

## ДЕВОНСКИЕ ВУЛКАНИТЫ И ОЛИСТОСТРОМЫ В СИСТЕМЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПОКРОВОВ САКМАРСКОЙ ЗОНЫ ЮЖНОГО УРАЛА

Быстрова Вероника Владимировна (1), Белова Анастасия Александровна (2)

(1) Геологический ф-т МГУ, Москва, [kajri@list.ru](mailto:kajri@list.ru)

(2) ГИН РАН, Москва.

Задачами данной работы являлось: 1) получение новых данных, уточнение и дополнение сведений о возрасте, составе, расчленении и структурном положении девонских вулканитов Сакмарской зоны Южного Урала; 2) геодинамическая интерпретация с учетом петро - геохимических особенностей исследуемых толщ; 3) изучение олистостромовой толщи Кувандык – Медногорского района Сакмарской зоны с учетом новых данных о возрасте и стратиграфическом положении олистострома, геодинамическая интерпретация обстановки формирования.

Сакмарская зона представлена системой тектонических покровов, залегающих на окраине Восточно-Европейской платформы. Корневой зоной аллохтонов является Присакмаро - Вознесенская зона. В покровах присутствуют комплексы в возрастном диапазоне от раннего кембрия до позднего девона, в том числе офиолиты, и надсубдукционные вулканические серии. Изучение девонских вулканитов затруднено в связи с тем, что они слагают тектонические покровы и блоки в структуре олистостромов, перемежаясь в структуре со сходными по составу ордовикскими и силурийскими вулканитами, фрагментами девонских кремнистых свит.

Представленный материал получен в результате изучения Кувандык - Медногорского района, расположенного в российской части Сакмарской зоны.

Девонские вулканиты представлены фрагментами разрезов, в которых преобладают базальты, риолиты и их туфы. Они охватывают стратиграфический диапазон от пражского яруса по верхнюю часть эйфельского яруса включительно.

Полученные нами данные позволяют уточнить и дополнить сведения о возрасте, составе, расчленении и структурном положении этих образований. По составу вулканитов выделяются два комплекса (свиты). Ишмуратовская свита представлена вулканитами нормальной щелочности, а чанчарская свита представлена щелочными вулканитами.

широко распространена в Сакмарской зоне. Наиболее значительные по площади выходы ишмуратовская свита образует в полосе к востоку от г. Кувандык, а так же в районе дер. Нижнее Утягулово, Рысаево, Кидрясово. Ишмуратовская свита залегает на сакмарской свите силура - нижнего девона, или на более древних образованиях. В верхней части разреза сакмарской свиты найдены конодонты лохковского яруса нижнего девона.

На северо-восточном крыле Утягуловской синформы выше базальтов губерлинской свиты, расслоенных красными туфогенными алевролитами залегает ишмуратовская свита, представленная базальтами (400 м), в которых отмечаются линзы кварцевых и аркозовых песчаников, серых и серо-зеленых кремней и кремнеобломочных брекчий. Местами кремни образуют тонкие (0,2-2 м) горизонты, расслаивая базальты. В ряде точек в кремнях, обнаружены конодонты *Pandorinellina* ex. gr. *steinhornensis* (Ziegler) уровня Прага - эмс. В ядре Утягуловской синформы структурно выше кремнистой и кремнеобломочной акчуринской толщи, в которой обнаружены конодонты нижнего - среднего девона, с тектоническим контактом залегают серо - зеленые афировые базальты с линзами 5-15 м серо-зеленых плитчатых и комковатых кремней. В т. К-19 здесь обнаружены *Pandorinellina* ex. gr. *steinhornensis* (Ziegler), а в т. К-18 – *Pandorinellina* cf. *steinhornensis* (Ziegler), *Bellodella* sp. (D<sub>1</sub>p-e).

В ядре Рысаевской антиформы в крупных олистоплаках базальты переслаиваются с туфами кварцевых риолитов, туффитами, которые постепенно сменяются кремнями. Последние в ряде точек содержат пражско - эмские конодонты. В ряде мест вулканиты ишмуратовской свиты содержат линзы известняков с тентакулитами и аммоноидеями, из которых нами вытравлены пражско-эмские конодонты.

На правом берегу р. Сакмары в 1 км к западу от дер. Нижнее Утягулово описан фрагмент разреза, в котором кремнистые зеленоватые туффиты и туфоалевролиты в верхней части пачки (50 м) содержат горизонт (2 м) серо-зеленых кремнистых туффитов, в котором нами в т.7175 собраны конодонты *Polygnathus parawebbi* Chatt. нижнего эйфеля. Выше залегает пачка туффитов (20 м) с горизонтом (2 м) серо-зеленых литокристаллокластических туфов кварцевых риолитов. Выше располагается пачка (150 м) серо-зеленых афировых базальтов.

Довольно полный разрез вулканогенной толщи изучен в стратотипической местности в бассейне рек Кураган и Тунеряк в районе пос. Ишмуратово. Здесь представлен элемент антиформы. Верхний структурный уровень сложен тектоническим покровом, в основании которого располагается сарбайская свита (конденсированный кремнистый разрез девона), стратиграфически перекрытая флишем зилаирской свиты. Структурно ниже распространены обрывки тектонических покровов, сложенных базальтами, кремнями, ультрабазитами и полимиктовым олистостромом (рысаевская олистостромовая толща фаменского возраста). В ядре обнажается фрагмент разреза, в котором сочетаются обрывки пластов серых кремней, базальтов и аркозовых со слюдой песчаников. В линзе серых кремней среди базальтов в т. Е44А нами найдены *Pandorinellina* ex. gr. *steinhornensis* (Ziegler), *Panderodus* sp., *Belodella* sp. (D<sub>1</sub>p-e). Выше залегают серо-

зеленые базальты, в которых вблизи подошвы (2-5 м) протягивается пласт мощностью 3-5 м красных параллельнослоистых кремней, круто (60-75°) падающий на замыкании на восток. Кремни по данным С.В. Руженцева и В.А. Аристова охарактеризованы конодонтами нижнего эйфеля [1]. Нами из кровли пласта в т. Е44Б собраны многочисленные отпечатки, среди которых определены *Polygnathus cf. trigonicus* Bisch et Ziegl., *Tortodus cf. kockelianus australis* (Jackson) верхнего эйфеля.

Полученные данные свидетельствуют о том, что ишмуратовская свита охватывает стратиграфический диапазон от пражского яруса по эйфельский ярус включительно.

По нашим данным и данным Ю.В. Карякина [5] вулканиты ишмуратовской свиты представляют собой единую дифференцированную (FeO\*/MgO – 1,62-10, 03) умереннотитанистую (TiO<sub>2</sub> 1,45-1,97%) низкоглиноземистую (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 13,05-16,64%) толеитовую базальт-андезибазальт-андезит-риодацитовую серию. По отношению Zr/Y (2,44-3,55) базальты сопоставимы с островодужными толеитами. Петро – геохимические особенности, чередование базальтов с кварцевыми и аркозовыми песчаниками, позволяют предполагать, что формирование толщи происходило в задуговом рифтогенном прогибе.

Чанчарская свита широко распространена в бассейнах рек Чанчар, Домбар, Торангул, Медес и Аралтобе на территории Казахстана [4]. В разрезе наблюдаются лавы, вулканомиктовые брекчии порфировых трахибазальтов и трахиандезитов, калиевые трахиандезибазальты. Отмечаются так же трахиты и риолиты, полимиктовые брекчии. Считается, что чанчарский комплекс синхронен конодонтовой зоне *Polygnathus inversus* эмсского яруса с возможным захватом интервала смежных зон [3]. В Кувандык-Медногоском районе чанчарская свита установлена нами в структуре северо-западного замыкания Утягуловской синформы. Здесь она представлена биотитовыми базальтами, расслоенными линзами кремнистых туффов, которые структурно сближены с вулканитами ишмуратовской свиты. Особенности состава чанчарской свиты позволяют связывать его формирование с внутриплитным магматизмом [3, 6].

По-видимому, ишмуратовский и чанчарский вулканические комплексы характеризуют единый девонский палеоряд конвергентной окраины и скорее всего, занимали тыловое положение по отношению к зоне субдукции.

В полосе распространения ишмуратовской свиты широко представлены фрагменты тектонических покровов, сложенных девонскими кремнями. По конодонтам кремни в пластовых отторженцах в большинстве случаев имеют пражско-эмсский возраст [7]. В ряде мест отмечаются находки живетских, франских и фаменских конодонтов. Самые молодые конодонты обнаружены на восточной окраине г. Кувандыка непосредственно к северу от шоссе при въезде

в город. В точке 8106 обнаружены фаменские конодонты *Palmatolepis* sp. Таким образом, фрагменты кремнистого разреза в обрывках пластов охватывают стратиграфический диапазон от нижнего по верхний девон включительно. Кремни аналогичного диапазона слагают конденсированный (120 м) разрез сарбайской свиты. Последняя слагает в структуре Сакмарской зоны один из крупных аллохтонов, в котором она стратиграфически перекрывается фаменскими граувакками зилаирской свиты. Кремни в тектонических покровах, чередующихся с покровами девонских вулканитов не ассоциируют с зилаирскими граувакками. Из этого следует, что данная серия тектонических покровов формировалась в фамене, в предзилаирское время (скорее всего в раннем фамене, на уровне зоны *triangularis*).

В пределах Сакмарской зоны широко распространены разновозрастные олистостромы. В Кувандык - Медногорском районе выделяется полимиктовый рысаевский олистостром (рысаевская толща). В матрице полимиктовых песчаников и гравелито - брекчий, помимо прочих, заключены олистоплаки нижнекембрийских базальтов и археоциатовых известняков. Наибольшее распространение имеют олистолиты базальтов, риолитов, их туфов и туффитов с линзами нижнедевонских, ниже-среднедевонских кремней и нижедевонских тентакулитовых известняков. Находки в структуре олистострома франских и фаменских (зона *triangularis*) конодонтов позволяют судить о нижней возрастной границе олистострома [7].

Положение в структуре рысаевского олистострома разнообразно. В районе ст. Губерля олистостромовая толща с неясным контактом налегает на терригенно-вулканогенную губерлинскую свиту ( $O_{2-3}$ ). В Кувандык-Медногорском районе, с неясным контактом залегает на сакмарской свите силура и стратиграфически перекрывает туфогенную дубоводольскую свиту.

В районе ручья Дубовый дол, к югу от г. Медногорска, разрез толщи, подстилающей олистостром, представлен ритмично переслаивающимися табачно-зелеными и красноцветными туфопесчаниками, туфоалевролитами и туфоаргиллитами с видимой мощностью разреза 800 м. В основании толща имеет тектонический контакт с углеродистыми кремнями сакмарской свиты нижнего силура. Разрез венчается пачкой мощностью 2-2,5 м бардовых толстоплитчатых кремнистых радиоляритов с многочисленными конодонтами на алевритистых поверхностях напластования. В точке 8092 нами найдены *Polygnathus xylus* Stauf, *Ozarcodina sanneanni* Bisch. et Ziegl, *Klapperina* sp., позволяющие определить возраст толщи как  $D_2\check{v}_2$ - $D_3f_1$ . Выше ритмитов стратиграфически залегает олистостром, включающий в себя помимо олистолитов кремней, кремнеобломочных брекчий, глыб тентакулитовых известняков, базальтов и туфов риолитов, линзы туффитов, аналогичных тем, что слагают разрез подстилающей туфогенно-осадочной толщи. Данных о

соотношении рысаевского олистострома с более молодыми отложениями не имеется. В районе к западу от железнодорожной станции Губерля выделена пачка (30 м) красных алевролитов, которая возможно с несогласием залегает на толще вулканогенно-осадочной толще нижнего-среднего девона и тектонически перекрывается базальтами губерлинской свиты среднего-верхнего ордовика. В т. 8063 найдены фаменские *Palmatolepis cf minuta* Br. et Mehl. Возможно, эта пачка занимает более высокое по отношению к олистострому стратиграфическое положение.

Полученные данные о возрасте и стратиграфическом положении олистостромовой толщи позволяют проводить корреляцию данного стратиграфического уровня с аналогичными комплексами Западно-Магнитогорской зоны. Туфогенно-осадочная толща является фациальным и стратиграфическим аналогом улутаусской свиты. Рысаевский олистостром является близким по стратиграфическому положению и фациальным особенностям к биягодинской толще Западно-Магнитогорской зоны, в верхней части которой присутствуют олистостромы. Олистостром в биягодинской толще занимает уровень части зоны *triangularis* [2]. Геодинамическая обстановка формирования рысаевского и биягодинского олистостромов определяется фациальным замещением их бугодакской вулканогенной свитой. Считается, что бугодакская свита, а так же ее фациальные и стратиграфические аналоги в Магнитогорской мегазоне характеризуют стадию зрелой островной вулканической дуги [8]. По-видимому, описанные олистостромы формировались на склоне и у подножья Магнитогорской дуги.

Работа выполнена под научным руководством Рязанцева А.В. и Аристов В.А.

#### Литература:

1. Аристов В.А., Руженцев С.В., Дегтярев К.Е., Борисенок Д.В. Стратиграфия девона Сакмарской и Сакмаро - Вознесенской зон Южного Урала // Общие и региональные вопросы геологии. М.: ГЕОС. 2000. Вып. 2. С. 46-58
2. Артющкова О.В., Маслов В.А. Стратиграфия «надмукасовских» отложений (фаменский ярус, зилаирская свита) на Южном Урале по конодонтам // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2005. Т. 13. №2. С.57-73
3. Бочкарев В.В., Иванов К.С. Проявления внутриплитного магматизма в Уральском палеоокеане // Геотектоника. 2001. №2. С. 17-31
4. Золотарев Б.И., Ильинская М.Н., Кориневский В.Г. Состав и геохимические особенности калиевой щелочной разновидности трахиандезито-базальтов // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1975. №1. С. 136-149
5. Карякин Ю.В., Руженцев С.В., Аристов В.А., Кузнецов Н.Б. Девонская вулканическая серия Сакмарской зоны Урала // Тектоника и геофизика литосферы. Т.1. М.: ГЕОС. 2002. С. 237-243.

6. Кориневский В.Г. Мугоджарский и баймак-бурибайский вулканогенные комплексы Южного Урала: сравнение // Металлогения древних и современных океанов-2008. Рудоносные комплексы и рудные фации. Научное издание. Миасс: Имин УрО РАН, 2008. С. 318-320
7. Рязанцев А.В., Борисенок Д.В., Дубинина С.В. и др. Общая структура Сакмарской зоны Южного Урала в районе Медногорских колчеданных месторождений // Очерки по региональной тектонике. Т. 1. Южный Урал. М.: Наука, 2005. С. 84–134.
8. Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Геология и геодинамика Южного Урала (опыт геодинамического картирования). Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 204 с.

**НОВЫЕ ИЗОТОПНЫЕ И ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ ПО  
РАННЕРИФЕЙСКИМ ИНТРУЗИВНЫМ ТЕЛАМ ЗАПАДНОГО СКЛОНА  
АНАБАРСКОГО ПОДНЯТИЯ (СЕВЕРНАЯ СИБИРЬ)**

Веселовский Роман Витальевич, Шацилло Андрей Валерьевич,

Паверман Владислав Игоревич

*Институт физики Земли РАН, ramzesu@ya.ru*

Возможности применения большинства традиционных методов геотектоники для изучения тектонической эволюции нашей планеты в докембрии крайне ограничены. В настоящее время подобного рода исследования проводятся, главным образом, с помощью изотопно-геохронологического, структурно-геологического и палеомагнитного методов. Главным инструментом палеомагнитного метода, применительно к палеотектоническим исследованиям, является построение кривых кажущейся миграции полюса (кривых КМП) тектонических блоков земной коры. На сегодняшний день кривые КМП относительно детально разработаны почти для всех древних кратонных блоков, однако имевшихся до последнего времени палеомагнитных данных по докембрию Сибирской платформы было крайне недостаточно для сколько-нибудь уверенного построения соответствующего участка кривой КМП, особенно для ранне-среднерифейского времени.

За последние годы было получено несколько новых надежных палеомагнитных определений по рифею Сибирской платформы, сопровождавшихся датировками изотопного возраста исследованных объектов (см. таблицу). Так, по дайкам южного склона Анабарского поднятия (чиэресской и куонамским) были получены два полюса для  $1384 \pm 2$  и  $1503 \pm 5$  млн. лет соответственно (U-Pb, бадделейт) [2]. Правда следует отметить, что палеомагнитная надежность первого из них крайне низка, поскольку полюс получен по семи образцам из одной дайки. Палеомагнитный полюс, полученный