этапа установлены достаточно надежно. В туффитах основания вулканогенного разреза Тагильской зона определен комплекс конодонтов позднего эмса [52]. В прослоях осадочных пород среди пирокластике кунгуровского комплекса Верхисетско-Туринская зоны установлен комплекс криноидей и конодонтов, характерных для всего раннего девона [2]. В известняках, переслаивающихся с вулканитами восточно-бобровской толщи Восточной зоны, собран комплекс фаунистических остатков брахиопод, кораллов, строматопор, фораминифер и водорослей позднего эмса–эйфеля [46]. Время завершения вулканической активности этого этапа пока зафиксировано только в

Восточной зоне, где пирокластические и осадочно-пирокластические породы завершающих эпизодов вулканизма (маминский комплекс), присутствуют в виде прослоев среди осадочных толщ, содержащих конодонты, фораминиферы и табуляты живетско-франского возраста [46 и др.].

Особое положение занимают афировые базальты глинистого комплекса, образование которых происходило в результате трещинных излияний лав в более глубоководной, по сравнению с вулканитами других комплексов, обстановке, на основании чего все без исключения исследователи связывают формирование этих базальтов с процессами задугового спрединга [33, 46]. На основе находок конодонтов в прослоях кремней, базальты глинистого комплекса датируются верхами эмса–эйфелем [33]. Наличие базальтов зоны задугового спрединга является дополнительным аргументом в пользу островодужной природы магматических комплексов рассматриваемого этапа.

Изотопно-геохронологические данные для интрузивных пород этого этапа пока немногочисленны. Для гранитоидов Ауэрбаховского массива (Тагильская зона) сходящиеся значения возраста 405–393 млн. лет получены **U-Pb (SHRIMP) и Rb-Sr** методами [16]. В пределах точности определения с ними совпадает Sm-Nd возраст этого массива (411 ± 25 млн. лет) [2]. Три совпадающих определения возраста получено по цирконам из пород Восточной зоны: 404 ± 2.4 млн. лет, СКВО = 0.15 и по граниту Артемовского массива, 405.9 ± 3.8 , СКВО = 0.01 и 405.7 ± 2.5 , СКВО = 0.01 (SHRIMP-II, ВСЕГЕИ, неопубл. данные А.И. Грабежева и др.). Приведенные данные являются надежным обоснованием принадлежности комплексов слабо повышенной щелочности, к которым относятся породы этих массивов, к рассматриваемому этапу магматизма. При этом выполненное к настоящему времени датирование пород известково-щелочных комплексов, образование которых по геологическим данным предшествовало внедрению интрузий повышенной щелочности, не подтверждает их комагматичность близким по петрохимическим особенностям вулканитам рассматриваемого этапа. Для пород Верхне-Лобвинского массива **Sm-Nd** методом получен возраст 361 ± 82 млн. лет [2], для гранодиорита Пановского массива U-Pb методом – 376 ± 4 млн. лет [7]. Тем не менее, пересматривать возрастное положение верхнелобвинского и пановского габбро-гранитоидных комплексов на основе этих анализов, по-видимому, преждевременно. Точность полученного по диориту Верхне-Лобвинского массива определения возраста Sm-Nd методом (± 82 млн. лет) явно недостаточна, а породы Пановского массива, по цирконам которого было выполнено U-Pb датирование, находятся в зоне контактового воздействия гранитоидов Верхисетского массива, что предполагает очень высокую вероятность омоложения изотопного возраста.

После очень кратковременного амагматического периода в позднем девоне начинается новый этап магматизма, что фиксируется резким изменением химизма пород. Образование калиевых субщелочных пород, завершающих магматизм предыдущего этапа, сменяется формированием комплексов известково-щелочного натриевого состава. Вулканические породы, образовавшиеся на протяжении этого этапа, имеют незначительное площадное распространение в Тагильской и Медведовско-Арамилской зонах и довольно широко распространены в восточной части региона. В Тагильской зоне к ним относятся слабо изученные прослои базальтов, андезибазальтов и их туфов среди осадочных пород маньинской свиты раннекаменноугольного возраста. В Медведовско-Арамилской зоне вулканы этого этапа представлены риолитами, трахириолитами, трахидацитами, трахитами, их туфами и ингимбритами кореловского комплекса. В Восточно-Уральской зоне отмечено переслаивание натриевых базальтов, андезибазальтов, туфов и туффитов основного и среднего состава с осадочными породами ранне- и среднефаменского возраста (кондихинская толща). Прослои андезибазальтов, андезитов, малокалиевых дацитов, их туфов и туффитов обнаружены среди осадочных толщ позднего фамена. Значительную мощность и широкое площадное распространение имеют умереннокалиевые вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы бекленищевского базальт-андезит-дацит-риолитового комплекса визейского возраста. Плутонические породы этого этапа в Тагильской зоне представлены двумя комплексами габбродолеритов: позднедевонским ивдельским и раннекаменноугольным усть-маньинским. К востоку от нее распространены интрузии гранитоидного и субщелочного состава. Следует отметить, что до недавнего времени с этим этапом связывали внедрение преобладающей части гранодиорит-гранитных и гранитных массивов, широко развитых в пределах восточного склона Среднего Урала (верхисетский, шарташский, каменский и кривчанский комплексы). Однако выполненные в последние годы изотопно-геохронологические исследования показали, что большая часть этих гранитоидов имеет возраст от 315 до 300 млн. лет [30, 45, а также неопубл. данные автора], который соответствует следующему (коллизийному) этапу развития региона. С учетом этих данных, к рассматриваемому этапу магматизма могут быть отнесены только породы западно-верхисетского тоналит-грондьемитового комплекса Верхисетско-Туриной зоны, басьяновского габбро-монцодиоритового и зверевского монцодиорит-граносиенитового комплексов Медведовско-Арамилской зоны.

Вулканизм этого этапа начался в Восточно-Уральской зоне излияниями базальтовых лав, образующих прослои среди осадочных пород, содержа-

щих комплекс фораминифер и водорослей нижнего фамена. В осадочных толщах, переслаивающихся с вулканитами верхней части вулканогенного разреза этой зоны (бекленищевский комплекс) обнаружены фораминиферы и растительные остатки визейского яруса [46]. По цирконам из пород западно-верхисетского комплекса U-Pb методом получены возрасты 381.8 ± 6.0 и 367 ± 4.0 млн. лет, соответствующие франскому и фаменскому векам позднего девона [45]. Значения возраста, полученные для субщелочных пород басьяновского и зверевского плутонических комплексов K-Ar и $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ методами, находятся в пределах от 341 до 320 млн. лет (ранний карбон) [2]. Приведенные результаты биостратиграфического и изотопного датирования пород позволяют надежно оценить продолжительность рассматриваемого этапа магматизма. Согласно полученным к настоящему времени данным, он протекал со второй половины франского века до конца раннего карбона. Эволюция химического состава пород на протяжении этого времени, заключающаяся в постепенном повышении их общей щелочности и калиевости, выражена очень отчетливо. Возрастной ряд магматических комплексов начинается породами известково-натриевого состава и завершается субщелочными калиевыми разновидностями.

Визейские вулканы Восточной зоны (бекленищевский комплекс), имеющие наиболее широкое площадное распространение среди вулканогенных образований рассматриваемого этапа, переслаиваются мелководными морскими осадками, которые в восточном направлении сменяются континентальными угленосными толщами каменской, егоршинской и бурсунской свит турнейско-визейского возраста [31 и др.]. Фациальные переходы между ними детально изучены по профилям поисковых скважин, пробуренных на флангах Боевского месторождения графита и Егоршинского каменноугольного месторождения. Это свидетельствует о формировании вулканических толщ в непосредственной близости от береговой линии континента, позволяя считать, что магматизм рассматриваемого этапа протекал в условиях активной окраины континента, что подтверждается и геохимическими особенностями гранитоидов этого возраста, типичными для окраинноконтинентальных обстановок.

Процессы континентальной коллизии, фиксируемые образованием флиша и молассы в Предуральском краевом прогибе, протекали на Среднем Урале с начала башкирского века до конца перми включительно [20]. Магматические образования этого возрастного интервала, достаточно надежно выделяемые на основе современных методов изотопного датирования, широко распространены в пределах всех зон, расположенных к востоку от Тагильской. Магматизм этого этапа начинается несколькими ритмами внедрения гранодиорит-гранитных и гранитных интрузий известково-

щелочного состава, наиболее детально изученных в Верхисетско-Туринской зоне и, в меньшей степени, – в Медведевско-Арамилской зоне. Возраст гранитоидов этого типа, по результатам U-Pb SIMS датирования, составляет от 315 до 300 млн. лет [30, 45]. Породы ранних ритмов представлены преимущественно гранодиоритами с подчиненным количеством гранитов и характеризуются умеренным содержанием калия (до 2% K_2O в гранодиоритах и не более 3% K_2O в гранитах). В дальнейшем доля гранитов и содержание в них калия постепенно возрастает и завершается этот эпизод магматизма образованием калиево-натриевых гранитов (содержание K_2O – 3.0–3.8%). Ассоциации пород, в составе которых преобладают гранодиориты, выделены в качестве верхисетского плутонического комплекса, поздние ассоциации, представленные преимущественно или только гранитами, образуют аятский (Верхисетско-Туринская зона) и шарташский (Медведевско-Арамилская зона) комплексы. Аналогами этих комплексов в Мурзинско-Адуйском блоке, по всей вероятности, являются породы каменского, в Восточно-Уральской зоне – кривчанского комплексов.

Известково-щелочной гранитоидный магматизм сменился внедрением субщелочных пород с возрастом около 280 млн. лет. Магматические образования этого типа представлены преимущественно монцодиорит-гранитными массивами. Значительно реже встречаются тела субщелочных гранитов (Малышевский, Газетинский и др.), обладающие рядом особенностей, по сравнению с типичными монцодиорит-гранитными массивами, а также дайки лампрофиров (керсантитов и минетт). В Верхисетско-Туринской зоне субщелочные породы выделены в качестве актайского комплекса, в Восточно-Уральской – плутонические породы отнесены к петуховскому комплексу, а их гипабиссальные аналоги – к урукульско-покровскому. Определяющей чертой химизма пород является повышенное количество щелочей (более 8% в породах кислого и умеренно кислого состава). Величина K_2O/Na_2O близка к единице (в породах кислого и среднего состава преобладает калий, в базитах – натрий). Rb-Sr возраст пород монцодиорит-гранитных массивов Шиловско-Коневкого района варьирует от 266 до 274 млн. лет [36]. Для субщелочных гранитов Газетинского и Малышевского массивов этим же методом получены возраста 278 ± 18 и 277.1 ± 1.1 млн. лет [41, 44]. Ar-Ag возраст дайки лампрофира Шарташского массива – 284.4 ± 3.5 млн. лет [30].

В конце раннепермской эпохи в пределах сиалических блоков восточной части Среднего Урала начался процесс формирования гранитов, слагающих два гигантских по размерам батолита – Адуйский и Мурзинский. Гранитоиды этих массивов подразделены Г.Б. Ферштатером на ряд магматических

комплексов: мигматит-гранитный, пегматитовый, адамеллит-гранитный, собственно гранитный [22], образование которых, очевидно, является результатом единого процесса – анатектического плавления древних пород коры, о чем свидетельствует обнаружение в гранитах цирконов из субстрата с возрастом не менее 1451 млн. лет [15]. Высокое первичное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ (до 0.7124), установленное в гранитах Мурзинского массива [58] подтверждает вывод о коровом источнике исходных для гранитов магм. По общему содержанию щелочей, граниты этого типа варьируют от пород нормальной щелочности до субщелочных разновидностей, по их соотношению относятся калиево-натриевому ряду. Для большей части пород характерна пересыщенность глиноземом. Возраст гранитов Мурзинского массива, установленный комплексом изотопных методов (K-Ar, Rb-Sr, Pb-Pb и U-Pb), составляет 255–250 млн. лет [27, 50, 58 и др.]. U-Pb возраст по монациту из гранита Адуйского массива – 256 ± 0.6 млн. лет [49], близкие значения возраста (260.3 ± 2.5 , 260 ± 3.9 и 262 ± 16 млн. лет) были получены Rb-Sr методом по лейкогранитам и минеральным фракциям из них [27]. Более древнее значение возраста – 291 ± 8 млн. лет, полученное в результате U-Pb LA-ICP-MS датирования цирконов [15], интерпретируется авторами как возраст ранних эпизодов анатексиса, предшествовавших главным фазам гранитообразования. K-Ar возраста биотитов и мусковитов из адуйских гранитов находятся в пределах 251–245 млн. лет [42]. Re-Os возраст по молибдениту из редкометалльных пегматитов восточного экзоконтакта Адуйского массива имеет величину 262 ± 7.3 млн. лет [57].

Приведенные данные показывают, что магматическая активность на территории восточного склона Среднего Урала продолжалась практически на протяжении всего времени коллизионной стадии его развития. По результатам изотопного датирования рассматриваемый этап магматизма охватывал временной интервал от 315 до 250 млн. лет (т.е. от башкирского яруса среднего карбона до конца перми), что совпадает со временем отложения флиша и молассы на западном склоне Урала перед фронтом коллизионного орогена. Эволюция магматизма на протяжении этого этапа имела сложный характер. Внедрение известково-щелочных мезоабиссальных гранодиорит-гранитных интрузий с постепенным увеличением количества гранитов в их составе и ростом содержания калия сменилось образованием массивов пород субщелочного состава и в дальнейшем формированием крупных батолитов, сложенных анатектическими гранитами абиссальной фации глубинности.

По мнению некоторых исследователей, гранитоидный магматизм изученного региона завершился внедрением редкометалльных пегматитов мезозойского возраста. Этот вывод основан на результа-

тах датирования пегматитов месторождения Квартального (196 млн. лет) и маломощных пегматитовых жил из карьера вблизи пос. Озерный (200 млн. лет), выполненного построением **Rb-Sr минеральных изохрон** [27 и др.]. Практически одновременно **Re-Os методом по молибдениту этого же месторождения** была получена более древняя цифра возраста, равная 262 ± 7.3 млн. лет [57]. В связи с этим, выделение гранитоидов мезозойского возраста до получения дополнительных надежных данных представляется неоправданным.

Завершающая вспышка магматической активности приходилась на ранний триас, когда в восточной части Урала и в Зауралье проявился базальтовый, реже, риолит-базальтовый вулканизм и внедрение гипабиссальных интрузий габбродолеритов траппового типа, обусловленные существованием к востоку от Урала гигантского суперплюма. Образование этих пород протекало синхронно с формированием трапповой формации по всей территории Сибири (250–245 млн. лет назад) [8].

Приведенные выше данные показывают, что основные этапы магматической активности были едиными для всей территории восточного склона Среднего Урала (рис. 2). Природа ранних проявлений магматизма доордовикского возраста, в результате которых произошло формирование маюровского комплекса, офиолитовой ассоциации и преобладающей части пород, слагающих массивы Платиноносного пояса, пока недостаточно ясна. Какие-либо данные, позволяющие судить о том, были ли эти процессы связаны с ранними эпизодами формирования Уральского подвижного пояса или же относятся к его предыстории, пока отсутствуют. Последующие этапы магматизма, охватывающие длительный промежуток времени – с ордовика до конца пермского периода, соответствуют разными стадиями развития Уральского подвижного пояса, отражая смену геодинамических обстановок в процессе его эволюции от раскрытия Уральского палеоокеана до его закрытия с образованием коллизионного орогена. При этом островодужная стадия развития в рассматриваемом регионе включала два этапа (цикла) магматизма, отражающих существование двух последовательно сформировавшихся островных дуг позднеордовикско-раннедевонского и позднеэмско-раннефранского возраста.

Полученный в результате проведенных исследований вывод о том, что основные этапы магматизма являются едиными для всей рассматриваемой территории, является принципиально важным для расшифровки геологической структуры восточного склона Среднего Урала. По мнению автора, это не позволяет рассматривать выделяемые структурные подразделения (зоны и блоки коры) в качестве структурно-формационных зон, необходимым условием выделения которых является автономное развитие. Анализ имеющихся данных показывает,

что выделяемые элементы структуры представляют собой сегменты коры, которые возникли в результате ее раскола при косо́й континентальной коллизии. Сопоставление возрастных рядов магматических комплексов разных сегментов свидетельствует о том, что они являются фрагментами единой зоны перехода от океана к континенту, существовавшей в палеозойское время.

Исследования выполнены при поддержке программы фундаментальных исследований УрО РАН, проект № 12-П-5-2015.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бороздина Г.Н., Иванов К.С., Богоявленская В.М.* Стратиграфия вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений Салатимской и Тагильской зон Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2010. 152 с.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-6 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Уральская. Лист О-41. Екатеринбург. Объяснительная записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2011. 492 с.
3. *Десятниченко Л.И., Фадеечева И.Ф., Смирнов В.Н. и др.* Позднеордовикско-силурийские вулканические комплексы Тагильской зоны (восточный склон Среднего Урала): вещественный состав, возраст, уточненная схема расчленения // Литосфера. 2005. № 5. С. 68–96.
4. *Ефимов А.А.* Платиноносный пояс Урала: тектономагматическая история древней глубинной зоны, записанной в ее фрагментах // Отечественная геология. 1999. № 3. С. 31–39.
5. *Ефимов А.А., Попов В.С., Кременецкий А.А., Беляцкий Б.В.* Блоки доордовикских пород в структуре Платиноносного пояса Урала: **Sm-Nd изотопный** возраст дунит-клинопироксенит-тылаитового комплекса массива Денежкин Камень // Литосфера. 2010. № 2. С. 35–45.
6. *Ефимов А.А., Ронкин Ю.Л., Зиндерн С. и др.* Новые **U-Pb** данные по цирконам плагиогранитов Кытлымского массива: изотопный возраст последних событий в истории платиноносного пояса Урала // Докл. АН. 2005. Т. 403, № 4. С. 512–516.
7. *Зинькова Е.А., Ферштатер Г.Б., Холоднов В.В.* **U-Pb**-цирконовый возраст и петролого-геохимические особенности гранитоидов, вмещающих золоторудное месторождение Пановская Ляга (Средний Урал) // Магматизм и метаморфизм в истории Земли: матлы XI Всерос. петрограф. совещ. Т. I. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2010. С. 253–254.
8. *Иванов К.П., Иванов К.С., Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П.* Вулканиты туринской серии, р. Синара, Средний Урал: **Rb-Sr** и **Sm-Nd ID TIMS** ограничения // Магматизм и метаморфизм в истории Земли: матлы XI Всерос. петрограф. совещ. Т. I. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2010. С. 265–266.
9. *Иванов К.С., Берзин С.В., Ерохин Ю.В.* Первые данные об **U-Pb** возрасте цирконов из реликтовых зон спрединга на Среднем Урале // Докл. АН. 2012. Т. 443, № 1. С. 78–83.

10. Иванов К.С., Краснобаев А.А., Смирнов В.Н. Цирконовая геохронология Ключевского габбро-ультрабазитового массива и проблема возраста палеограницы Мохоровичича на Среднем Урале // Докл. АН. 2012. Т. 442, № 4. С. 516–520.
11. Иванов К.С., Смирнов В.Н., Лепихина О.П. О возрасте формирования Ключевского ультраосновного массива Урала // Ежегодник-2008. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 156. 2009. С. 258–260.
12. Краснобаев А.А., Аникина Е.В., Русин А.И. Цирконология дунитов Нижнетагильского массива (Средний Урал) // Докл. АН. 2011. Т. 436, № 6. С. 809–813.
13. Краснобаев А.А., Русин А.И., Бушарина С.В. и др. Цирконология амфиболовых миеасцитов Ильменского массива (Южный Урал) // Докл. АН. 2010. Т. 431, № 3. С. 382–385.
14. Краснобаев А.А., Русин А.И., Вализер П.М., Бушарина С.В. Цирконология кальцитовых карбонатитов Вишневогорского массива (Южный Урал) // Докл. АН. 2010. Т. 430, № 2. С. 227–231.
15. Краснобаев А.А., Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Монтеро П. Полигенные цирконы Адуйского батолита (Средний Урал) // Докл. АН. 2006. Т. 410, № 2. С. 244–249.
16. Краснобаев А.А., Ферштатер Г.Б., Богомолов Е.С. и др. Ауэрбаховский гранитоидный массив: цирконы, возраст, полихронность // Ежегодник-2006. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 191–196.
17. Маегов В.И. Петрология дунит-пироксенит-габбровой ассоциации Денежкинского массива, Платиноносный пояс Урала. Екатеринбург: ОАО УГСЭ, 2008. 75 с.
18. Маегов В.И., Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П. Первые результаты Sm-Nd изотопного датирования оливин-анортитовых габбро Платиноносного пояса Урала // Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика: мат-лы Междунар. науч. конф. (XII Чтения памяти А.Н. Заварицкого). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 110–113.
19. Малич К.Н., Ефимов А.А., Ронкин Ю.Л. Архейский U-Pb изотопный возраст циркона дунитов Нижнетагильского массива (Платиноносный пояс Урала) // Докл. АН. 2009. Т. 427, № 1. С. 101–105.
20. Мизенс Г.А. Верхнепалеозойский флиш Западного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 230 с.
21. Недосекова И.Л., Белоусова Е. Геохронология и изотопная геохимия Ильмено-Вишневогорского комплекса в свете новых Sm-Nd, Rb-Sr, Lu-Hf изотопных данных (Урал) // Петрогенезис и рудообразование (XIV Чтения памяти А.Н. Заварицкого). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2009. С. 274–277.
22. Орогенный гранитоидный магматизм Урала / Г.Б. Ферштатер, Н.С. Бородина, М.С. Рапопорт и др. Миасс: ИГГ УрО РАН, 1994. 247 с.
23. Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Маслов А.В., Лепихина О.П. Вендский и силурийский этапы офиолитообразования на восточном склоне Среднего Урала // Докл. АН. 2010. Т. 432, № 2. С. 220–226.
24. Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Коровко А.В. Новые данные о возрасте некоторых магматических комплексов Восточно-Уральской мегазоны на Среднем Урале // Магматизм и метаморфизм в истории Земли: мат-лы XI Всерос. петрограф. совещ. Т. II. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2010. С. 125.
25. Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Маегов В.И. и др. Новые данные о составе и возрасте комплексов основания Тагильской палеоостроводужной системы // Докл. АН. 2010. Т. 432, № 4. С. 499–505.
26. Попов В.С., Беляцкий Б. В. Sm-Nd возраст дунит-клинопироксенит-гьялаитовой ассоциации Кытлымского массива, Платиноносный пояс Урала // Докл. АН. 2006. Т. 409, № 1. С. 104–109.
27. Попов В.С., Богатов В.И., Петрова А.Ю., Беляцкий Б.В. Возраст и возможные источники гранитов Мурзинско-Адуйского блока, Средний Урал: Rb-Sr и Sm-Nd данные // Литосфера. 2003. № 4. С. 3–18.
28. Попов В.С., Кременецкий А.А., Беляцкий Б.В. Доордовикский Sm-Nd изотопный возраст ультрамафических пород в офиолитовых поясах Урала: уточненные данные // Структурно-вещественные комплексы и проблемы геодинамики докембрия фанерозойских орогенов: мат-лы Междунар. науч. конф. (III Чтения памяти С.Н. Иванова). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. С. 100–103.
29. Прибавкин С.В., Пушкарев Е.В. Возраст поздних орогенных гранитоидов Урала по данным U-Pb-изотопии цирконов (на примере Шарташского и Шабровского массивов) // Докл. АН. 2011. Т. 438, № 3. С. 369–373.
30. Прибавкин С.В., Ронкин Ю.Л., Травин А.В., Понамарчук В.А. Новые данные о возрасте лампроит-лампрофирового магматизма на Урале // Докл. АН. 2007. Т. 412, № 5. С. 682–684.
31. Пронин А.А. Карбон восточного склона Среднего Урала. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1960. 260 с.
32. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнГлиграфСервис, 2010. 280 с.
33. 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. 1990. Т. 315, № 5. С. 1203–1205.
34. Ронкин Ю.Л., Иванов К.С., Шмелев В.Р., Лепихина О.П. К проблеме изотопного датирования Платиноносного пояса Урала: Rb-Sr и Sm-Nd систематика Чистопского массива. // Магматизм, метаморфизм и глубинное строение Урала: тез. докл. VI Уральского петрографического совещания. Ч. 2. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. С. 119–123.
35. Ронкин Ю.Л., Иванов К.С., Шмелев В.Р., Лепихина О.П. Sm-Nd изотопное датирование габбро-норита Кумбинского массива: Платиноносный пояс Урала // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза: мат-лы совещ. С-Пб: ИГГД РАН, 2003. С. 424–426.
36. Ронкин Ю.Л., Смирнов В.Н., Лепихина О.П. Rb-Sr ID-TIMS систематика субщелочных массивов Шиловско-Коновской группы (Средний Урал) // Магматизм и метаморфизм в истории Земли. Тез. докл. XI Всерос. петрограф. совещ. Т. II. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2010. С. 181–182.
37. Семенов И.В. Влияние мантийных плюмов на сегментарность, химический состав базальтов и плутонитов рифта Палеоуральского океана // Геология Урала и сопредельных территорий. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 75–97.
38. Смирнов В.Н., Бороздина Г.Н., Десятниченко Л.И. и др. О времени раскрытия Уральского палеоокеана // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 6. С. 755–761.

39. Смирнов В.Н., Ведерников В.В. Геохимическая эволюция вулканизма Петрокаменско-Верхотурской зоны и ее геодинамическая интерпретация // Палеозоны субдукции: тектоника, магматизм, метаморфизм, седиментогенез: тез. докл. Междунар. науч. конф. (Чтения памяти А.Н. Заварицкого). Екатеринбург: УрО РАН, 1999. С. 138–140.
40. Смирнов В.Н., Иванов К.С. Первая силурийская U-Pb-датировка (SHRIMP-II) офиолитов на Урале // Докл. АН. 2010. Т. 430, № 2. С. 218–221.
41. Смирнов В.Н., Иванов К.С., Богатов В.И. Результаты Rb-Sr датирования субщелочных гранитов Газетинского массива. Средний Урал // Литосфера. 2004. № 1. С. 65–69.
42. Смирнов В.Н., Иванов К.С., Краснобаев А.А. и др. Результаты K-Ar датирования Адуйского гранитного массива (восточный склон Среднего Урала) // Литосфера. 2006. № 2. С. 148–156.
43. Смирнов В.Н., Иванов К.С., Лобова Е.В. и др. Аверинский диорит-трондьемитовый комплекс востока Урала: новые геолого-геохронологические данные (TIMS и SHRIMP-II) // Докл. АН. 2012. Т. 442, № 5. С. 668–672.
44. Смирнов В.Н., Иванов К.С., Ронкин Ю.Л. и др. Результаты K-Ar и Rb-Sr датирования Малышевского гранитного массива (восточный склон Среднего Урала) // Докл. АН. 2005. Т. 405, № 1. С. 108–112.
45. Смирнов В.Н., Иванов К.С., Шокальский С.П., Падегин И.П. Результаты U-Pb-датирования цирконов из гранитоидов Верхисетского и Краснопольского массивов (восточный склон Среднего Урала) // Региональная геология и металлогения. 2011. № 48. С. 50–59.
46. Смирнов В.Н., Коровко А.В. Палеозойский вулканизм Восточной зоны Среднего Урала // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 395–420.
47. Смирнов В.Н., Фадеечева И.Ф., Иванов К.С. Геохимические особенности вулканитов Тагильской зоны Урала как показатель геодинамических условий их образования // Докл. АН. 2008. Т. 422, № 6. С. 807–810.
48. Смирнов В.Н., Ферштатер Г.Б., Иванов К.С. Схема тектоно-магматического районирования территории восточного склона Среднего Урала // Литосфера. 2003. № 2. С. 45–56.
49. Ферштатер Г.Б., Гердес А., Смирнов В.Н. Возраст и история формирования Адуйского гранитного массива // Ежегодник-2002. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2003. С. 146–150.
50. Ферштатер Г.Б., Холоднов В.В., Краснобаев А.А. и др. Интрузивный магматизм разных стадий развития Среднего и Южного Урала: петрология, геохимия, изотопный возраст, геодинамическая интерпретация // Геология Урала и сопредельных территорий. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 98–124.
51. Чернышов И.В., Кононова В.А., Крамм У., Грауерт Б. Изотопная геохронология щелочных пород Урала в свете данных уран-свинцового метода по цирконам // Геохимия. 1987. № 3. С. 323–338.
52. Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Постколлизийный девонский магматизм Северного Урала // Геотектоника. 1993. № 4. С. 56–65.
53. Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Силурийская островная дуга Урала: структура, развитие, геодинамика // Геотектоника. 1995. № 6. С. 32–44.
54. Bea F., Fershtater G.B., Montero P. et al. Recycling of continental crust into the mantle as revealed by Kytlym dunite zircons, Ural Mts, Russia // Terra Nova. 2001. V. 13. № 6. С. 407–412.
55. Bosch D., Krasnobayev A.A., Efimov A. et al. Early Silurian ages for the gabbroic section of the mafic-ultramafic zone from the Urals Platinum belt // Terra Nova. 1997. V. 9. Abstract supplement № 1. P. 122.
56. Kramm U., Blaxland A.B., Kononova V.A., Grauert B. Origin of the Ilmenogorsk-Vishnevogorsk nepheline syenites, Urals, USSR, and their time of emplacement during the history of the Ural fold belt: Rb-Sr study // J. Geol. 1983. V. 91, № 4. P. 427–435.
57. Mao J., Du A., Selmann R., Yu J. Re-Os ages for the Shameika porphyry Mo deposit and the Lipovy Log rare metal pegmatite, Central Urals, Russia // Mineral. Depos. 2003. V. 38. P. 251–257.
58. Montero P., Bea F., Gerdes A. et al. Single-zircon evaporation ages and Rb-Sr dating of major Variscan batholiths of the Urals: a perspective on the timing of deformation and granite generation // Tectonophysics. 2000. V. 317, № 1-2. P. 93–108.

Рецензент Г.А. Петров

The main stages of magmatism in the Middle Urals eastern slope

V. N. Smirnov

Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS

The evolution of the magmatism in the eastern slope of the Middle Urals between the Main Urals Fault on the west and the border of the mantle of the West Siberian plate on the east is described in the article. The analysis of the modern data shows that all occurrences of the magmatism belong to the several large phases of the endogenous activity which are common for the whole region. Ultrabasic and basic plutonic rocks which belong to the ophiolite association and massifs of the Platinum-bearing Belt of the Urals were formed during Pre-Ordovician stage (or stages). Late Ordovician–Early Devonian and Late Emsian–Early Frasnian stages of the magmatism are represented by volcano-plutonic associations, formed in the arc islands and back-arc basins. The formation of the volcanic-sedimentary strata and granitoid intrusions of the active continental margin type took place during the Famennian–Early Carboniferous stage. The collision phase of magmatism was being happened between the Early-Middle Carboniferous and the end of Perm stage resulted in the introduction of the multiple granitoid intrusions of the calc-alkali and sub-alkali types. The final phase of the magmatic activity was resulted the formation of Early Triassic trapps in the eastern part of Urals.

Key words: *Urals, magmatism.*