

ПОЗДНЕДЕВОНСКИЙ ВУЛКАНИЗМ ЮЖНОГО УРАЛА КАК ОСНОВА ДЛЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ЗОНЫ ПЕРЕХОДА ОКЕАН – КОНТИНЕНТ

Е.А. Пикулик, Н.В. Правикова, А.В. Тевелев

Московский Государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва,

e-mail: npravikova@sbmg.geol.msu.ru

Пристальное внимание, которое уделяется позднедевонской истории Южного Урала в последние годы, во многом обусловлено появлением большого количества нового фактического материала по геологии, геохимии и металлогении вулканических комплексов. Это связано главным образом с проведением работ по подготовке второго издания Государственных геологических карт масштаба 1:200 000, большая часть из которых уже завершена, в том числе три листа Госгеолкарты-200, подготовленных при активном участии авторов. Вместе с тем вопрос о геодинамической интерпретации позднедевонских вулканитов остается остро дискуссионным.

Верхнедевонские вулканические комплексы широко развиты на Южном Урале. Мы изучали их от Магнитогорской мегазоны на западе до Восточно-Уральской мегазоны (Кочкарско-Адамовской зоны) на востоке [Легенда, 1998], включая расположенную между ними шовную Уйско-Новооренбургскую зону.

В позднедевонской истории отмечается существование двух временных рубежей, на которых произошла резкая смена вулканизма: в конце франа (конодонтовая зона *frana*) и на границе франа и фамена [Правикова и др., 2008].

Среднедевонско-раннефранские комплексы представлены непрерывной дифференцированной серией от базальтов до риолитов. В пределах Западномагнитогорской зоны и на севере Восточномагнитогорской зоны они сложены главным образом базальтами и андезибазальтами с резко подчиненным количеством более кислых разностей. Южнее, на территории Ащebutакского и Домбаровского рудных районов, вулканиты представлены бимодальной серией с подчиненным количеством средних пород и широким развитием как базальтов, так и риолитов. Главными геохимическими особенностями пород являются повышенные содержания сидерофильных элементов, а также Sr и Rb, что может свидетельствовать об их формировании на достаточно “зрелом” островодужном фундаменте [Мосейчук и др., 2000]. По распределению редкоземельных и рассеянных элементов вулканиты свиты являются аналогами образований островодужной известково-щелочной серии, характерно явное преобладание легких РЗЭ над тяжелыми. В целом среднедевонско-раннефранские вулканиты являются островодужными [Вулканизм..., 1992; Пучков, 2000 и др.] и могут быть отнесены к образованиям развитых островных дуг.

Позднефранские вулканиты образуют три ареала: в Восточномагнитогорской зоне (абсарокит-шошонитовая серия), в Уйско-Новооренбургской зоне (абсарокитовая серия) и на востоке Кочкарско-Адамовской зоны (абсарокит–шошонит–латитовая серия) [Мосейчук и др., 2000; Тевелев, Кошелева, 2002; Тевелев и др., 2006; Язева, Бочкарев, 2000]. Общей особенностью вулканитов всех этих толщ является высокое содержание калия. Распределение РЗЭ во всех позднефранских вулканитах близки, отмечается устойчивое для всех типов пород закономерное понижение нормированных содержаний от легких лантаноидов к тяжелым, хотя уровень легких РЗЭ в породах Восточномагнитогорской зоны существенно выше. Для всех пород характерен небольшой ниобиевый минимум и максимум стронция, а для риолитов – стронциевый минимум. Довольно высокие, на уровне верхней коры, концентрации рубидия в базальтоидах связаны, вероятно, с повышенными содержаниями калия. Петрохимические и геохимические особенности позволяют рассматривать позднефранские вулканиты также как островодужную серию, хотя они уже принципиально отличаются от типично островодужных, формировавшихся в среднем девоне – раннем фране. При этом новые зоны вулканизма возникают восточнее (здесь и далее – в современных координатах), в тылу островодужной системы.

На границе франского и фаменского веков происходит миграция ареала вулканической деятельности в западном направлении [Правикова и др., 2008], вулканиты формируются в двух ареалах: первый резко смещен во фронт бывшей островодужной системы относительно зоны позднефранского вулканизма, а второй располагается в Уйско-Новооренбургской сутурной зоне. Между ними возникает серия локальных грабенов с карбонатным или терригенным

осадконакоплением, а также размывающиеся поднятия. Вместе с тем на границе фран/фамен кардинальным образом меняется характер вулканизма. Низкотитанистые серии сменяются высокотитанистыми, в породах появляются anomalно высокие содержания Rb, K, Sr, Th и легких РЗЭ, повышенные – Nb, Ta, Hf, Zr, Eu и тяжелых РЗЭ [Мосейчук и др., 2000]. Эти геохимические метки характерны скорее не для надсубдукционных, а для внутриплитных образований. Необходимо отметить, что смена типа вулканизма происходит достаточно быстро и повсеместно в пределах современной Восточномагнитогорской зоны.

Существует немало геодинамических построений для Южного Урала, призванных объяснить такое изменение характера вулканизма во времени [Вулканизм..., 1992; Язева, Бочкарев, 2000; Пучков, 2000; Косарев и др., 2006 и мн. др.], однако ни одно из них не учитывает его пространственную миграцию. С учетом новейших данных позднедевонскую историю развития Южного Урала можно представить следующим образом (рис. 1).

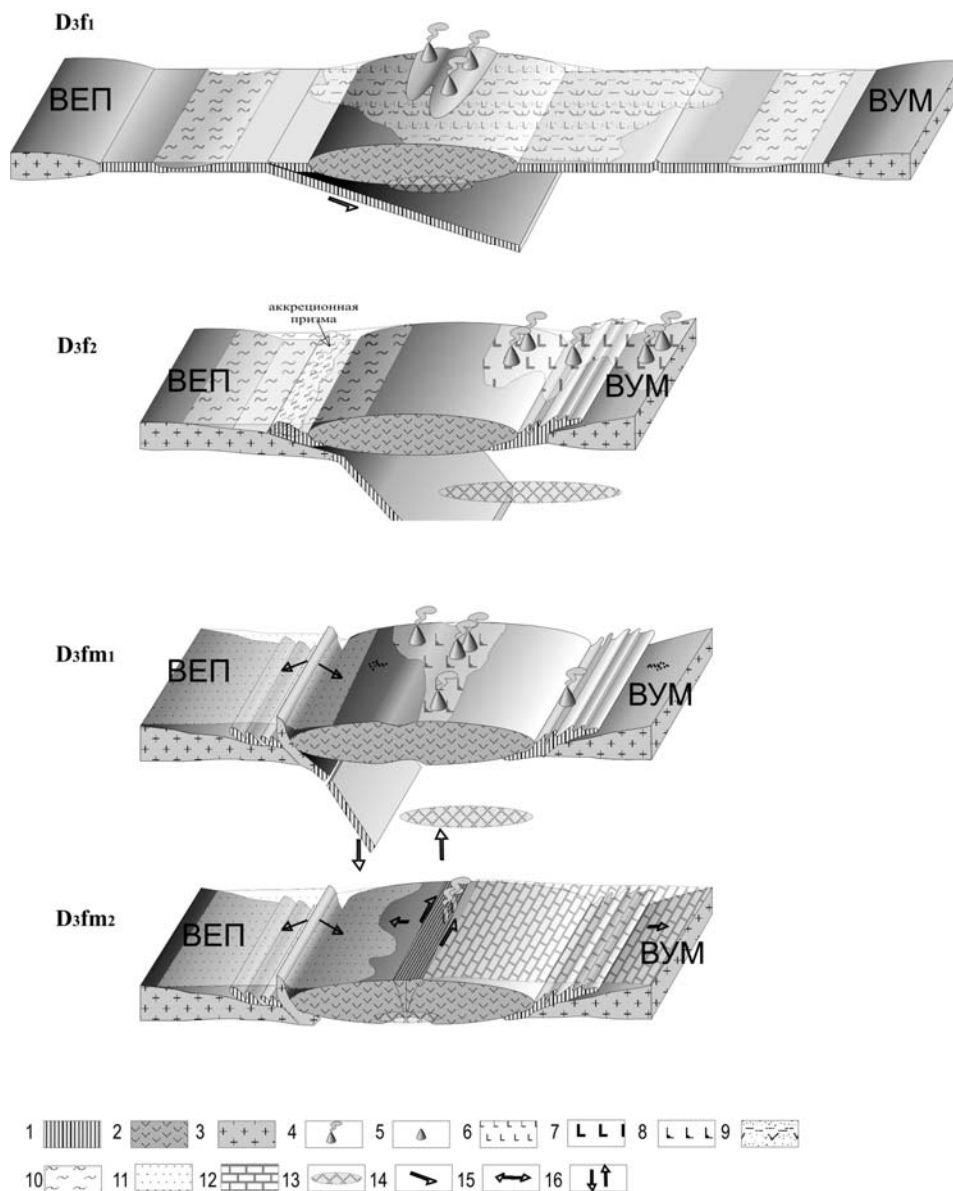


Рис. 1. Геодинамическая модель развития Южного Урала в раннедевонское время. 1 - океаническая кора; 2 - островная дуга; 3 - континентальная кора (Восточно-Европейская платформа (ВЕП) и Восточно-Уральский микроконтинент (ВУМ)); 4 - эффузивный вулканизм; 5 - эксплозивный вулканизм; 6 - 10 - вулканогенные образования: 6 - базальты, 7 - абсарокит-шошонит-латитовые формации, 8 - базальты и андезибазальты повышенной щелочности, 9 - преимущественно туфы непрерывно дифференцированной серии; 10 - 12 - осадочные образования: 10 - кремнистые формации, 11 - терригенные формации, 12 - известняки; 13 - очаги магмогенерации; 14 - направление субдукции; 15 - направление растяжения; 16 - направление движения мантийных потоков.

В начале франского века заканчивает свое формирование развитая островная дуга, пик вулканической активности которой приходился на эйфель и начало живета, а к позднему девону вулканизм постепенно затухает. К востоку от дуги еще существует задуговой бассейн, индикатором значительной ширины которого служат конденсированные кремнистые разрезы, которые формировались вплоть до середины франского века [Матвеева и др., 2008].

В середине франского века произошло столкновение Восточномагнитогорской островной дуги с Восточно-Уральским микроконтинентом, существование которого доказывается Ал.В. Тевелевым [2002, 2006], что привело к его причленению к островодужной системе. Коллизии предшествовал авулканический этап на значительной территории островной дуги. Быстрое сближение дуги и микроконтинента привело к захлопыванию задугового бассейна, выдавливанию слагающих его комплексов на палеодугу и микроконтинент и формированию сутурной зоны. Судя по строению самой сутурной зоны и по морфологии возникших при столкновении надвигов [Тевелев и др., 2006], это сближение происходило в условиях левосторонней транспрессии.

О позднефранско-фаменском развитии Восточномагнитогорской палеоостроводужной системы следует говорить как о переходном этапе, по завершении которого начался раннекаменноугольный рифтинг [Салихов, 1997; Пучков, 2000; Правикова и др., 2008 и др.]. В переходном этапе выделяется две стадии.

Позднефранская стадия выражена в формировании серии вулканических поясов абсарокит-шошонитовой формации: 1) в пределах отмирающей островной дуги, 2) на аккретированном микроконтиненте и 3) в сутурной зоне. Два последних, вероятно, образуют систему тыловых вулканических поясов.

На границе франа и фамена фиксируется столкновение Магнитогорской островной дуги с Восточно-Европейским континентом [Салихов, 1997]. Это событие фиксируется серией микститовых и олистостромовых комплексов [Веймарн и др., 2002; Вулканизм., 1992; Маслов и др., 1993; Пучков, 2000 и др.] конца франа и начала фамена. В это время происходит воздымание Уралтау и начало формирования турбидитовых отложений по обе стороны от него [Мизенс, 2002].

Раннефаменская стадия отвечает времени излияния вулканических пород повышенной щелочности, еще несущих надсубдукционные метки, но уже близких к внутриплитным. Вулканические зоны резко смещаются к фронту островодужной системы. Именно эта зона в дальнейшем наследуется рифтогенными вулканическими комплексами раннего карбона. Кроме того, локальная вулканическая зона возникает в пределах Уйско-Новооренбургской сутуры.

Таким образом, позднефранско-фаменская история геологического развития Южного Урала рассматривается как переходный этап от островодужного типа геодинамики к рифтогенному. В это время на всей территории палеоостроводужной системы, включая причлененный микроконтинент, формируются высококальциевые вулканические серии. В позднем фране они еще несут черты надсубдукционных, причем новые зоны вулканизма возникают в тылу островодужной системы. В фамене вулканические комплексы уже ближе к внутриплитным, а зоны вулканизма откатываются во фронт палеодуги.

Список литературы

Веймарн А.Б., Абрамова А.Н., Артющкова О.В. и др. Корреляция разрезов фаменского яруса Южного Урала // Бюл. МОИП. Отд. Геол. 2002. Т. 77, Вып. 1. С. 32-42

Вулканизм Южного Урала / И.Б. Серавкин, А.М. Косарев, Д.Н.Салихов и др. М.: Наука, 1992. 197 с.

Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б. Петролого-геохимические особенности среднедевонско-раннекаменноугольных островодужных и коллизионных вулканических комплексов Магнитогорской зоны в геодинамическом контексте // Литосфера, 2006. № 1. С. 3-21.

Легенда Южно-Уральской серии листов государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000 (издание второе). СПб: ВСЕГЕИ, 1998.

Маслов В.А., Черкасов В.Л., Тищенко В.Т., Смирнова И.А., Артющкова О.В., Павлов В.В. Стратиграфия и корреляция среднепалеозойских вулканогенных комплексов основных медноколчечанных районов Южного Урала // УФНЦ РАН. Уфа, 1993. 217 с.

Матвеева Е.А., Артюшкова О.В., Якупов Р.Р., Маслов В.А., Тевелев Ал.В. Конденсированный разрез девона Уйской шовной зоны Южного Урала / Бюллетень МОИП, отд. геол., вып. 6, Москва, 2008. С. 53–55.

Мизенс Г.А. Седиментационные бассейны и геодинамические обстановки в позднем девоне–ранней перми юга Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002.

Мосейчук В.М., Яркова А. В., Михайлов И.Г. и др. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:200 000. Серия Южно-Уральская. Лист N-40-XXIV, N-40-XXX, Объясн. зап. Челябинск, 2000.

Правилова Н.В., Матвеева Е.А., Тевелев Ал.В., Веймарн А.Б., Рудакова А.В. Особенности вулканизма переходного этапа от позднедевонской островной дуги к раннекаменноугольным рифтам на Южном Урале. / Вестник МГУ. Москва. № 6, 2008. С. 8–15.

Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.

Салихов Д.Н. Диссертация на соискания уч. степени доктора геол.–мин. наук / Екатеринбург, 1997.

Тевелев Ал.В., Кошелева И.А. Геологическое строение и история развития Южного Урала (Восточно-Уральское поднятие и Зауралья). Тр. лабор. складчатых поясов. М.: Изд-во Моск. ун-та. 2002. 124 с.

Тевелев А.В., Кошелева И.А., Попов В.С., Кузнецов И.Е. и др. Палеозоида зоны сочленения восточного Урала и Зауралья // Тр. лаб. Геологии складчатых поясов (вып. 4). Под ред. проф. А.М. Никишина. М.: Геол. ф-т МГУ, 2006. 300 с.

Язева Р. Г., Бочкарев В. В. Сейсмофокальные палеозоны в неологической истории Урала // Палеозоны субдукции: тектоника, магматизм, метаморфизм, седиментогенез (докл. конф.). Екатеринбург: УрО РАН, 2000. С. 105-120.