

СРЕДНЕ-ПОЗДНЕОРДОВИКСКИЕ ВУЛКАНОГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ТАННУОЛЬСКОГО ТЕРРЕЙНА (ЮГО-ЗАПАД ТУВЫ): ПЕРВЫЕ ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ (Sm/Nd) И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Ветров Е. В., Уваров А. Н., Ветрова Н. И., Летников Ф. А., Вишневская И. А., Жимулев Ф. И., Андреева Е. С., Червяковская М. В.

Аннотация

Изучены строение и состав вулканогенной толщи в долине р. Деспен на южном склоне хребта Восточный Танну-Ола, ранее относимой к кендейской свите раннего девона. На основе изучения геохимических, Sm/Nd-изотопных характеристик и данных U/Pb датирования цирконов из изучаемых вулканитов установлено, что их формирование происходило на рубеже 460-450 млн лет в ассоциации с гранитоидами арголикского комплекса на поздних стадиях аккреционно-коллизийного этапа развития Алтае-Саянского региона и Таннуольского террейна в частности. Источник имел субдукционное происхождение, на что указывают Ta-Nb минимумы на мультиэлементных спектрах распределения мультиэлементов и значение $\epsilon_{Nd}(T)$ от +3,1 до +5,6. Модельный возраст источника – неопротерозойский (позднерифейский) $T_{Nd}(DM-2st)=0,69-0,94$ млрд лет.

Ключевые слова:

Республика Тыва, ордовик, вулканизм, U-Pb датирование (SHRIMP-II) цирконов, петрогеохимические и изотопно-геохимические (Sm/Nd) исследования

ПЕТРОГЕНЕЗИС ДЕСПЕНСКИХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ СРЕДНЕ-ПОЗДНЕОРДОВИКСКОЙ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКОЙ АССОЦИАЦИИ ТАННУОЛЬСКОГО ТЕРРЕЙНА (ЮГО-ЗАПАД ТУВЫ)

Е.В. Ветров¹, А.Н. Уваров², Н.И. Ветрова¹, Ф.А. Летников³,

И.А. Вишневская^{4,5}, Ф.И. Жимулев¹, Е.С. Андреева², Червяковская М.В.⁶

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

²Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, 630091, Новосибирск, Красный пр., 67, Россия

³Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, Лермонтова, 128, Россия

⁴Институт геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского РАН, 119334 Москва,
Косыгина, 19, Россия

⁵Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2,
Россия

⁶Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УО РАН, 620016, Екатеринбург, ул.
Академика Вонсовского, 15, Россия

Аннотация. Изучены строение и состав вулканогенной толщи в долине р. Деспен на южном склоне хребта Восточный Танну-Ола, ранее относимой к кендейской свите нижнего девона. На основе геологических и геохронологических данных установлено, что их формирование происходило на рубеже 460-450 млн лет в ассоциации с гранитоидами арголикского комплекса на поздних стадиях аккреционно-коллизийного этапа развития Алтае-Саянского региона и Таннуольского террейна в частности. Вулканизм носил эксплозивный характер. Деспенские вулканиты представляют собой преимущественно кислые железистые металлюминиевые и слабо пералюминиевые покровные разновидности, образованные путем дифференциации толеитовых базальтов. Спектры распределения РЗЭ деспенских вулканитов, как и арголикских гранитоидов, характеризуются хорошо проявленной Eu аномалией и плоскими спектрами HREE, предполагают генерацию магмы в условиях верхней коры на небольших глубинах. Источник имел субдукционное происхождение, на что указывают Ta-Nb минимумы на мультиэлементных спектрах распределения мультиэлементов и значение $\epsilon\text{Nd}(T)$ от +3,1 до +5,6. Модельный возраст источника – неопротерозойский (позднерифейский) $T\text{Nd}(\text{DM}-2\text{st})=0,69-0,94$ млрд лет.

Ключевые слова: Республика Тува, ордовик, вулканизм, U-Pb датирование (SHRIMP-II) цирконов, петрогеохимические и изотопно-геохимические (Sm/Nd) исследования.

Введение. Формирование масштабных вулканогенных толщ Тувы Алтае-Саянской складчатой области (АССО) связывают с кембрийским или девонским этапами тектономагматической активизации [Зоненшайн и др., 1990; Добрецов, 2003; Гордиенко, 2004, 2006; Ярмолюк и др., 2000; Kuzmin et al., 2010]. Однако, за последние десятилетия установлены многочисленные проявления ордовикского вулканизма. Ареалы средне- и позднеордовикских вулканогенных пород в АССО широко проявлены на восточном склоне Кузнецкого Алатау [Бабин и др., 2006; Перфилова и др., 1999], в Минусинских впадинах [Рублев, Шергина, 1996; Крук и др., 2002; Воронцов и др., 2018], в Восточном Саяне

[Школьник и др., 2017], в Восточной Туве [Монгуш, Сугоракова, 2008]. Несмотря на продолжительную историю изучения ордовикских вулканитов остаются вопросы, касающиеся их петрогенезиса и геодинамической обстановки формирования.

Нами изучена вулканогенная деспенская толща на южном склоне хребта Восточный Танну-Ола в долине р. Деспен, где впервые установлено проявление ордовикского вулканизма в Таннуольском террейне АССО (рис. 1). Таннуольский террейн сложен нижнекембрийскими вулканогенно-осадочными породами островодужной ассоциации (кадвойская, серлигская, ирбитейская свиты), которые интродуцированы разновозрастными (ранний кембрий–ранний девон) гранитоидами таннуольского, арголикского, бреньского и других комплексов [Руднев и др., 2006; Монгуш и др., 2011; Черных и др., 2017; Ветров и др., 2019]. Раннепалеозойская история формирования террейна связана с эволюцией Алтае-Саянской кембрийской островной дуги и аккреционными событиями на окраине Сибирского континента в кембрии-ордовике [Гордиенко, Метелкин, 2016; Шокальский, Бабин, 2018]. Аккреционно-коллизийным событиям соответствуют наиболее масштабные проявления магматизма [Бабин и др., 2006; Руднев и др., 2006, Руднев, 2013]. На начальном этапе развития аккреционно-коллизийной системы в пределах Таннуольского террейна формировались гранитоидные батолиты средне-позднекембрийского таннуольского комплекса, на завершающих этапах – небольшие штоки позднеордовикского арголикского комплекса [Ветров и др., 2019]. В девоне предполагается еще один этап вулканической активизации в пределах этого террейна, с которым связывают накопление раннедевонских кендейской и саглинской свит [Государственная геологическая..., 2008].

Вулканиты долины р. Деспен традиционно относились к кендейской свите [Государственная геологическая..., 1961]. Однако, нами получены геологические и геохронологические данные, свидетельствующие об ордовикском возрасте этой толщи и о ее генетической связи с гранитоидами Кызылдагского массива арголикского комплекса, что предполагает наличие ордовикской вулcano-плутонической ассоциации в островодужных структурах Таннуольского террейна АССО.

В данной работе мы приводим данные о составе и строении деспенской вулканогенной толщи, вещественном составе ее покровных фаций, в том числе их изотопно-геохимический Sm-Nd состав, и обсуждаем условия формирования ордовикских вулканитов в составе вулcano-плутонической ассоциации, их петрогенезис, источник магмы и геодинамическую природу.

Строение и состав деспенской вулканогенной толщи. Изучаемые вулканогенные породы по р. Деспен (деспенская толща) с азимутальным несогласием залегают на отложениях раннекембрийской ирбитейской свиты (рис. 1). В основании разреза деспенской толщи залегает горизонт мощностью около 140 м конглобрекчий, сложенных буровато-серыми, светло-серыми и темно-серыми, плохо окатанными и неокатанными (угловатыми) обломками (поперечник от 1 до 10 см) плагиориолитов, андезитов и базальтов аналогичных слагающим нижележащие раннекембрийские свиты (рис. 2). Верхняя часть разреза в значительной степени уничтожена арголикскими гранитоидами и выявление характера взаимоотношения с перекрывающими отложениями не представляется возможным. В плане вулканиты деспенской толщи представляют собой купольную структуру 4 x 1,5 км, сложенную риолитами, риодацитами, дацитами, в подчиненном количестве – андезитами, вулканокластическими и вулканогенно-осадочными породами (рис. 2), сохранившимися в составе фрагмента вулканической постройки. Вулканиты являются продуктами деятельности автономного вулканического аппарата и сформированы в течение двух эпизодов активной вулканической деятельности, разделенных перерывом. В течение этого перерыва происходило разрушение вулканических построек первого этапа и переотложение его продуктов, вследствие чего был сформирован мощный (более 500 м) горизонт осадков (слои 6 и 7 разреза),

разделяющий покровные образования первого (слои 2-5 разреза) и второго (слои 8-14) этапов извержений.

Детальный разрез деспенской толщи (рис. 2) следующий (снизу вверх) м

1	Конгломераты (конглобрекчии) с зеленовато-серым заполняющим материалом и буровато-серыми, светло-серыми и темно-серыми, часто плохо окатанными и неокатанными (угловатыми) обломками плагиориолитов, плагиориодацитов, иногда андезитовидов и базальтоидов. Количество обломков составляет до 70-80% объема породы. Размеры их в поперечном сечении колеблются от 1 до 10 см (рис. 2е).....	135
2	Риолиты зеленовато-серые скрытозернистые массивные тонко флюидалные	55
3	Риодациты желтовато-серые тонкофлюидалные.....	80
4	Риолиты тонкофлюидалные лилово-серые, с единичными угловатыми обломками риодацитов.....	120
5	Риолиты ленточные, флюидалные буровато-розовые с единичными обломками того же состава размером до 7 см в поперечном сечении (рис. 2д).....	80
6	Туфоконгломераты с хорошо окатанными гальками базальтов, андезибазальтов, андезитов (70%), риолитов, риодацитов, дацитов (15%) размером до 10 см в поперечном сечении. Окраска галек варьирует от серой до вишневой, цемент-серо-зеленый (рис. 2г).....	135
7	Туфогравелиты серо-зеленые со средне- и хорошо окатанными обломками вулканитов преимущественно кислого состава размером до 3 см в поперечном сечении. Вверх по разрезу увеличивается степень окатанности галек и уменьшается их размерность. В верхней части разреза слоя в гравелитах присутствует галька базальта с «медной зеленью» (рис. 2в). Такая минерализация присуща базальтоидам ирбитейской свиты (Соок-Саирское проявление меди).....	400
8	Туфолавы дацитов темно-серых с вкрапленниками кварца, плагиоклаза, реже роговой обманки и биотита. В верхней части разреза, примерно в 50 м от подошвы слоя, во вкрапленниках дополнительно установлены единичные зерна калиевого полевого шпата. В породе присутствуют разновеликие (от 1 до 30 мм) обломки основных и кислых эффузивов, менее и реже – диоритов и гранитоидов. Угловатые обломки гранитоидов в обнажении достигают 50 см в поперечнике	75
9	Андезиты серые с вкрапленниками плагиоклаза.....	80
10	Дациты темно-серые («черные») с гломеропорфировыми вкрапленниками плагиоклаза.....	110
11	Риолиты тонкофлюидалные лилово-серые, с единичными угловатыми обломками дацитов.....	50
12	Риодациты вишнево-серые с вкрапленниками плагиоклаза и, менее, кварца.....	130
13	Риолиты тонкофлюидалные лилово-серые, с единичными угловатыми обломками риодацитов.....	50

- 14 Темно-серые лавы дацитовые. Порода прорывается красными лейкогранитами Кызылдагского массива. В зоне контакта в туфах развиты многочисленные, различной мощности, апофизы и инъекции лейкогранитов (рис. 2б)..... ≥ 70

Общая мощность свиты по разрезу не менее 1570 м.

Риолиты, трахириолиты являются наиболее типичными породами толщи. Породы зеленовато-серые, лилово-серые, буровато-розовые флюидалные (до «ленточных», рис. 3а) скрытозернистые порфиновые с микрофельзитовой, фельзитовой, микроаллотриоморфнозернистой, реже микропойкилитовой основной массой. Порфиновые выделения представлены кислым плагиоклазом (от единичных до 12%), калиевым полевым шпатом (от 0 до 5%), кварцем (от 0 до 5%). Порфиновые выделения мелкие, длина вкрапленников полевых шпатов обычно составляет 1-2 мм, редко достигает 7 мм. Поперечное сечение близко изометричных фенокристаллов кварца не превышает 1,5 мм. Местами вкрапленники плагиоклаза, реже кварца, образуют гломеропорфиновые срастания. Нередко в риолиты и трахириолиты вмещают единичные породные обломки того же состава поперечником до 7 см. Местами количество обломков увеличивается и породы классифицируются как лавобрекчии [здесь и далее по Малееву, 1980].

Риодациты, дациты и трахидациты отличаются от риолитов и трахириолитов более темными тонами окраски. Это темно-серые, до черных, желтовато-серые скрытозернистые, нередко с отчетливо проявленной флюидалностью, порфиновые породы. Вкрапленники представлены плагиоклазом, нередко образующим гломеропорфиновые срастания. Наряду с фенокристаллами плагиоклаза присутствуют порфиновые выделения кварца, реже роговой обманки и биотита. Совместно с плагиоклазовыми фенокристаллами также наблюдаются порфиновые выделения калиевого полевого шпата. Основная масса породы обычно фельзитовая, но местами такситовая за счет развития в микрофельзитовой «матрице» изометричных или удлиненно-линзовидных обособлений (от 2 до 12 мм) кварца и плагиоклаза с микросферолитовой или микроаллотриоморфнозернистой структурами. Местами в породе присутствуют угловатые обломки (от 1 до 30 мм) основных и кислых эффузивов, реже обломки диоритов и гранитов. Таким образом, по характеру обломков выделяются лавобрекчии риодацитов (дацитов и трахидацитов) и их туфолавы (рис. 3г).

Входящие в состав деспенской толщи туфы в основном лапиллиевые, реже пепловые. Не исключено наличие спекшихся их разностей. Лапиллиевые разности туфов кислого состава сложены остроугольными разновеликими (2 - 30 мм) обломками (от 40 до 70%) эффузивов кислого состава, различающихся по текстурно-структурным особенностям. В подчиненных количествах (не более 10%) встречаются относительно крупные (до 10 мм) обломки вулканического стекла, осколки (5-6 мм) кварца и полевых шпатов. Цементирующая масса пепловая алевритовая, в одних случаях карбонатизированная и ожелезненная, в других – состоящая из мелких рогульчатых и серповидных обломков, сваренных друг с другом. В ряде случаев, вследствие перегрева и течения, мелкорогульчатая цементирующая масса приобретает псевдофлюидалную текстуру.

Андезиты, трахиандезиты представляют собой серые порфиновые породы со скрытозернистой основной массой. Порфиновые выделения в основном представлены плагиоклазом (до 15%), образующим призматические кристаллы длиной до 5-6 мм (рис. 3в). Совместно с плагиоклазом во вкрапленниках присутствует диопсид (до 5%) в виде мелких бесцветных зерен (0,7-1 мм). Основная масса породы микродолеритовая, реже пилотакситовая, сложена беспорядочно ориентированными микролитами плагиоклаза (до 75%) в промежутках которых размещены мелкие зерна моноклинного пироксена (до 3%), и ксеноморфные мелкие (менее 0,2 мм) зерна кварца (1-2%).

Конгломераты (конглобрекчии), слагающие базальный горизонт толщи (слой 1), сложены буровато-серыми, светло-серыми и темно-серыми плохо окатанными, нередко только со сглаженными углами, обломками раннекембрийских эффузивов, среди которых

преобладают разности основного состава (базальты и андезибазальты – до 70%) при подчиненной роли кислых (плагиориолиты, дациты) разностей (до 5%). Размеры галек варьируют от 1 до 10 см. Сортировка материала плохая. Заполняющая масса представлена более мелкими обломками эффузивов и осколками кристаллов плагиоклаза, и, менее, кварца. Эти класты, уменьшаясь в размерах, плавно переходят в алевропелитовую массу цемента.

Туфоконгломераты совместно с вышележащими туфогравелитами слагают мощный горизонт (слои 6 и 7), маркирующий период затишья вулканической деятельности. Структура породы псефитовая в сочетании с псаммитовой. Цемент поровый алевритовый, до алевропелитового.

Туфоконгломераты сложены хорошо и средне окатанными пестроокрашенными (серые, вишневые, зеленовато-серые) гальками (1-10 см) базальтов, андезибазальтов, андезитов (70%); риолитов, риодацитов, дацитов (15%). Сортировка материала плохая. Материал заполнения туфоконгломератов песчаный, состоит из обломочков-песчинок (0,1-1,5 мм) кварца (5%), плагиоклаза (1%) и фрагментов мелких сферолитов (менее 1%). Цемент алевропелитовый, представлен серым тонко поляризующим материалом, вероятно перемытыми частицами вулканического пепла (10%).

Туфогравелиты представляют собой серо-зеленые породы со средне- и хорошо окатанными обломками (0,5 см) вулканитов преимущественно кислого состава (рис. 3б). Единичные «плавающие» гальки размерами 3-10 см в поперечнике характерны для нижней части слоя. Вверх по его разрезу увеличивается степень окатанности галек и уменьшается их размерность. В верхней части слоя 7 разреза в гравелитах отмечена галька базальта с медной зеленью (рис. 2в). Такая минерализация присуща базальтоидам ирбитейской свиты (Соок-Саирские проявления меди). Структура туфогравелитов псефитовая с элементами крупнопсаммитовой. Цемент базальный, до порового. Сортировка обломочного материала средняя. Гальки туфогравелитов представлены андезитами и андезибазальтами (до 40%) кислыми эффузивами (до 15%). Состав заполняющего материала более разнообразный: «песчинки» плагиоклаза (до 20%), кварца (5%), единичные осколки вулканического стекла, единичные фрагменты мелких сферолитов. Цемент породы алевропелитовый, серый тонко поляризующий, состоит из мельчайших зерен кварца и серых песчинок (возможно, окатанные частички перемытого вулканического пепла). По сравнению с подстилающими туфоконгломератами, в гравелитах ухудшилась окатанность материала, сократилось общее число обломков вулканитов при относительном увеличении доли кислых разностей и увеличился объем песчаной фракции.

Петрохимические и геохимические особенности деспенских вулканитов.

Химический состав деспенских вулканитов характеризуется широким диапазоном значений SiO_2 : от 58% до 76% (табл.1), несколько повышенными содержаниями калия ($\text{K}_2\text{O}=2,5-4,4\%$) и натрия ($\text{Na}_2\text{O}=3-4,6\%$). Фигуративные точки вулканитов на классификационной диаграмме TAS (рис. 4, а) [Le Maitre, 1989] образуют ряд от трахиандезитов (единичная проба) и дацитов до риолитов и трахириолитов. На диаграмме $\text{Nb/Y}—\text{Zr/TiO}_2$ (рис. 4, б) все пробы попадают в поле риодацитов и дацитов с единичными пробами в поле риолитов.

Для вулканитов деспенской толщи характерна высокая железистость ($\text{FeO}^*/(\text{FeO}^*+\text{MgO}) = 0,69-0,93$) (рис. 5б) и повышенная глиноземистость ($\text{Al}_2\text{O}_3=14-17\%$) (рис. 5в). Повышенные содержания щелочей, главным образом калия, позволяют относить их к щелочно-известковой и известково-щелочной сериям (рис. 5а) и классифицировать как высококалийевые (рис. 5г). Подобный состав характерен для арголикских гранитоидов [Ветров и др., 2019], прорывающих деспенские вулканиты.

Кислые деспенские вулканиты на фоне ордовикских гранитоидов характеризуются относительно низкими содержаниями Ta (0,29-0,49 г/т), Nb (4,4-8,1 г/т), Y (18-34 г/т), Yb (2-2,8 г/т), Hf (4,2-7,4 г/т) и Zr (140-311 г/т), несколько повышенными содержаниями Rb (44-

95 г/т), Ва (399-1042 г/т) и Sr (90-376 г/т) (рис. 6). Для рассматриваемых риодацитов, риолитов и дацитов характерны дифференцированные спектры распределения РЗЭ ($La/Yb_N = 4,05-9,24$), и наличие «европиевого минимума» ($Eu/Eu^* = 0,39-0,76$) (рис 7а). Такие спектры с преобладанием LREE над HREE типичны для высокодифференцированной кислой магмы. Европиевая аномалия может быть связана с аккумуляцией плагиоклаза в ходе кристаллизационной дифференциации расплава. Содержания РЗЭ в деспенских вулканитах (среднее значение $\Sigma PZ\Theta = 115$ г/т) в $\sim 1,8$ раз меньше, чем в гранитоидах арголикского комплекса (среднее значение $\Sigma PZ\Theta = 210$ г/т) [Ветров и др., 2019], но при этом спектры их распределения идентичны (рис 7а). На мультиэлементной диаграмме составы вулканитов образуют преимущественно субпараллельные спектры распределения с хорошо выраженными отрицательными аномалиями по Ta, Nb, P, Ti (рис. 7б). На фоне мультиэлементного состава арголикских гранитоидов деспенские вулканиты выделяются более сильной Ta-Nb аномалией, отсутствием Sr минимума и более низкими содержаниями Y и Yb. Отсутствие Sr минимума на фоне схожего соотношения Eu/Eu^* может быть связано с различной степенью фракционной кристаллизации плагиоклаза, основного концентратора Eu и Sr (рис. 8). Одновременное обеднение Nb, Ta, P, Eu и Ti может указывать на коровую контаминацию деспенской магмы. Фактор коровой контаминации подтверждается отношениями K/Rb – Rb (рис. 9а) и нормированными на примитивную мантию отношениями Th/Yb – Nb/Yb (рис. 9б).

По соотношению Y/Nb, $Y+Nb/Rb$, согласно работе Дж. Пирса [Pearce et al., 1984], и по соотношению $Rb/30-Hf-Ta^*3$, согласно работе Харриса [Harris et al., 1986], вулканические породы соответствуют островодужным, а гранитоиды – внутриплитным образованиям (рис. 10). Однако, химический состав кислых деспенских вулканитов, в частности повышенные концентрации щелочей, высокие железистость и содержания высокочargedных и редкоземельных элементов, являются типичными характеристиками гранитов А-типа [Collins et al., 1982], формирующихся во внутриплитных условиях. Смещение составов деспенских вулканитов из поля внутриплитных образований в поле островодужных пород могло быть вызвано как аккумуляцией плагиоклаза, так и контаминацией мантийных источников коровым материалом. В свою очередь преобладание мантийных источников в области магмогенерации арголикских гранитоидов могло повлиять на смещение их составов в область внутриплитных образований. В целом, по геохимическим характеристикам деспенские вулканиты схожи с прорывающими их арголикскими внутриплитными гранитоидами.

Обоснование возраста деспенской вулканогенной толщи. В данном разделе приведены имеющиеся геологические факты, позволяющие ограничить возраст формирования вулканогенной толщи в долине р. Деспен, и результаты геохронологических исследований (U/Pb датирование цирконов), подтвердившие предварительные заключения о возрасте деспенских вулканитов (рис.11). Деспенские вулканиты залегают с азимутальным несогласием на раннекембрийских отложениях ирбитейской свиты. Среди обломков вулканогенно-обломочных разностей пород изученного разреза по р. Деспен в большом количестве присутствуют вулканиты (базальты, андезибазальты, андезиты) ирбитейской свиты. На то, что среди этих обломков присутствуют образования раннекембрийской ирбитейской свиты, указывают находки вулканитов основного состава с продуктами окисления самородной меди – малахитом, азуритом (рис. 2 в). Проявления самородной меди (Соок-Саирская группа) медно-эпидотовой формации известны в междуречье рек Деспен и Серлиг-Орук и приурочены к базальтоидам ирбитейской свиты. Очевидно, что деспенские вулканиты имеют возраст моложе раннего кембрия. В свою очередь, в валунах и гальке позднеордовикских валунных конгломератов адырташской свиты в междуречье рек Деспен и Серлиг-Орук содержатся обломки пород, имеющие макроскопические сходства как с риодацитами из вулканогенной толщи долины р. Десен, так и с прорывающими их гранитоидами Кызылдагского массива. Возраст гранитоидов

(~450 млн лет) Кызылдагского массива был установлен ранее [Ветров и др., 2019] по U/Pb датированию цирконов, что подтверждает предположение о допозднеордовикском возрасте деспенских вулканитов.

С целью определения возраста рассматриваемой вулканогенной тощи, выполнено U/Pb датирование цирконов из риодацитов (пробы 2251-1, 17002-4) и прорывающих их лейкогранитов (проба 2223-1). Методика геохронологических исследований и результаты аналитических расчетов детально приведены в работе [Vetrov et al., 2020]. Пробы вулканитов были отобраны в отдалении от инъекций и апофиз гранитоидов во избежание термального эффекта и искажения датировки. По пробе 2251-1, отобранной из нижней части слоя 12 (рис. 2) риодацитов ($50^{\circ}44'09''$ с.ш., $93^{\circ}44'55''$ в.д.), получен позднеордовикский конкордантный возраст $453,1 \pm 3,2$ млн лет. Для пробы риодацитов 17002-4 ($50^{\circ}43'45''$ с.ш., $93^{\circ}44'09''$ в.д.) из нижней части слоя 10 (рис. 2) получен среднеордовикский конкордантный возраст $460,1 \pm 3,5$. Для лейкогранитов Кызылдагского массива (проба 2223-1, $50^{\circ}43'23''$ с.ш., $93^{\circ}48'25''$ в.д.), прорывающих вулканиты, конкордантный возраст составил $459,8 \pm 3,7$ млн лет (средний ордовик). Эти геохронологические результаты не противоречат имеющимся геологическим фактам и позволяют выявить средне-поздеордовикские (~460-450 млн лет) вулканогенные образования среди каледонских структур Таннуольского террейна.

Результаты изотопно-геохимических Sm/Nd исследований деспенских кислых вулканитов. Изотопно-геохимические исследования вулканитов кислого состава деспенской толщи проведены с целью оценки источников магмообразующих субстратов. Получены Sm/Nd характеристики для риолитов (пробы 17001-2, 17002-5, 17002-6) и риодацитов (пробы 17001-3, 17002-4, 2251-1) «по валу». Исследования 5 проб выполнены в Центре коллективного пользования «Геоаналитик» УрО РАН (г. Екатеринбург, аналитик М.В. Червяковская) и 1 контрольная проба (2251-1) проанализирована в Центре изотопных исследований ФГБУ «ВСЕГЕИ» (г. Санкт-Петербург). Результаты Sm/Nd изотопных исследований приведены в таблице 2.

В Центре коллективного пользования «Геоаналитик» УрО РАН подготовка проб для изотопного Sm/Nd исследования проводилась следующим образом. Перед разложением, исходя из условий оптимального смешения и минимизации погрешностей [Журавлев и др., 1987], к навеске был добавлен трассер ^{149}Sm - ^{150}Nd . Разложение проб проводилось смесью кислот HF и HNO₃ в соотношении 3:1 в посуде SavillexTM. После разложения раствор выпаривался досуха, а к сухому остатку добавлялась смесь кислот HCl и HNO₃ в соотношении 3:1. Далее, после выпаривания при t 190°C, сухой остаток обрабатывался 10N HCl и выпаривался досуха. Полученный сухой остаток солей растворялся в 1N HCl и после центрифугирования в виде прозрачного раствора вносился в хроматографическую колонку. Хроматографическое выделение проводилось в две стадии: выделение суммы редких земель ступенчатым элюированием 1N и 0,05N HNO₃ образца на колонке со смолой TRU (фирма Triskem); и выделение Sm и Nd из суммы редких земель – на колонке со смолой LN (фирма Triskem) ступенчатым элюированием 0,15N, 0,3N и 0,75N HCl.

Определение изотопных отношений Sm/Nd системы проводилось на масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой NeptunePlus. Контроль измерений осуществлялся с помощью стандартного раствора фирмы Merck (Neodymium ICP standard traceable to SRM from NIST Nd₂O₃) значение изотопного отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ измеренное в рамках данной измерительной сессии составило $0,511725 \pm 0,000014$ (SE, abs). Правильность методики оценивалась периодическими измерениями базальта BHVO-2 и андезита AGV-2, погрешность измерений составила 0,002% для $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и 0,005% для $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$. Изотопный анализ Sm и Nd в Центре изотопных исследований ФГБУ «ВСЕГЕИ» выполнен на 7-коллекторном масс-спектрометре Triton T1 по методикам, описание которых было дано ранее [Богомолов и др., 2002]. Для контроля измерений неодима использован стандарт JNd-1 ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512100 \pm 10$). Значения ϵNd

вычислялись относительно модельного хондритового резервуара CHUR с параметрами $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,1967$, [Фоп, 1989], с учетом возраста анализируемых пород (450 млн лет). Модельные возрасты T_{Nd} корового материала оценены по двухстадийной модели [Liew, Hofmann, 1988] по данным [De Paolo et al., 1991] – $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,513079$, $\epsilon\text{Nd} = 8,6$ и $\text{Sm}/\text{Nd} = 0,352$ ($^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,21194$).

Изотопно-геохимические Sm/Nd исследования кислых деспенских вулканитов показывают, что они характеризуются высоким первичным отношением $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, а значения $\epsilon\text{Nd}(T)$ варьируют от +3,1 до + 5,6. Модельный возраст источника деспенских вулканитов, т.е. предполагаемое время отделения их протолита от деплетированной мантии, отвечает позднему рифею ($T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st})$ от 0,69 до 0,94 млрд лет). Как видно на диаграмме $\epsilon\text{Nd}(T)$ –возраст (рис. 12), полученный изотопно-геохимический Sm/Nd состав средне-позднеордовикских вулканитов деспенской толщи согласуется с моделью эволюции изотопного состава Nd пород Таннуольского террейна Восточной Тувы [Монгуш и др., 2011] без какого-либо отклонения, например, в направлении к области изотопного состава пород Тувино-Монгольского массива. Анализ изотопно-геохимических Sm/Nd характеристик деспенских кислых вулканитов и прорывающих их арголикских гранитоидов показал схожий состав источников магмообразующих субстратов. Ранее [Ветров и др., 2019] для лейкогранитов арголикского комплекса получены значения $\epsilon\text{Nd}(T)$ +4,7 и + 5,5 и поздне-рифейские модельные возрасты ($T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st})$ 0,71 и 0,78 млрд лет). Это подтверждает предположение о генетическом родстве деспенских вулканитов и гранитоидов арголикского комплекса, которые образуют единую вулcano-плутоническую ассоциацию.

Обсуждение результатов. Деспенская вулканогенная толща мощностью более 1,5 км сложена риолитами, риодацитами, дацитами, в подчиненном количестве – андезитами, вулканокластическими и вулканогенно-осадочными породами, фрагментарно сохранившимися в составе вулканической постройки. Наиболее типичные для разреза риолиты и риодациты имеют «девонотипный облик», что, вероятно, и стало причиной прежнего отнесения этих вулканитов к раннедевонскому этапу. Литолого-фациальный анализ и петрографические исследования пород деспенской толщи позволяют реконструировать условия их формирования. Большое количество вулканокластитов с обломками однородными по составу с лавовой массой говорит о том, что извержение деспенских вулканитов носило эксплозивный характер. Угловатые обломки гипабиссальных гранитоидов, обнаруженные среди изученных вулканитов, вероятно, захвачены лавой из жерла палеовулкана и вынесены на поверхность. Эти обломки гипабиссальных гранитоидов имеют схожие черты с арголикскими гранитоидами Кызылдагского массива, которые вероятно, заполнили не только подводящий канал и жерловину палеовулкана, но и его приповерхностную магматическую камеру на завершающей стадии средне-позднеордовикского магматического процесса.

Анализ геохимических особенностей вулканитов деспенской толщи и арголикских гранитоидов показал их сходство: вулканиты и гранитоиды характеризуются повышенными концентрациями щелочей (особенно калия), высокой железистостью, металюминевым и слабо пералюминевым составом, высокими содержаниями HFSE и REE. Такие разновидности пород образуются путем дифференциации толеитовых базальтов или плавления коровых субстратов, образованных из обогащенного мантийного источника [Rudnick, Gao, 2003; Frost, Frost, 2011]. Спектры распределения РЗЭ составов деспенских вулканитов и арголикских гранитоидов, характеризующиеся хорошо проявленной Eu аномалией и плоскими спектрами HREE и схожие со средним составом верхней континентальной коры (рис. 7а), предполагают генерацию магмы в условиях верхней коры на небольших глубинах. В то же время по сравнению с арголикскими гранитоидами, деспенские вулканиты обеднены суммарным количеством REE и не имеют Sr минимума на мультиэлементных спектрах. Относительно низкие содержания Ta, Nb, Y и Yb в вулканитах

выявляют островодужные характеристики на дискриминационных тектонических диаграммах, в то время как гранитоиды попадают в поля внутриплитных образований. Такие различия геохимических особенностей вулканитов и гранитоидов могут быть связаны как с различными источниками вещества, формирующего первичные расплавы, так и с условиями кристаллизации расплавов.

Основным механизмом формирования вулканогенной толщи, как и гранитоидов, является фракционирование толеитовых магм. Этот механизм объясняет геохимические параметры мантийных магм, которые в составе вулканитов проявлены в меньшей мере по сравнению с гранитоидами, что в свою очередь может быть связано с большей контаминацией расплава коровым веществом. На существенную коровую контаминацию расплава в процессе формирования вулканитов указывают низкое отношение K/Rb , высокое отношение Th/Yb , одновременное обеднение Nb , Ta , P , Eu и Ti . Следует отметить, что в гранитоидах не обнаружено геохимических свидетельств такой же существенной контаминации материалом континентальной коры, которая была возможна на последних стадиях эволюции расплава, например, в результате продвижения магмы к поверхности по подводящим каналам.

Деспенские вулканиты на фоне арголикских гранитоидов являются менее эволюционировавшими. Об этом свидетельствуют несколько меньшее содержание SiO_2 и несовместимых микроэлементов в составе вулканитов, а также сравнительно низкая степень фракционной кристаллизации плагиоклаза. Однако, в современной популярной модели развития вулcano-плутонических систем [Bachmann, Bergantz, 2008] предусматривается подъем высокодифференцированной жидкой обедненной кристаллами магмы с образованием вулканических пород на поверхности и последовательным застыванием менее эволюционировавших плутонических пород в магматической камере на глубине. В нашем случае в магматических камерах происходило неэффективное отделение кристаллов от жидкости, что, в свою очередь, могло способствовать эффективному удалению любой расширяющейся газовой фазы, обогащенной H_2O [Cheng et al., 2018] и привести к взрывному типу извержения, о котором говорилось ранее. Также можно предположить в процессе эволюции временный разрыв связи вулканического аппарата с магматической камерой или формирование промежуточных камер, где фракционирование продолжалось без потери летучих компонентов через вулканизм на поверхности, что привело к формированию несколько более эволюционировавших гранитоидов.

Изотопно-геохимические (Sm/Nd) исследования подтверждают генетическое родство для вулканитов деспенской толщи и арголикских гранитоидов и указывают на единый источник вещества для первичных магм. Значения $\epsilon Nd(T)=+3,1 \dots 5,6$ и модельные возрасты источника (0,69-0,94 млрд лет) для вулканитов близки к значениям $\epsilon Nd(T)=+4,7$ и $+5,5$ и модельным возрастам протолита (0,71 и 0,78 млрд лет) для гранитоидов арголикского комплекса. Такое единообразие полученных значений $\epsilon Nd(T)$ и модельных возрастов снижает вероятность корового плавления и смешение коровых выплавов с мантийными магмами в процессе эволюции расплава. Источник, из которого были выплавлены деспенские вулканиты и арголикские гранитоиды, вероятно, имел надсубдукционное происхождение. Исходные магмы могли быть сформированы в результате воздействия мантийного плюма на литосферную мантию, метасоматически переработанную в ходе предшествующих субдукционных процессов, связанных с развитием Таннуольско-Хамсаринской островодужной системы. На ведущую роль мантийного источника в процессе генерации магм для деспенских вулканитов и арголикских гранитоидов также указывают низкие значения $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0,703298$ и $0,704040$, полученные ранее для гранитоидов арголикского комплекса [Ветров и др., 2019]. Надсубдукционные признаки этих исходных магм унаследованы и проявлены в $Ta-Nb$ минимуме на спектрах распределения мультиэлементов и конфигурации фигуративных точек деспенских вулканитов на дискриминационных диаграммах.

Геологические данные и U/Pb датирование цирконов из вулканитов деспенской толщи и прорывающих их гранитоидов Кызылдагского массива позволяют уверенно установить средне-позднеордовикский (460-450 млн лет) возраст формирования характеризуемой вулcano-плутонической ассоциации. Ранее С.Н. Рудневым было установлено [Руднев, 2013], что в это время в пределах Таннуольского террейна были сформированы магнезиальные высокоглиноземистые плагиограниты, имеющие схожие изотопно-геохимические характеристики ($\epsilon\text{Nd}(T)=+3,4\dots5,8$; модельные возрасты 0,72-0,92 млрд лет) с деспенскими вулканитами и арголикскими гранитоидами. Однако, генерация магм этих плагиогранитов происходила на больших глубинах ($P>15$ кбар) в равновесии с Hbl-CPx-Pl-Gar реститом. В отличие от магнезиальных плагиогранитов для железистых деспенских вулканитов и арголикских гранитоидов предполагаются малые глубины, низкие давления и формирование магмы в равновесии с плагиоклазовым реститом. Вероятно, такое одновозрастное формирование разноглубинных магматических камер связано с различным эффектом воздействия мантийного очага, который на больших глубинах за счет подъема теплого фронта обеспечивает генерацию магм для магнезиальных плагиогранитов путем плавления корового субстрата и является источником вещества для малоглубинных магм железистых вулканитов и гранитоидов.

Формирование кислых железистых расплавов предполагает режим растяжения, при котором более тонкая кора позволяет толеитовой магме и мантийному теплу достичь поверхности Земли [Naaralo, Rämö, 1990; Frost, Frost, 2011]. На рубеже 460-450 млн лет в регионе завершились субдукционные и коллизионные процессы [Бабин и др., 2006]. Возможно, деспенские вулканиты и арголикские гранитоиды соответствуют эпизоду постколлизионного растяжения орогена, сопровождавшегося локальными проявлениями рифтогенного вулканизма. В частности, позднеордовикский возраст имеют камптонитовые дайки Агардагского щелочно-базальтового комплекса Западного Сангилена [Гибшер и др., 2012], образование которых связывается с обстановкой растяжения [Владимиров и др., 2005]. Вероятно, формирование деспенских вулканитов в ассоциации с гранитоидами арголикского комплекса происходило на заключительной стадии развития коллизионного орогена в ходе гравитационного коллапса, происходившего на коровом уровне. Для этой стадии характерно постколлизионное остывание литосферы, способствующее релаксации растяжения в условиях ослабления сжатия.

Заключение.

В результате проведенных исследований в пределах каледонских структур Таннуольского террейна изучена вулканогенная толща, маркирующая средне-позднеордовикский (460-450 млн лет) этап вулканизма, связанный с одновозрастным гранитоидным магматизмом. Вулканиты в долине р. Деспен сформированы в течение двух эпизодов активной эксплозивной вулканической деятельности, разделенных перерывом магматической активности. Деспенские вулканиты с гранитоидами арголикского комплекса образуют единую вулcano-плутоническую ассоциацию и представлены преимущественно кислыми железистыми металломиниевыми и слабо пералломиниевыми образованиями. Генерация магмы для вулканитов и гранитоидов происходила в малоглубинных условиях верхней коры путем дифференциации толеитовых базальтов. Источник магмы характеризуется $\epsilon\text{Nd}(T)=+3,1\dots5,6$ и позднерифейским (0,69-0,94 млрд лет) модельным возрастом. На завершающих этапах эволюции вулcano-плутонической ассоциации предполагается формирование промежуточных магматических камер, где дальнейшее фракционирование привело к генерации более эволюционировавшей магмы для арголикских гранитоидов, и интенсивная контаминация коровым веществом деспенских магм по мере их продвижения к земной поверхности.

Деспенские вулканиты в составе вулcano-плутонической ассоциации средне-позднеордовикского возраста формировались в эпиконтинентальных условиях на складчатом фундаменте и занимают промежуточное положение между комплексами

кембрийско-раннеордовикского и среднепалеозойского тектоно-магматических циклов. Возможно, их образование связано с процессами постколлизиионного растяжения и релаксации утолщенной коры раннекаледонского коллизиионного орогена.

Авторы признательны и хотели бы выразить благодарность коллегам из ФГБУ «ВСЕГЕИ» Н.И. Гусеву и Ю.Е. Вовшину за помощь в проведении геохронологических исследований, а также рецензентам Н.Н. Круку и А.А. Воронцову за ценные комментарии, которые несомненно способствовали улучшению статьи.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках грантов 19-05-00145, 18-35-20025, 17-05-00819 и государственного задания ИГМ СО РАН.

Список литературы

1. *Бабин Г. А., Зейферт Л. Л., Щигрев А. Ф. и др.* Легенда Алтае-Саянской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье издание). Новокузнецк, 2006. 172 с., 8 рис., 7 текст. прил., 24 граф. прил.
2. *Бабин Г.А., Шокальский С.П.* Основные черты геологического строения Алтае-Саянской складчатой области (тектоническое районирование, стратиграфия, магматизм, история геологического развития) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири, 2017, №6с, с. 19-37.
3. *Богомолов Е.С., Гусева В.Ф., Турченко С.И.* Мантийное происхождение мафитовой расслоенной интрузии Панских Тундр: изотопные Sm-Nd и Rb-Sr свидетельства // Геохимия, 2002, № 9, с. 946-951.
4. *Ветров Е.В., Черных А.И., Бабин Г.А.* Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Восточно-Таннуольского сектора Тувинского магматического пояса: геодинамическая позиция, возраст и металлогения // Геология и геофизика, 2019, т. 60, № 5, с. 641-655.
5. *Владимиров В.Г., Владимиров А.Г., Гибшер А.С., Травин А.В., Руднев С.Н., Шемелина И.В., Барабаш Н.В., Савиных Я.В.* Модель тектоно-метаморфической эволюции Сангилена (ЮВ Тува, Центральная Азия) как отражение раннекаледонского аккреционно-коллизиионного тектогенеза // Доклады Академии наук. 2005. т. 405. № 1. С. 82-88.
6. *Воронцов А.А., Перфилова О.Ю., Крук Н.Н.* Геодинамическое положение, строение и состав непрерывных трахибазальт-трахиандезит-риолитовых серий северной части Алтае-Саянской области: роль коромантийного взаимодействия в континентальном магнообразовании // Геология и геофизика, 2018, т. 59 (12), с. 2055-2078.
7. *Гибшер А.А. Мальковец В.Г., Травин А.В., Белоусова Е.А., Шарыгин В.В., Конц З.* Возраст камптонитовых даек Агардагского щелочно-азальтоидного комплекса Западного Сангилена на основании Ag/Ag и U/Pb датирования // Геология и геофизика, 2012, т.53 (8), с. 998-1013.
8. *Гордиенко И.В.* Вулканизм различных геодинамических обстановок Центрально-Азиатского складчатого пояса // Литосфера, 2004, № 3, с. 4—16.
9. *Гордиенко И.В.* Геодинамическая эволюция поздних байкалид и палеозоид складчатого обрамления юга Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2006, т.47 (1), с. 53-70.
10. *Гордиенко И.В., Метелкин Д.В.* Эволюция субдукционного магматизма на неопротерозойской и венд-раннепалеозойской активных окраинах палеоазиатского океана // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (1), с. 91-108.
11. *Государственная геологическая карта Российской Федерации.* М-б 1: 200 000. Серия Западно-Саянская. Лист М-46-Х. М., 1961.
12. *Государственная геологическая карта Российской Федерации.* М-б 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Алтае-Саянская. Лист М-46; Кызыл. Объяснительная записка. СПб., ВСЕГЕИ, 2008.
13. *Добрецов Н.Л.* Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе (Палеоазиатский океан) // Геология и геофизика, 2003, т.44 (1-2), с 5-27.

14. Журавлев А.З., Журавлев Д.З., Костицын Ю.А., Чернышов И.В. Определение самарийнеодимового отношения для целей геохронологии // Геохимия, 1987, № 8, с. 1115-1129.
15. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М., Недра, 1990, кн. 1, 328 с.; кн. 2, 334 с
16. Коваленко В. И., Антипин В. С., Рябчиков И. Д. Вариации коэффициента распределения рубидия в магматических породах // Геохимия, 1981, № 7, с. 1017–1029.
17. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Козаков и др. Sm-Nd-изотопные провинции земной коры Центральной Азии // Докл. РАН. 1996. Т. 348. № 2. с. 220-222
18. Крук Н.Н., Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Руднев С.Н., Гибшер А.С., Советов Ю.К., Сергеев С.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Левченко О.А., Махлаев Е.Н., Дербан А.Г. «Девонотипный» магматизм Восточного Саяна (по данным U-Pb изотопных исследований) // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Томск, Изд-во ТПИ, 2002, т.1, с. 189-193.
19. Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М., ПРОБЕЛ-2000, 2004, 192 с.
20. Малеев Е.Ф. Вулканыты. Справочник. М.: Недра, 1980.
21. Монгуш А.А., Сугоракова А.М. Бренский гранитоидный комплекс и «сайлыгская» вулканогенная толща – позднеордовикская вулканоплутоническая ассоциация Восточной Тувы // Граниты и эволюция Земли: геодинамическая позиция, петрогенезис и рудоносность гранитоидных батолитов: Материалы I Междунар. конф. Улан-Удэ, 2008. С. 254–256.
22. Монгуш А.А., Лебедев В.И., Ковач В.П. и др. Тектономагматическая эволюция структурно-вещественных комплексов Таннуольской зоны Тувы в позднем венде - раннем кембрии // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 5. С. 649-665
23. Перфилова О.Ю., Михайленко В.В., Коптев И.И., Сидорас С.Д. Кошкулакский эталон ордовикской вулканоплутонической ассоциации (Кузнецкий Алатау). Красноярск, КНИИГИМС, 1999, 159 с
24. Рублев А.Г. Шергина Ю.П. Ордовикский магматизм Восточного Саяна, Минусы и Кузнецкого Алатау // Геология и полезные ископаемые Красноярского края и Республики Хакасия. Красноярск, ФГУП Красноярскгеолсъемка, 1996, вып. 3, с.58-63
25. Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Пономарчук В.А. и др. Кахемский полихронный батолит (Восточная Тува): состав, возраст, источники и геодинамическая позиция // Литосфера, 2006, № 2, с. 3-33
26. Руднев С.Н. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии. Отв. ред. Г.В. Поляков. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2013, 300 с
27. Фор Г. Основы изотопной геологии. Пер. с англ. М., Мир, 1989, 589 с
28. Черных А.И., Ветров Е.В., Пихутин Е.А. Геологическое строение и металлогения западной части Восточно-Таннуольского рудного района (Республика Тыва) – на основе новых геохимических и изотопно-геохронологических данных // Отечественная геология. 2017. №2. С. 4-21
29. Школьник С.И., Иванов А.С., Резницкий Л.З., Летникова Е.Ф., Хаю Хё, Хиоланг Ю., Юджин Ли, Вишневская И.А., Бараш И.Г. Среднеордовикские эффузивы Хамсаринского террейна (Тува) как индикаторный комплекс // Геология и геофизика, 2017, т. 58 (9), с. 1298-1313.
30. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника. 2000. № 5. с. 3–29.
31. Bachmann, O., Bergantz, G.W.. The magma reservoirs that feed supereruptions. Element 4, 2008, p. 14–21.

32. *Black, L.P., Kamo, S.L., Allen, C.M., Aleinikoff, J.N., Davis, D.W., Korsch, R.J., Foudoulis, C.* TEMORA 1: a new zircon standard for U-Pb geochronology. 2003. *Chemical Geology*, 200, p. 155-170
33. Cheng Y, Spandler C, Chang Z, Clarke G. Volcanic–plutonic connections and metal fertility of highly evolved magma systems: A case study from the Herberton Sn–W–Mo Mineral Field, Queensland, Australia // *Earth and Planetary Science Letters*, 2018, v.486, p.84–93
34. *Collins W.J., Beams S.D., White A.J.R., Chappell B.W.* Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia // *Contr. Miner. Petrol.*, 1982, v. 80, p. 1—2
35. *Condie K.C.* Mantle plumes and their record in Earth history. Cambridge University Press, Oxford, UK, 2001, 305 p.
36. *De Paolo D. J., Linn A. M., Schubert G.* The continental crust age distribution: methods of determining mantle separation ages from Sm-Nd isotopic data and application to the southwestern United States # *J. Geophys. Res.* 1991. Vol. 96. N B2. P. 2071—2088.
37. *Frost C.D., Frost B.R.* On ferroan (A-type) granitoids: their compositional variability and modes of origin // *J. Petrology*, 2011, v. 52, p. 39—53.
38. *Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D.* A geochemical classification for granitic rocks // *J. Petrol.*, 2001, v. 42, p. 1771-1802
39. *Haapala, I., Rämö, O. T.* Petrogenesis of the Proterozoic rapakivi granites of Finland. In: Stein, H. J. & Hannah, J. L.(eds) *Ore-bearing granite systems; petrogenesis and mineralizing processes.* Geological Society of America, Special Papers 246, 1990, p. 275-286.
40. *Harris N.B.W., Pearse J.A., Tindle A.G.* Geochemical characteristics of collision-zone magmatism / *Cowards M.P., Ries A.C. (Eds.). Collisions tectonics.* Geological Society. London, Special Publication. 1986. V. 19. p. 67-81
41. *Kuzmin M.I., Yarmolyuk V.V., Kravchinsky V.A.* Phanerozoic hot spot traces and paleogeographic reconstructions of the Siberian continent based on interaction with the African large low shear velocity province // *Earth Science Rev.*, 2010, v. 102, № 1—2, p. 29—59.
42. *Le Maitre R.W.* A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Oxford: Blackwell, 1989. 193 p.
43. *Liew T.C., Hofmann A.W.* Precambrian crustal components, plutonic associations, plate environment of the Hercynian Fold Belt of Central Europe: Indications from a Nd and Sr isotopic study // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1988. V. 98. p. 129-138.
44. *Ludwig, K.R.* User's Manual for Isoplot/Ex, Version 3.00, A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication, Berkeley, USA, 2003.
45. *Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G.* Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *J. Petrol.* 1984. V. 25. p. 956-983.
46. *Rudnick R. L., Gao S.* Composition of the continental crust. In: *Rudnick R. L., Holland H. D., Turekian K. K. (eds) Treatise on geochemistry, vol 3. the crust,* Elsevier, 2003, p. 1–64
47. *Sun S.-s., McDonough W. F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Geological Society. London, Special Publications.* 1989. V. 42. Pp. 313-345.
48. *Taylor S.R., McLennan S.M.* The continental crust: Its composition and evolution: An examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks. Blackwell Scientific, Oxford, 1985, 312 p.
49. *Vetrov E.V., De Grave J., Vetrova N.I., Zhimulev F.I., Nachtergaele S., Van Ranst G., Mikhailova P.I.* Tectonic history of the South Tannuol Fault Zone (Tuva Region of the Northern Central Asian Orogenic Belt, Russia): Constraints from multi-method geochronology // *Minerals.* 2020. 10, 56; doi:10.3390/min10010056
50. *Williams. I.S.* U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe. In: *McKibben, M.A., Shanks III, W.C. and Ridley, W.I. (eds), Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes,* *Reviews in Economic Geology*, 1998, 7 , 1-35.

51. *Winchester J.A., Floyd P.A.* Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements // *Chem. Geol.* 1977, v. 20, h. 325—343.

Подписи к рисункам

Рис. 1. Структурно-геологическое положение деспенских вулканитов.

Условные обозначения: 1 – кайнозойские осадки, 2 – позднеордовикские валунные конгломераты адырташской свиты, 3 – арголикские гранитоиды, 4 – деспенская толща (объект исследований в данной работе), 5 – средне-позднекембрийские таннуольские гранитоиды, 6 – раннекембрийские образования серлигской и ирбитейской свит, 7 – проявление самородной меди Соок-Саирской группы проявлений, 8 – разломные нарушения, 9 – линия разреза.

На врезке сверху: Схема тектонического строения Восточной Тувы, составленная по материалам А.Б. Кузьмичева [Кузьмичев, 2004] и А.А. Монгуша с соавторами [Монгуш и др., 2011]. 1 – Тувино-Монгольский массив, 2 – Таннуольский террейн (рассматриваемый в данной работе), 3 – Агардагский массив, 4 – границы террейнов, 5 – положение разреза. Террейны: *СХ* – Систигхемский, *Хм* – Хамсаринский, *ВТ* – Восточно-Тувинский, *КХ* – Каахемский, *ТО* – Таннуольский. *ЦТ* – Центрально-Тувинская наложенная герцинская структура.

На врезке снизу: Положение разреза (звездочка) на схеме административно-территориального деления.

Рис. 2. Строение разреза вулканогенных отложений р. Деспен: а – стратиграфическая колонка, б-е – фотографии естественных обнажений (б – инъекции арголикских гранитоидов в дацитовых туфах, в – туфогравелиты с угловатыми обломками гранитоидов и более окатанными обломками базальтоидов с медной зеленью, г – туфоконгломераты с галькой андезитов и риолитов, д – риолиты с директивной структурой, е – базальные конгломераты (конглобрекции)).

Условные обозначения: 1 – конглобрекции, 2 – риолиты и плагиориолиты, 3 – риодациты, 4 – дациты, 5 – кластолавы и туфолавы дацитов, 6 – андезиты, 7 – базальты, 8 – туфоконгломераты, 9 – туфогравелиты, 10 – арголикские гранитоиды.

Рис. 3. Фотографии шлифов деспенских вулканитов при скрещенных николях. а – «ленточный» риолит (шлиф 17001-5), б – туфогравелит из слоя 6 (шлиф 17002), в – андезит (шлиф 17002-3), г – туфолава дацита (шлиф 17002-1).

Pl – плагиоклаз, *Fsp* – КППШ, *Qz* – кварц, *Hbl* – роговая обманка, *Bt* – биотит, *Srx* – клинопироксен

Рис. 4. Классификационные диаграммы $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{SiO}_2$ [Le Maitre, 1989] (а) и $\text{Zr}/\text{TiO}_2 - \text{Nb}/\text{Y}$ [Winchester, Floud, 1977] (б) для вулканитов деспенской толщи (сокращения: ТРД — трахириодациты, ТР — трахириолиты). Серыми полями (здесь и далее) показан состав арголикских гранитоидов по [Ветров и др., 2019]

Рис. 5. Классификационные диаграммы Фроста [Frost et al, 2001] (а – индекс «MALI», б – железистость, в – индекс «ASI») и диаграмма $\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ (г) для вулканитов деспенской толщи.

Рис. 6. Бинарные диаграммы для кислых вулканитов деспенской толщи.

Рис. 7. Спайдердиаграммы редкоземельных элементов и мультиэлементные спайдердиаграммы деспенских вулканитов. Средний состав верхней коры приведен по [Rudnick, Gao, 2003]. Нормирование по [Sun, McDonough, 1989].

Рис.8. Корреляция значения европиевой аномалии (Eu/Eu^*) и содержания Sr в кислых вулканитах деспенской толщи.

Рис. 9. Дискриминационные диаграммы Дж. Пирса [Pearse et al., 1984] (а – Nb/Y , б – $Rb/(Y+Nb)$) и тройная диаграмма Н. Харриса ($Rb/30-Hf-Ta*3$) [Harris., 1986] для вулканитов деспенской толщи и арголикских гранитоидов.

Рис. 10. а – Диаграмма $K/Rb-Rb$ по [Коваленко и др., 1981]; б – диаграмма $(Th/Yb)_{pm}-(Nb/Yb)_{pm}$ для вулканитов деспенской толщи и арголикских гранитоидов. Нормировано по примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989]. UCC — верхняя континентальная кора, LCC – нижняя континентальная кора [Taylor, McLennan, 1985]; обогащенная мантия (EMI, EMII) и HIMU (высокое значение $\mu = {}^{238}U/{}^{204}U$) [Condie, 2001].

Рис. 11. Результаты изотопного U/Pb датирования цирконов из деспенских вулканитов и лейкогранитов Кызылдагского массива по [Ветров и др., 2019; Vetrov et al., 2020].

Рис. 12. Диаграмма ϵNd – возраст для деспенских вулканитов (черные треугольники, новые данные) и арголикских гранитоидов (серые круги, по [Ветров и др., 2019]). Серым цветом показано поле эволюции изотопного состава Nd магматических пород Таннуольского террейна по [Монгуш и др., 2011].

Таблица 1 Содержания петрогенных (мас.%), редкоземельных элементов (г/т) и микроэлементов (г/т) в деспенских вулканитах

Компонент	17002-3	17003	17002-1	17002-2	17002-4	17001-3	17001-4	2251-1	17002-6	17001-5	17002-5	17001-2
SiO ₂	57,8	64,3	64,9	70,1	70,2	72,6	73,2	73,2	74,7	74,9	75,3	75,8
TiO ₂	0,86	0,56	0,50	0,38	0,34	0,34	0,29	13,1	0,23	0,18	0,22	0,29
Al ₂ O ₃	17,2	16,1	15,8	14,7	14,7	16,2	14,0	0,23	14,3	12,6	13,6	14,2
Fe ₂ O ₃ общ.	7,9	5,4	4,9	2,9	3,1	1,9	1,8	2,0	1,5	2,1	1,3	1,4
MnO	0,22	0,16	0,10	0,08	0,08	0,02	0,06	0,04	0,02	0,04	0,02	0,01
MgO	3,0	2,1	2,2	0,9	0,9	0,3	0,1	0,4	0,2	0,2	0,2	0,2
CaO	5,3	3,7	3,5	1,9	2,6	0,2	1,0	0,9	0,7	0,6	1,1	0,2
Na ₂ O	4,6	4,3	4,2	4,2	4,2	3,2	5,2	4,1	4,4	3,9	4,1	4,1
K ₂ O	1,8	2,5	3,0	3,5	3,2	4,2	3,3	4,1	3,5	4,4	3,9	2,5
P ₂ O ₅	0,21	0,12	0,12	0,08	0,07	0,04	0,05	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
ППП	1,89	1,17	1,18	1,54	1,44	1,75	1,07	0,6	0,85	0,28	1,22	1,93
Сумма	100,8	100,4	100,4	100,4	100,8	100,8	100,0	98,7	100,5	99,4	100,8	100,7
Rb	28	44	59	61	51	85	66	95	80	80	70	50
Sr	423	376	359	223	254	85	98	111	96	150	90	126
Y	27	21	20	19,9	20	33	33	17,9	19,9	34	18,3	24
Zr	144	195	178	203	198	325	285	140	169	272	164	311
Nb	3,6	4,4	4,7	5,2	5,2	8,1	7,4	5,2	6,2	7,4	6,3	7,5
Cs	0,26	0,64	0,60	0,60	0,37	1,35	0,90	1,33	0,97	0,71	0,49	1,01
Ba	568	648	647	758	732	797	596	771	725	1042	671	399
La	15,3	19,7	21	23	23	22	28	23,7	27	29	26	17,3
Ce	34	41	43	44	47	56	60	50	51	61	48	24
Pr	4,3	5,0	5,0	5,0	5,2	6,0	7,2	5,5	5,7	7,2	5,3	2,5
Nd	19,5	19,5	19,4	17,8	18,7	22	27	21	19,9	28	18,9	9,4
Sm	4,3	3,9	3,6	3,4	3,5	4,6	5,0	3,89	3,3	5,6	3,4	1,96
Eu	1,12	0,88	0,85	0,68	0,68	0,61	0,89	0,63	0,56	0,70	0,43	0,34
Gd	4,6	3,7	3,5	2,9	3,0	4,1	4,8	3,1	3,0	5,2	2,7	2,1
Tb	0,69	0,58	0,52	0,47	0,49	0,70	0,71	0,47	0,44	0,82	0,41	0,41
Dy	4,3	3,2	3,2	2,8	2,9	4,5	4,7	3,07	2,7	5,0	2,6	3,1
Ho	0,90	0,69	0,69	0,63	0,63	1,00	1,02	0,65	0,60	1,14	0,56	0,75
Er	2,7	1,98	1,92	1,95	1,92	3,2	3,1	1,92	1,80	3,2	1,80	2,5
Tm	0,39	0,31	0,30	0,30	0,31	0,53	0,50	0,3	0,31	0,50	0,30	0,42
Yb	2,6	2,0	1,95	1,97	2,0	3,5	3,2	2,17	2,0	3,3	1,95	2,8
Lu	0,40	0,30	0,30	0,30	0,30	0,52	0,49	0,38	0,30	0,52	0,30	0,43
Hf	3,4	4,6	4,2	4,9	4,8	7,4	6,9	4,3	4,4	7,0	4,4	7,0
Ta	0,20	0,29	0,26	0,34	0,34	0,49	0,46	0,43	0,40	0,43	0,37	0,43
Th	3,5	5,9	7,2	8,2	8,5	10,2	9,7	9,6	10,7	10,3	10,1	8,9
U	1,19	1,89	2,4	2,4	2,6	3,1	3,2	3,17	2,4	3,1	3,0	2,4

17002-3 – андезит, 17003 – лавобрекчия дацитовая, 17002-1, 17002-2 – туфолава дацита, 17002-4, 17001-3, 2251-1 – риодацит, 17002-6, 17002-5, 17001-2, 17001-4, 17001-5 – риолиты

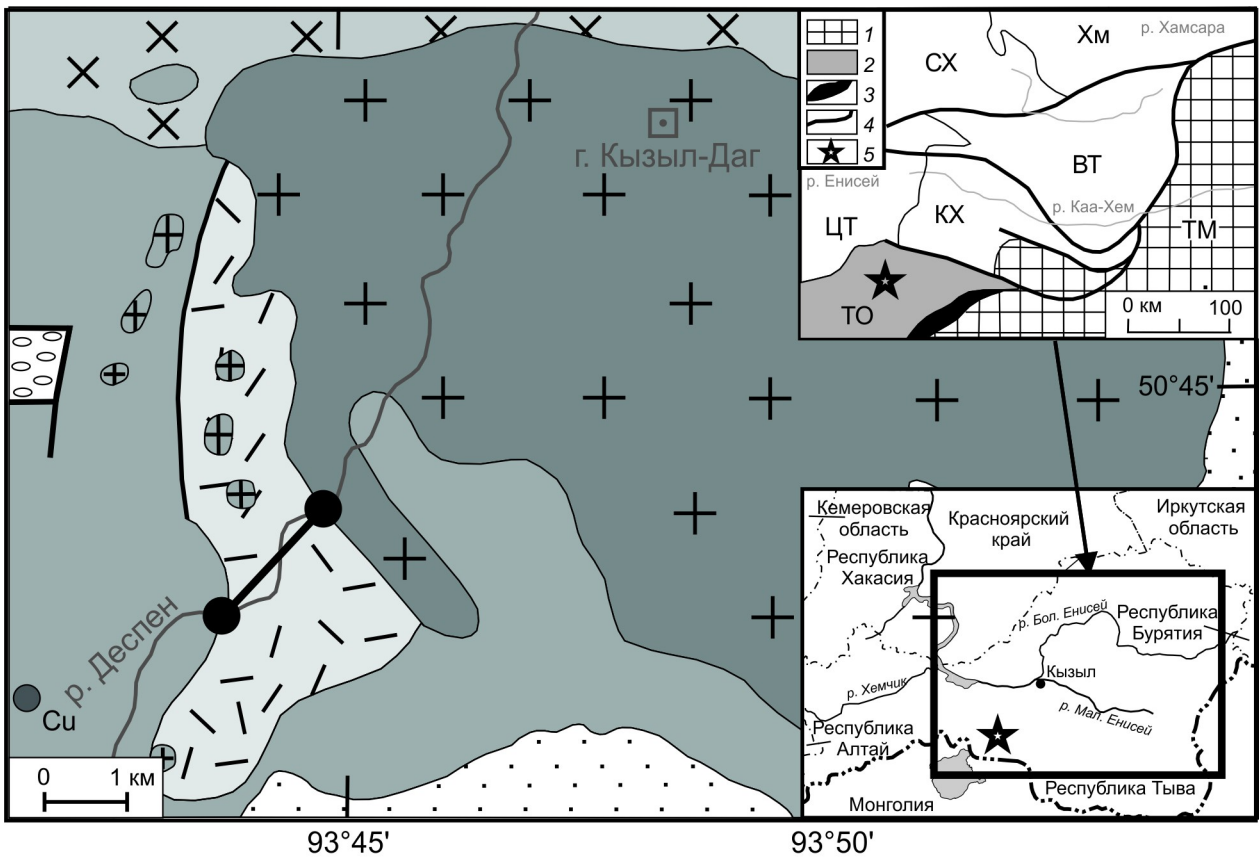
Редкоэлементный состав образцов проанализирован в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН с помощью масс-спектрометра с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) Finnigan Element. Петрохимический состав определен в Испытательной лаборатории АО «СНИИГГиМС» с использованием рентгенофлуоресцентного спектрометра ARL Optim'X по методике НСАМ №439-РС, основанной на измерении интенсивности рентгеновской флуоресценции исследуемых элементов и их сравнении с интенсивностями стандартных образцов.

Таблица 2

Sm/Nd изотопные данные для кислых вулканогенных пород деспенской толщи

проба	Sm, г/г	Nd, г/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	T(DM ₁), млрд лет	T(DM ₂), млрд лет	Возраст, млрд лет
17001-2	2,05	9,06	0,13676	0,512619	+3,1	0,97	0,94	0,45
17001-3	4,85	23,43	0,12505	0,512702	+5,4	0,70	0,72	0,45
17002-4	3,80	19,65	0,11690	0,512674	+5,3	0,68	0,73	0,45
17002-5	4,11	23,66	0,10506	0,512656	+5,6	0,63	0,69	0,45
17002-6	4,61	25,41	0,10976	0,512606	+4,4	0,74	0,82	0,45
2251-1	3,67	20,5	0,10820	0,512613	+4,6	0,72	0,80	0,45

Примечания: значения с литерой t – первичные, пересчитанные на возраст, указанный в последнем столбце. Погрешность измерений составляет 0,002% для $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и 0,005% для $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$



- | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|----|---|---|
| | | | | | | | | |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | Cu | 8 | 9 |

Отдел	№ слоя	Мощность, м	№ образца	Колонка	а
СРЕДНЕ-ПОЗДНЕОРДОВИКСКИЙ	14	не менее 70	17003		второй эпизод активного вулканизма
	13	50	17002-6		
	12	130	2251-1		
	11	50	17002-5		
	10	110	17002-4		
	9	80	17002-3		
	8	75	17002-2 17002-1		
	7	400			
	6	135			
	5	80	17001-5		
4	120	17001-4			
3	80	17001-3			
2	55	17001-2			
Є ₁	1	135			
		не менее 100			



-

