

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПРИРОДА МОЛАССОВЫХ ГРУБООБЛОМОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ СИЛУРА И ДЕВОНА ВОСТОЧНОГО СКЛОНА ПОЛЯРНОГО И ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА

В.П. Шатров

Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Shatrov@igg.uran.ru

В разрезах силура и девона восточного склона северной половины Урала широко распространены молассовые обломочные образования. Выходы этих пород протягиваются на сотни километров от южной границы Тагильского прогиба (ТП) на Среднем Урале до Щучинского прогиба на Полярном Урале. Моласса несет богатую информацию о палеотектоническом режиме, источниках питания и палеогеографических обстановках, времени ее накопления.

На восточном склоне Полярного и Приполярного Урала широко развиты мощные терригенные толщи силурийского и девонского возраста различной фациальной принадлежности. Для этих образований характерно широкое развитие вулканогенно-терригенных и карбонатных пород крупной размерности, перемежаемых более мелкой вулканокластикой и лавовыми

потоками различной мощности. Наиболее изученные молассовые образования развиты в северной половине Тагильского прогиба — основного структурообразующего элемента Уральского подвижного пояса. Тагильский прогиб с момента заложения в конце кембрия — начале ордовика развивался в условиях рифтогенеза и компенсированного осадконакопления. Эта протяженная линейная структура характеризуется внедрением офиолитовых ассоциаций, преобладающим развитием разнофациальных вулканитов основного и среднего состава и отсутствием глубоководных осадков.

Тагильский прогиб рассматривается как континентальный вулканический пояс, образующий линейное внутригеосинклинальное орогенное поднятие. Обстановка растягивающих тектонических напряжений на фоне орогенного воздымания сопровождалась деструкцией земной коры. Решающее значение для геологической истории ТП имело раннее начало орогенеза, вызванное среднепалеозойской консолидацией. Причиной раннего орогенеза на Урале явилось поднятие земной коры в результате внедрения массивов Платиноносного пояса, имеющее решающее значение для тектонической эволюции Урала. Платиноносный пояс рассматривается как рифтогенный комплекс, эксгумированный с больших глубин в виде холодного тектонического блока в условиях мощного раздвига и не имеющий генетической связи с вмещающими вулканитами. Массивы Платиноносного пояса внедрялись во вмещающие породы в результате тектонической аккреции, скорее всего, в силуре (верхний возрастной предел внедрения массивов 415–425 млн л.) (Ефимов, 1999). Версия допалеозойского внедрения массивов пояса является недоказанной. На наш взгляд, этот вариант холодного или остывающего плутона является наиболее предпочтительным и является главной причиной и движущей силой орогенеза на восточном склоне Урала. Подтверждением служит очень низкая степень метаморфизма окружающих пород, отсутствие надвиговых структур и складок.

Обычно на Урале начало орогенеза датируют позднем палеозоем (Юдин, 1994). Это заблуждение: молассоиды появились уже в раннем силуре, одновременно среди вулканитов отлагаются рифогенные известняки, свидетельствующие об изменении тектонических и палеогеографических обстановок. В венлоке прогибание сменяется поднятием земной коры и начинается орогенный этап: отложения силура представлены мелководными прибрежно-морскими и континентальными фациями (Шатров, 2003).

Доказательством являются результаты бурения сверхглубокой скважины СГ-4. Тагильский палеорифт выполнен силурийскими терригенными и вулканогенными тектонически не нарушенными образованиями (Каретин, 2000; Рогожин, 2000; и др.). Из многообразия формаций Урала особое место занимает молассовая формация как индикатор орогенного этапа становления Уральского подвижного пояса. Обычно выделяют орогенный этап развития Урала, следующий за этапом геосинклинального развития. Автор под орогенезом понимает тектогенез — формирование тектонических структур в результате поднятия земной коры, сопровождающееся магматизмом и метаморфизмом. Это режим постгеосинклинального, но доплатформенного развития.

Многие геологи, вопреки этимологии термина, под орогенами понимают складчато-надвиговые сооружения, возникшие в результате аккреции генетически разнородных фрагментов земной коры (Рапопорт, 1996). Термин «моласса» приобрел настолько широкий смысл, что превратился в синоним орогенного класса формаций. Появилось много понятий моласса: нижняя, верхняя, грубая и др. К орогенному комплексу относят орогенные флиш, нижнюю и верхнюю молассы, которые часто последовательно сменяют друг друга во времени и в пространстве. Наиболее важными признаками орогенного комплекса является резкое преобладание обломочных хаотических пород полимиктового состава и значительной мощности (сотни метров). Иногда при описании силуру-девонских вулканогенно-известняковых толщ (конгломераты, брекчии, конглобрекчии) мы использовали нейтральный термин «молассоиды» (Шатров, Сапельников, 1981). Обломочные толщи существенно вулканогенного состава в основании среднего девона на восточном склоне Приполярного Урала С.Н. Волков назвал «эйфельскими конгломератами» (Волков, 1948).

Большинство исследователей подобные породы с тех пор так и называли просто «туфоконгломератами», особенно не задумываясь об их генезисе. Г.Ф. Червяковский в отдельный тип отложений выделил «вулканогенную молассу», в которой были объединены базальтовые и андезито-базальтовые порфириды и их туфы, а также различные обломочные отложения с тем же составом. Отсюда и возник термин «вулканогенная моласса». Им же впервые были установлены стратиграфические уровни (венлок-лудлов) образования молассы, которые зафиксировали начало орогенеза в этой части Урала (Червяковский, 1972). Такой вывод резко противоречит общепринятым представлениям о начале орогенеза на Урале в верхнем палеозое. По плитотектонической версии ранний орогенез соответствует субдукционному орогенезу, связанному с нарастанием процессов сжатия вследствие субдукции (Рапопорт, 1996).

На Полярном и Приполярном Урале среди обломочных толщ силуро-девона широко развиты олистостромы, которые представляют собой свалы хаотически нагроможденного обломочного материала, заключенного в сравнительно более мелкообломочную основную массу — матрикс. Олистострома — фактически разновидность молассы, ее особый вид подразделений литостратиграфической категории. Олистостромы образуются в результате обвального-оползневых (гравитационных) процессов, причиной которых могут быть как вертикальные, так и горизонтальные тектонические движения. Существуют различные классификации олистостром, но признается определяющая роль двух факторов, обуславливающих их генезис: тектонического и гравитационного в разных сочетаниях.

Гравитационные олистостромы отличаются от тектоно-гравитационных (микститов или меланжа), образование которых обусловлено тектоническими процессами, связанными преимущественно с горизонтальными движениями тектонических пластин или покровов. Мы рассматриваем (Шатров, 1996; Шатров, Шурыгина, 1987) эти отложения как результат лавинной седиментации в процессе разрушения вулканических аппаратов и карбонатных построек.

Силуро-девонский фациальный ряд обнаруживает разнообразие обломочных образований: хаотические брекчии, конглобрекчии, конгломераты, пачки переслаивающихся вулканических гравелитов, песчаников, алевролитов. Обломочный материал вулканогенно-известняковый, он совершенно не окатан или слабо окатан и имеет местное происхождение. Нормативные конгломераты с хорошо окатанным материалом встречены только глубокими скважинами в пределах Североуральского бокситового бассейна ниже бокситовой залежи (гл. 1500–2000 м). Их вскрытая мощность 500 м. (скв. 743-г, Кальинское месторождение). Это и есть вулканогенная моласса, состоящая из хорошо окатанных галек порфиритов базальтового и андезитобазальтового состава, часто кайнотипного облика. Она относится к образованиям дальнего переноса — из размываемой прилегающей силурийской вулканической суши (Шатров, 2011).

Среди этих пород часто присутствуют олистолиты размером до нескольких метров. Экзотические обломки и глыбы дальнего переноса крайне редки. Характерной особенностью образований является почти полное отсутствие цементирующего глинистого материала даже в составе матрикса, что особенно подчеркивает аллохтонный (оползневой) характер всей кластики. Структурно-текстурные особенности хаотических комплексов прямо указывают на обстановки катастрофических перемещений больших объемов грубообломочного материала.

Обломочные горизонты чередуются с мощными (десять метров) пачками и потоками лав базальтового и андезитобазальтового состава, что свидетельствует о периодической тектонической активности территории прогиба. Формирование молассового комплекса (и олистостром) связано с процессами тектоно-вулканической активизации и сопровождалось как разрушением пенепленизированных тектонических выступов и карбонатных массивов, так и процессами эксплозивной деятельности действующих вулканов, поставлявших разнообразный материал. Палеогеографически это были цепочки хребтов, сложенных остатками вулканических построек с «сидящими» на них рифами (островные дуги?), разделенные межгорными впадинами. Значительная высота вулканических построек в сочетании с крутыми склонами создавали благоприятные условия для гравитационного оползания. Играли роль повышенная палеосейсмичность (тектонический фактор) и эрозионные процессы.

Вулканиды представлены в основном мелководными и наземными базальтами и трахибазальтами. Часто породы имеют кайнотипный облик с содержанием вулканического стекла до 25–30 %. Минеральный состав типичного базальта (обр. 94, р. Йоутынья): плагиоклаз (зональный лабрадор) 48 %, пироксен 10–15 %, стекло вулканическое бурого цвета до 30 %, рудный (магнетит) 5–7 %. Вулканиды — как излившиеся, так и в составе обломочных горизонтов — совершенно не метаморфизованы, отличаются удивительной свежестью и сохранившимся стеклом. По составу и внешнему облику они почти не отличаются от мезозойских триасовых траппов восточного склона Урала и Зауралья (Шатров, 2003). На Полярном Урале в Щучьинском прогибе терригенный олистостромо-турбидитовый комплекс в возрастном интервале нижний – верхний девон достигает огромной мощности — около 3000 м. с гигантскими олистолитами и олистоплаками известняков (250 x 80 м). Широкое развитие гигантских олистостромовых блоков дает некоторым сибирским ученым основание связывать тектоническое развитие Щучьинского прогиба с шарьяжно-надвиговой тектоникой, а сам прогиб трактовать как аллохтон-пластину (Воронов и др., 2008).

Обломочные образования являются важным документом геологической истории. Диагностика орогенных молассовых комплексов Приполярного и Полярного Урала позволяет наметить ряд важных тектонических событий, в частности, выявить эпохи в истории орогенеза Урала. Орогенные этапы образования моласс, начиная с силура, контролировались колебательными тектоническими движениями — поднятиями областей денудации.

Молассовые толщи силура и девона, в том числе и гравитационные олистостромы, исключают любые проявления коллизионной тектоники (масштабные покровы, надвиги, шарьяжи, аккреционные клинья и др.) и являются надежными индикаторами рифтогенно-раздвиговой модели становления Уральского подвижного пояса.

Исследования поддержаны проектом УрО РАН № 12-с-5-1032.

Литература

Волков А.Н. Эйфельские конгломераты восточного склона Приполярного Урала // *Материалы ВСЕГЕИ. Общая сер.* 1948. Вып. 8. С. 39–42.

Воронов В.Н., Козлов Е.П., Подсосов А.И. Щучьинский синклиорий Полярного Урала — уникальный учебный полигон для подготовки специалистов геологической отрасли // *Горные ведомости* 2008. № 5 (48). С. 40–50.

Ефимов А.А. Платиноносный пояс Урала: тектоно-метаморфическая история древней глубинной зоны, записанная в ее фрагментах // *Отечественная геология.* 1999. № 3. С. 31–50.

Каретин Ю.С. Геология и вулканогенные формации района сверхглубокой скважины СГ-4. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 277 с.

Рапопорт М.С. Орогенные формации и металлогения Урала // *Известия Уральского госуд. горно-геол. академии.* Вып. 5. С. 14–19.

Рогожин Е.С. Геофизическая наука на рубеже веков // *Вестник РФФИ.* 2000. № 3. С. 13–37.

Червяковский Г.Ф. Среднепалеозойский вулканизм восточного склона Урала. М.: Наука, 1972. 258 с.

Шатров В.П. Палеотектонические обстановки формирования силуро-девонских комплексов Североуральского сегмента Тагильского прогиба // *Ежегодник-1995. Институт геологии и геохимии.* Екатеринбург: УрО РАН, 1996. С. 56–58.

Шатров В.П. Особенности орогенеза и рифтогенеза Тагильского вулканоплутонического пояса // *Доклады академии наук.* 2003. Т. 391, № 2. С. 239–242.

Шатров В.П. Вулканогенная моласса Червяковского — индикатор орогенеза Петропавловской зоны Тагильского прогиба // *Ежегодник-2010. Институт геологии и геохимии.* Екатеринбург: УрО РАН, 2011. С. 73–77.

Шатров В.П., Сапельников В.П. Стратиграфическое положение и формационная принадлежность среднепалеозойских обломочных образований северной части Тагильского погружения // *Геологическая история Урала. Сб. статей.* Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981. С. 69–84.

Шатров В.П., Шурыгина М.В. Стратиграфическая позиция кайнотипных вулканидов северной части Тагильского погружения по биостратиграфическим данным // *Новые данные по стратиграфии фанерозоя Урала и сопоставимым регионам.* Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. С. 35–43.

Юдин В.В. Орогенез севера Урала и Пай-Хоя. Екатеринбург: УИФ, Наука, 1994. 285 с.