МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ НАЦИОНАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ТОМСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ ПРАВИТЕЛЬСТВО РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ РОССИЙСКИЙ ФОНД ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ



^{Национальный} исследовательский Гомский государственный университет



Петрология магматических и метаморфических комплексов

Выпуск 9

Материалы IX Всероссийской конференции с международным участием

28 ноября – 2 декабря 2017 года

Томск 2017

ГЕОЛОГИЯ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ БАЗАЛЬТ-ТРАХИТОВОЙ СЕРИИ РАННЕГО ДЕВОНА САРАЛИНСКОГО ГРАБЕНА (ХАКАСИЯ)

Гринёв О.М., Гринёв Р.О., Богородов А.А., Адылбаев Р.Р.

Национальный исследовательский Томский государственный университет, г. Томск tomskgrom@yandex.ru, judestone@yandex.ru, ruslan_ggf@mail.ru, tomaleks@list.ru

В статье уточняется структурно-тектоническая позиция Саралинского грабена. Определяется, что он, наряду с расположенным к югу Балыксинским грабеном и расположенным к северу Горячегорским вулканическим плато, являются связующими структурными звеньями между Кузнецко-Алатауской щелочной провинции со смежным Минусинским прогибом. В раннем девоне щелочная провинция формировалась как сводово-глыбовая структура («плечо» рифта), а Минусинский прогиб как депрессия с доминирующим в нем вулканизмом. Границей между этими положительной и отрицательной структурами являлся глубинный Балыксинско-Саралинский разлом.

В стратиграфическом разрезе грабена выделяется нижняя молассоидная часть (устькундустуюльская толща), средняя трахибазальтоидная толща (базырская) и верхняя проблематичная ашпанская толща, в составе которой помимо анальцимовых базальтов рассматриваются крупная экструзивно-субвулканическая куполовидная постройка трахитов.

По петрографическому и вещественному составу вулканиты грабена представлены доминирующей базальт-трахитовой сериями в составе базаниты, трахибазальты, трахиандезиты, трахиты. Ограниченно представлены породы серии базальт-андезибазальт-андезит. Редко встречаются фоидиты.

Геохимические данные свидетельствуют о генетическом родстве вулканитов изучаемой серии. Геохимически они явно специализированы на Sc, Ti, Zn, Zr, Th, U, Mn и P. По содержаниям некоторых их этих элементов породы, возможно, обладают промышленным потенциалом.

В геодинамическом и генетическом планах грабен и его вулканиты формировались в ходе плюм-тектонических процессов с участием мантийного плюмажа, обогащенной мантии и процессов рециклинга этих образований веществом консолидированной PR-PZ1 коры.

GEOLOGY AND MATERIAL COMPOSITION OF THE BASALT-TRACHITE SERIES OF THE EARLY DEVONIAN SARALIN GRABEN (KHAKASSIA)

Grinev O.M., Grinev R.O., Bogorodov A.A., Adylbaev R.R.

National Research Tomsk State University, Tomsk tomskgrom@yandex.ru, judestone@yandex.ru, ruslan_ggf@mail.ru, tomaleks@list.ru

The article clarifies the structural-tectonic position of the Saralin graben. It is determined that, along with the Balyksinsky graben located to the south and the Goryachegorsky volcanic plateau to the north, they are the connecting structural links between the Kuznetsk-Alatau alkaline province and the adjacent Minusinsk trough. In the early Devonian, the alkaline province was formed as a vaulted-block structure (the "shoulder" of the rift), and the Minusinsk deflection as a depression with the dominant volcanism in it. The boundary between these positive and negative structures was the deep Balyksinsko-Saralinsky fault.

In the stratigraphic section of the graben, the lower molassoid part (Ustkundustylskaya stratum), the middle trachybasaltoid stratum (Bazarskay) and the upper problematic Ashpanian stratum are distinguished. In addition to analcime basalts, a large extrusive-subvolcanic dome-shaped construction of trachytes is considered.

By petrographic and material composition, volcanites of graben are represented by the dominant basalt-trachyte series in the composition of basanites, trachybasalts, trachyandesites, trachytes. The rocks of the basalt-andesibasalt-andesite series are limited. Foidites are rare.

Geochemical data indicate the genetic relationship of the volcanics of the studied series. Geochemically, they are clearly specialized in Sc, Ti, Zn, Zr, Th, U, Mn and P. According to the content of some of these elements, the rocks may have an industrial potential.

In geodynamic and genetic plans, graben and its volcanics were formed during plume-tectonic processes involving mantle plume, enriched mantle, and recycling processes of these formations with the substance of the consolidated PR-PZ1 cortex.

Введение

Изучение Саралинского грабена представляется актуальным по ряду причин: 1) Этот грабен, наряду с другими грабенами северо-восточной части Кузнецкого Алатау (Растайским и Талановским), является самым крупным и находится с ними в едином структурном парагенезисе (рис. 1); 2) Вместе с расположенным севернее Горячегорским вулканическим плато, Саралинский грабен является связующим структурным звеном между составными частями широко известной Кузнецко-Алатауской вулкано-плутонической щелочной провинции, представленной вулканогенно-терригенными толщами раннедевонских молассоидов перечисленных грабенов и плато, совокупностью щёлочно-габброидных плутонов, а так же связанных с ними и автономных протяженных роёв и поясов даек щелочных пород (Гринёв, 1990); 3) Саралинский грабен и Горячегорское вулканическое плато являются составными структурами Северо-Минусинской впадины и тем самым прямо свидетельствуют о пространственно-временной и структурной связи магматитов и структур Кузнецко-Алатауской провинции с Минусинским прогибом, который в свою очередь является самой крупной структурой осевой депрессионной зоны Тувинско-Минусинско-Западно-Сибирской рифтогенно-континентальной системы (Гринёв, 2007, 2); 4) Вместе с Балыксинским, Саралинский грабен трассирует Балыксинско-Саралинский глубинный разлом, являющийся субмеридиональным ответвлением от Кузнецко-Алатаусского трансрегионального линеамента, простирающегося в осевой зоне Кузнецкого Алатау. Эта ветвь разлома рассекает выступы байкалид (R₂, V), салаирид, а также содержит линзовидные фрагменты офиолитов. 5) Вулканиты грабена представлены базальт-трахитовой серией пород, считающийся одним из индикаторов структур континентальных рифов. В северной части грабена присутствует крупное экструзивно-субвулканическое тело трахитов, тогда как в других грабенах района трахиты присутствуют главным образом в виде даек; 6) Саралинский грабен является частью одноименного рудного района, в котором расположены крупные месторождения коренного (золото-сульфидно-кварцевого типа и типа Карлин) и россыпного золота, медно-молибденовых руд, перспективные рудопроявления других полезных ископаемых. Ряд месторождений и рудопроявлений расположены в непосредственной близости или даже в прибортовых частях грабена.

Специализированному петро-геохимическому изучению вулканиты грабена, а также другие вулкано-тектонические структуры Кузнецко-Алатаускоой провинции не подвергались, в отличие от пород щёлочно-габброидных плутонов, которые планомерно изучаются – О.М. Гринёвым, И.Ф. Гертнером, В.В. Врублевским и другими сотрудниками геолого-географического факультета ТГУ (Покровский и др., 1991; 1998; Врублевский и др., 2013, 2014, 2016).

В настоящем сообщении авторы приводят краткую геологическую характеристику Саралинского грабена и первые результаты геохимического изучения его магматитов. Более подробную информацию по геологии грабенов можно посмотреть в работах (Мустафин и др., 1966; Крюков и др., 1969; Турченко, 1975; Гринёв, 1994).

Краткая характеристика геологии Саралинского грабена

Структурно-тектоническая позиция. Тектоническое положение Саралинского грабена и его прямого аналога Балыксинского грабена, определяется их приуроченности к зоне глубинного Балыксинско-Саралинского разлома, имеющего сложное строение в виде «расслоения» на расходящиеся и сходящиеся ветви, и осложняющие их нарушения. В структурном плане зона этого разлома является западной границей Минусинского межгорного прогиба. По этому разлому от осевой зоны Кузнецкого Алатау отсекается Батенёвский кряж, который вместе с Белыкским выступом делит на две половины Минусинский прогиб – Северную и Южную. При этом Саралинский грабен своей южной частью структурно сочленяется с юго-западной оконечностью Северо-Минусинской впадины, а Балыксинский с такой же оконечностью Южно-Минусинской впадины, подчеркивая тем самым их единство с Минусинским прогибом.

В плане Саралинский грабен имеет линейно вытянутую линзообразную форму. Его южная, наиболее протяжённая, часть постепенно сужается до полного выклинивания. В районе верхнего течения р. Чёрный Июс грабен испытывает коленообразный перегиб. Северная и средняя части грабена наиболее расширены, но в северной части он тоже быстро выклинивается и срезается диагональным северо-восточным разломом. Далее к северу, по простиранию грабена, расположены небольшие останцы базальтовых покровов, трансгрессивно перекрывающие складчатые толщи додевонского цоколя. Их наличие говорит о том, что северная оконечность грабена в изначальном виде имела больше продолжение, но в значительной части была уничтожена эрозией.

Почти по всему протяжению восточного и западного бортов грабен ограничен ветвями Балыксинско-Саралинского разлома и только в северо-восточной части толщи грабена частично выходят за пределы зоны прибортового разлома, трансгрессивно залегая на породах до девонского цоколя. На всём протяжении контакты грабена с породами додевонского цоколя сорваны тектоникой и проработаны долинами рек. Особенно это характерно для его восточного борта. Примечательно, что долины рек в южной части грабена имеют троговый характер, свидетельствующий о проявлении ледниковой деятельности. В северной части грабен расчленён поперечными и диагональными разломами на несколько незначительно перемещённых блоков. Судя по совокупности признаков, эти поперечные нарушения отчленяют от основного тела грабена тектонический блок, в котором расположено крупное экструзивно-субвулканическое тело трахитов.

Размеры грабена по простиранию составляют около 123 км, при ширине в северной части до 13 км. В рельефе грабен выражен в виде средневысокой горной гряды, высотой около 600 – 900 м, с наличием привершинных хребтов высотой 900 – 1200 м до 1302,2 м (хребет горы Лысой и др.). Абсолютные превышения высот хребтов от урезов рек в средней и северной частях грабена изменяются от 300 – 400 м на юге до 630 м на севере.

Основные черты стратиграфии

Строение стратифицированных отложений грабена довольно простое и выдержанное на всем его простирании. В целом толщи грабена относятся к пестроцветной-красноцветной вулканогенно-терригенной молассе. Низы разреза представлены базальной толщей конгломератов, гравелитов, песчаников и прослоями алевролитов, средняя часть разреза представлена доминирующими базальтами с резкими маломощными прослоями туфов, туфогравелитов и туфопесчаников, редко конгломератов. Венчается разрез грабена крупным телом экструзивно-субвулканических трахитов (рис. 2).

Следует отметить, что до расчленения эффузивов Горячегорского вулканического плато на три последовательно формирующиеся толщи: базырскую, берешскую и ашпанскую (В.Н. Марков и др., 1983), расчленение разрезов грабенов северо-восточной части Кузнецкого Алатау было проблематичным. Отсутствовал необходимый стратотип, сравнивая с которым это расчленение можно было проверить. Быскарская серия Минусинского прогиба не подходила для этой цели по причине весьма изменчивого состава в разных частях прогиба, в которых насчитывается от 2-3 до 5 вулканогенных толщ.

Принимая непосредственное участие в геолого-съёмочных работах по геологическому доизучению Горячегорской площади в масштабе 1:50000 один из авторов данной статьи предпринял попытку сравнения толщ вулканитов грабенов с базырской свитой (Гринёв, 1994). Ю.А.Беспалов и др. (1990) в ходе геологической съемки сравнивал разрез грабена со стратотипом быскарской нижнего девона. Позднее А.Н.Уваров (2010), основываясь на результатах работ предшествующих геологических съёмок и тематических исследований (А.А. Ярмак и др., 1967; 1970; В.П.Болтухин, Г.П. Турченко, Г.С. Егоров, 1972; Марков и др., 1983; Ю.С. Беспалов и др., 1990), предлагает разделить сводный разрез Саралинского грабена на следующие таксоны: устькундустуюльскую (красногоркую); нерасчленённые базырско-берешскую; и ашпанскую толщи раннего девона. По нашему мнению, выделение не базырской, а нерасчлененной базырско-берешской толщи проблематично.

По этой причине в данной статье мы будем придерживаться схемы, в которой базальная толща пестроцветно-красноцветных молассоидов выделяется в ультькундустуюльскую толщу; перекрывающая её существенно базальтовая толщи, рассматривается как аналог базырской свиты, и верхняя часть разреза Саралинского грабена, представленная анальцимовыми базальтами (плагиотрахибазальтами и экструзивными трахитами, согласно предшественникам) и трахитами, либо завершает разрез базырской толщи, либо может быть отнесена к ашпанской свите. Аналогов щелочной берешской толщи с характерными для неё лавами нефелиноносных вулканитов, в разрезе грабена нет.

Разрез базальной терригенно-осадочной толщи даётся по данным (Ю.В. Беспалов и др., 1990).

Базальная толща выделена в устькундустуюльскую свиту (аналог красногорской свиты) раннего девона. На всю мощность свита эрозией не вскрыта. В средней части грабена у западного его борта отложения свиты, представлены серыми, зеленовато-серыми, лилово- и вишнево-серыми, кирпично-красными конгломератами, песчаниками, алевролитами с редкими линзовидными прослоями известняков.

Свита имеет мощность 200 – 370 м, погружается на восток-северо-восток под углами 5-20° под толщу существенно базальтового состава. В верхней части разреза предшественниками отмечен постепенный переход к вулканогенным накоплениям грабена. Переход выражен в виде переслаивания терригенно-осадочных слоев с отдельными потоками и горизонтами базальтов и их туфов, которые выше по разрезу полностью вытесняют осадки.

В нижней части разреза породы устькундустуюльской свиты характеризуются серыми, зеленовато-серыми окрасками, сравнительно окатанным и отсортированным материалом. К верху разреза они сменяются вишневыми и бурыми тонами, содержат обломки синхронных вулканитов, заметно менее отсортированы и окатаны. Наиболее полный разрез свиты в Саралинском грабене представлен в левом борту р. Правая Сарала (восточный борт средней части грабена). Разрез имеет следующее строение и состав (снизу – вверх):

1. Конгломераты бурые мелко-среднегалечные с хорошо окатанными гальками рассланцованных раннепалеозойских базальтов, плагиориолитов, известняков, мраморов, иногда с остатками эпифитоновых водорослей и кварцитов 15 м

2. Песчаники серые крупнозернистые полимиктовые... 10 м

3. Песчаники серые, зеленовато-серые, мелко-среднезернистые полимиктовые с неопределенными углефицированными растительными остатками 30 м

4. Алевролиты зеленовато-серые грубоплитчатые с Psilophiton goldschmidtii Hall., Hostimella sp. (определение A.P. Ананьева, сборы А.М. Еханина; Турченко, 1975), часто углефицированными. В кровле отмечены тонкие и частые прослои песчаников, редкие и маломощные – известняков с неопределенными фрагментами водорослей 18 м

5. Переслаивание конгломератов крупногалечных серых с песчаниками, часто косослоистыми, и гравелитами. Гальки сложены кварцитами, известняками, реже песчаниками, редко плагиогранитами, рассланцованными базальтами и жильным кварцем. Цемент пород карбонатный содержит фрагменты раковин. Породы прорваны редкими силами и дайками субвулканических базальтов 132 м

6. Конгломераты крупногалечные до валунных, красноцветные, с маломощными прослоями и линзами красно-бурых и бурых песчаников, линзами песчанистых известняков с неопределёнными остатками водорослей. Гальки представлены лилово-серыми и вишнёвыми базальтами девонского облика (преобладают), известняками и доломитами, кварцитами, алевролитами и песчаниками, гранитами мелкозернистыми, со следами рассланцовки 100 м

Суммарная мощность разреза составляет 320 м. Толща обладает ярко выраженной слоистостью и определенной ритмичностью, выраженной в закономерном чередовании грубообломочных и мелкозернистых (песчано-алевритовых) слоёв и пачек пород.

Как можно видеть, в верхней части разреза толщи наблюдается явное погрубление терригенного материала и смена его окраски с серовато-пёстрой на красноцветную. Это говорит о смене лагунно-озёрно-аллювиальных условий на континентальные, с параллельным усилением тектонических движений.

Разрез вулканогенной толщи. Выше по разрезу свита перекрывается толщей существенно базальтового состава, отнесённой О.М. Гриневым (1994) к базырской свите, выделенной В.Н. Марковым и др. (1983) в Горячегорском вулканическом плато.

Разрез базырской толщи приводится по данным Г.П. Турченко (1975). Он составлен по р.р. Правая Сарала – Сарала и диагонально пересекает северную треть грабена в направлении на северо-восток к восточному борту грабена (снизу – вверх):

1. Песчаник с прослоями алевролитов и остатками флоры псилофитов (Пономарев, 1961 120 м

 Конгломераты с галькой до 30 см в диаметре, сложены вишневыми порфиритами, фельзитами, известняками и глинистыми сланцами (П.А. Пономарев, 1961 250 м

 Потоки порфировых и мелкопорфировых базальтов, базальтовых порфиритов...400 м

4. Мелкопорфировые базальты 50 м

5. Шесть потоков мелкопорфировых оливин-пироксеновых базальтовых порфиритов миндалекаменных. В верхних частях потоки переходят в туфобрекчии. Контакты между потоками неровные флюидально-волнистые. Азимут падения контактов варьирует в пределах: 5°, 260°, 147°,10°. Углы падения контактов составляют: 38°, 25°, 45° 160 м

6. Потоки афировых базальтов 690 м

7. Туфобрекчии основного состава 420 м

8. Афировые базальты 170 м

9. Туфобрекчии основного состава 20 м

10. Афировые базальты 450 м

11. Крупновкрапленные плагиобазальтовые порфириты 60 м

12. Туфоконгломераты 20 м

13. Крупнопорфировые базальтовые порфириты 35 м

14. Афировые базальты 110 м

15. Вулканомиктовые песчаники 15 м

16. Афировые базальты 50 м

17. Вулканомиктовые песчаники 10 м

18. Афировые базальты 30 м

19. Крупнопорфировые плагиобазальтовые порфириты 50 м

20. Крупнопорфировые плагиотрахибазальтовые порфириты 120 м

Суммарная мощность девонской осадочно-вулканогенной толщи этого разреза оценивается в 2830 м. Возраст толщи, по флоре, собранной Г.М. Еханиным, определен А.Р. Ананьевым как ранний девон (Philophyton goldschmidtii Halle, Taeniocrada cf. Decheniana Goepp., Hostimella sp., Spongiophyton sp.).

Судя по составу, строению и мощности терригенноосадочной толщи основания разреза, приводимого Г.П. Турченко, она должна быть отнесена к устькундустуюльской (красногорской) свите Кузнецкого Алатау. В таком случае мощность собственно вулканогенного разреза базырской толщи грабена уменьшается на 370 м (120 м мощности пачки алевролитов и песчаников и 250 м грубообломочные конгломераты) до 2460 м.

Начало всего этого разреза располагается в левом борту руч. Теплого в районе пос. Главстан и заканчивается в северо-восточном направлении у руч. Каменного, левого притока р. Сарала. Протяженность разреза на местности составляет около 7 км.

Важно отметить, что в северо-восточной оконечности разреза в пространстве между руч. Жунделев и Петровский предшественниками отрисована пологая мульдообразная депрессия (складка) с углами наклона крыльев около 15° – 20°. Эта мульдообразная структура выполнена крупнопорфировыми плагиотрахибазальтами с мощностью их в ядерной части складки около 170 – 200 м, что увеличивает мощность разреза вулканогенной толщи до 2630 – 2660 м. При ближайшем рассмотрении строения отмечаемой мульды в перспективе возможно выделение соответствующего ей палеовулканического аппарата и кальдеры_проседания.

В ходе последующих геолого-съемочных работ, описанный Г.П. Турченко разрез (В.П. Болтухин, Г.П. Турченко, Г.С. Егоров, 1972) был уточнен Ю.В. Беспаловым и др. (1990). В работе А.Н. Уварова (2010) он представлен в следующем составе. Основанием сводного разреза считается подошва первого нижнего потока эффузивов, залегающего на конгломератах устькундустуюльской свиты. Выше залегают (снизу–вверх):

 Покровы серых порфировых пироксен-плагиоклазовых и афировых темно-серых разновидностей базальтов. В основании покровов в лавах заключены обильные линзовидные и овальные ксенолиты («закатыши») вишнево-красных алевролитов 15 м

 Туфоконгломераты мелко-среднегалечные с линзами алевролитов и алевропесчаников 13 м

3. Умеренно щелочные оливиновые базальты миндалекаменные 24 м

 Туфоконгломераты красноцветные от крупно- до мелкогалечных 30 м

 Базальтовые потоки в верхней их части миндалекаменные и гематитизированные 20 м

6. Туфоконгломераты, приходящие в грубозернистые песчаники, с линзами туфов. 30 м

7. Трахиандезиты зеленовато-серые миндалекаменные 12 м

8. Базальты серые с долеритовой структурой 20 м

9. Базальты серые порфировые миндалекаменные 18 м

10. Переслаивающиеся потоки базальтов зеленовато-се-

рых, местами миндалекаменных, с лавобрекчиями и шлаковыми корками в кровле 90 м

11. Оливиновые базальты светло-серые, в кровле потока миндалекаменные 20 м

12. Переслаивающие потоки и покровы базальтов серых, зеленовато-серых, вишнево-серых, местами миндалекаменных 140 м

13. Лавобрекчии базальтов 5 м

14. Оливиновые базальты умеренно щелочные, серые 22 м

15. Песчаники красноцветные полимиктовые с грубой слоистостью 8 м

16. Базальты зеленовато-серые, пористые 20 м

17. Лавобрекчии базальтов 3 м

18. Андезиты порфировые роговообманковые 20 м

19. Базальты с долеритовой структурой серо-зеленые мелкозернистые 50 м

20. Базальты порфировые массивные серые 18 м

21. Лавобрекчии базальтов 2 м

22. Базальты флюидальные зеленовато-серые 12 м

23. Лавобрекчии базальтов 2 м

24. Умеренно щелочные базальты оливиновые, серые 13 м Выше залегают анальцимовые базальты, относимые

А.Н. Уваровым к ашпанской толще.

Суммарная мощность этого разреза составляет 577 м. Если сравнить его с мощностью разреза, приведенного в диссертации Г.П. Турченко (1975) и без учета толщи плагиотрахибазальтов (170 - 200 м), то станет очевидна весьма существенная разница в мощности этих разрезов 2460 и 577 м. Этот вопрос является весьма существенным и требует прояснения, дополнительными исследованиями. Однако следует заметить, что наиболее хорошо обнаженная часть толщи вулканитов располагается в левом борту р. Левая Сарала. Абсолютные высотные отметки уреза воды у реки здесь составляют 670 м, тогда как высота водораздельной части грабена в левом борту реки составляет 1000 - 1200 м. Как видим абсолютное превышение от уреза воды реки до вершинной водораздельной поверхности здесь составляет около 530 м, и это значит, что абсолютная мощность этой части разреза здесь не может быть меньше 530 - 700 м. Но этот разрез левобережья Левой Саралы не учитывает примерно 30 – 40° мощности нижней трети этого разреза и 170 – 200 м толщи анальцимовых базальтов. Согласно этим расчетам примерная мощность разреза от руч. Теплый до руч. Каменный должна составлять около 1200 м.

Второй момент, который необходимо отметить, заключается в том, что разрез базырской толщи Г.П. Турченко и др. (1972) и Ю.М. Беспалова и др. (1990) заканчивается в непосредственной близости от Жунделевско-Петровской мульды, выполненной крупновкрапленными плагиотрахитовыми базальтами (по Г.П. Турченко) или анальцимовыми базальтами (по Ю.М. Беспалову).

Выделение А.Н. Уваровым ашпанской толщи среди верхов вулканогенного разреза Саралинского грабена был произведен на основе петрографического признака, а именно по наличию анальцимовых базальтов, характерных для ашпанской толщи в стратотипе. В качестве разреза толщи этот автор берет разрез, составленный А.А. Ярмаком (1967), который Ю.В. Беспалов (1990) сопоставлял с четвертой (верхней), а подстилающую вулканогенную толщу со второй составляющими толщами быскарской серии раннего девона Минусы.

Границы между толщами изучены горными выработками в районе высоты 1205 м в верховьях руч. Карасук вблизи западного борта грабена. Здесь вулканиты имеют следующий состав и строение (снизу-вверх).

1. Оливин-анальцимовые базальты зеленовато-серые 50 м

2. Базальты зеленовато-серые 25 м

3. Трахиандезиты серые миндалекаменные 25 м

4. Базальты темно- и зеленовато-серые, местами миндалекаменные 35 м

5. Базальты буровато-серые гематитизированные 40 м

6. Базальты буровато-серые с шаровой отдельностью 20 м

7. Трахиандезиты буровато-серые 35 м

 Базальты серые с сиреневым оттенком миндалекаменные 40 м

Суммарная мощность разреза составляет около 270 м.

Экструзивно-субвулканическая трахитовая северная часть Саралинского грабена

Венчает раннедевонский вулканический разрез в северной части грабена экструзивно-субвулканическая постройка трахитов. В литературе сведений о строении этого крупного трахитового тела грабена не имеется. На разных геологических картах оно либо не показывается, либо изображается как интрузивно-субвулканическое образование. Сходная неопределенность фаций трахитовых построек имеется и в Батанаюл-Семеновском ареале Горячегорского вулканического плато.

А.Н. Уваров (2010), изучавший в числе других геологов нефелинового отряда ЗСГУ перспективные участки нефелиновых пород в междуречье Кия-Урюп и прежде всего Батанаюльский участок (Б.В. Дроздов и др., 1972 – 1975,1979; А.Н. Уваров и др., 1983), характеризует трахитовые постройки следующим образом.

В составе базырской толщи трахиты фиксируются по всему разрезу, располагаясь в верху вулканических ритмов. Число трахитовых «горизонтов» варьирует от участка к участку, свидетельствуя о наличии нескольких выводных вулканических центров. Для берешской толщи трахиты не характерны. В ашпанской толще они приобретают максимальное развитие, образуя покровы, экструзии и субвулканические образования, типа куполов, в которых они сходны по внешним признакам со щелочными сиенитами.

Согласно (Уваров, 2010), в полях развития ашпанской толщи Батанаюльского участка трахиты образуют купола, осложненные языками растекания по краям. Площадь экструзии достигает первых десятков километров. По отношению к вмещающим базальтам они имеют рвущее положение. Базальты в контакте с ними слабо ороговикованы, альбитизированы, реже калишпатизированы в интервале 5 – 20 м.

В краевых частях тел трахиты эффузивного облика скрытокристаллические, часто флюидальные. Особенно ясно флюидальность проявлена в экструзивных языках растекания. В центре экструзий породы раскристаллизованы до мелкозернистых сиенитов, местами кварцсодержащих. В самом крупном теле трахитов в левобережье р. Кудудет выявлены ксенолиты (останцы?) базальтов и крупнозернистых лейкократовых трахитоидных габбро, размерами до 100 м в поперечнике.

В этой же постройке откартированы эруптивные брекчии трахитов, которые образуют овальные в плане трубообразные тела с поперечником 150 – 300 м, сложенные разновеликими (1 – 20 см) угловатыми слабо оплавленными обломками трахитов, сцементированные такими же трахитами. Изредка присутствуют единичные обломки базальтов.

По совокупности имеющихся у нас наблюдений, крупная трахитовая постройка в северной части Саралинского грабена принципиально подобна описанному А.Н. Уваровым Кузудетскому куполу Батанаюльского участка, но заметно крупнее её размерами.

Саралинская трахитовая постройка имеет вытянутую в меридиональном направлении форму дугообразного изогнутого эллипса, обращенного выпуклостью на запад. По отношению к внешним контурам северной части грабена постройки и имеет конформные соотношения. Размеры её по длинной оси составляют около 20 км, а по поперечной около 7,5 км, её площадь, таким образом, составляет не менее 140-150 кв, км. По-видимому, это самое большое тело трахитов в северо-восточной части Кузнецкого Алатау.

Мощность этого тела примерно может быть определена следующим образов. В восточном борту грабена тело трахитов частично вскрывается эрозией в левом борту р. Сарала в районе руч. Каменный на высотных отметках около 650 – 670 м.

Вершинные отметки хр. Лысая гора составляют 1100-1205м (до 1335.6) м. Следовательно, суммарная мощность тела трахитов в центральной его части может достигать 550 – 600 м. на современном уровне эрозионного среза. Нижняя часть постройки хорошо обнажена в придорожных карьерах хр. Дорожный на северных склонах грабена. Здесь трахиты обладают массивной текстурой, субинтрузивным обликом и проявленной полосчатостью, свойственной расслоенным интрузивам. Более светлые, светло-бурые полосы чередуются с тёмно-бурыми, обогащенными меланократовыми минералами и прежде всего рудной сыпью. Ближе к подножью тела эти трахиты обладают плитчатой отдельностью, трещиноватостью свойственной интрузивным телам.

В привершинной части хребта Лысая гора на высотных отметках 750 – 800 м и выше восточные склоны хребта сплошь покрыты каменными осыпями трахитовых миндалефиров (с миндалинами выполненными в основном кварцем,) в виде булко- и лепёшковидных обломков с поперечником 20 – 30 см. «Потоки» этих каменных осыпей имеют языковое строении, хорошо подчёркнутое характером разветвленной речной сети рр. Малый Карасук, Лапинский, Карасук.

Западный борт грабена заметно приподнят тектоникой по сравнению с восточным и эродирован глубже. Здесь обнажаются базыриты и анальцимовые базальты предположительно ашпанской толщ.

Таким образом, можно предположить, что нижняя часть трахитовой постройки грабена слагается субвулканическим телом расслоенных массивно-полосчатых трахитов, а верхняя его часть представлена экструзивно-эксплозивными трахитовыми миндалефирами, достигавшими поверхности в процессе их извержения.

С учётом субвулканическо-экструзивной постройки трахитов, мощность сводного вулканогенного разреза грабена может достигать 2 км, без учёта эрозионного среза.

Магматизм Саралинского грабена

Согласно с приведёнными выше данными вулканизму в районе Саралинского грабена предшествовала активизация тектонических сводово-глыбовых движений, на фоне которых и заложился грабен как депрессионная структура. На пике тектонической активности проявился мощный вулканизм существенно базальтового состава, в ходе которого была сформирована базырская свита, перекрывшая устькундустуюльскую молассу.

Для базырской свиты грабена, по сравнению с базыритами Горячегорского плато, не отмечено проявленный трахитов, хотя редко в свалах левых притоков р. Правая Сарала отмечаются обломки трахитов и трахитовых миндалефиров.

Согласно А.Н.Уварову (2010) базитовый вулканизм грабена завершился формированием ашпанской толщи субщелочных и щелочных анальцимовых базальтов, а так же, как видим, крупной трахитовой вулкано-субвулканической постройки, соответствующих по составу ашпанитам Горячегорского плато. Кроме вулканитов по данным (Беспалов и др., 1990) в толще эффузивов грабена установлены дайки субщелочных базальтов, андезибазальтов, трахиандезитов, плагиопорфиритов.

Согласно нашим наблюдениям в ряде мест в базырской толще можно предполагать наличие силлов основного состава, отличающихся от потоков и покровов базальтов раскристализованностью зерен до 2-4 мм и долеритовыми микроструктурами.

При более специальном изучении грабена в строении толщи его вулканитов возможно выделение вулкано-тектонических структур типа кольцевых центров, кальдер проседания, эруптивных аппаратов.

Завершение раннедевонского вулканизма грабена ознаменовалось формированием крупной эксплозивно-субвулканической постройки, подобной трахитовым куполам в полях развития ашпанской толщи Горячегорского плато.



Рис. 1. – Схема геолого-тектонического строения северо-восточной части Кузнецкого Алатау (Гринёв, 1990)

Верхний структурный этаж $(D_{1,2})$: 1 - плутоны щелочно-габброидных пород; <math>2 - 4 - толщи терригенно-вулканогенных пород нижнего девона: $2 - ашпканская, 3 - берешская, 4 - базырская. Средний структурный этаж <math>(C_{1,2} - O)$: $5 - габбровые, диоритовые, гранитовые, сиенитовые интрузивы; 6 - стратифицированные образования: толщи полтавской свиты <math>(C_{1,2})$ и преимущественно вулканиты берикульской свиты (C_2) . Нижний структурный этаж $(R_3 - C_1)$: 7 - нижнепалеозойские ги $пербазитовые интрузивы (офиолиты); 8 - стратифицированные образования салаирид с горстообразованными выступами байкалид <math>(R_3 - C_1)$. 9 - геологические границы: а - контуры интрузивных массивов, <math>6 - межформационные угловые несогласия,<math>8 - внутриформационные угловые несогласия, 10 - тектонические нарушения, 11 - основные разновидности пород щелочно-габброидных плутонов: <math>a - нефелиновые сиениты, <math>6 - основные фоидолиты, в - ультраосновные фоидолиты, г - тералиты, $<math>\theta - щелочные габбро. 12 - сложнодифференцированные щелочно-габброидные плутоны. 13 - границы условно выделяемых зон$ щелочной провинции: <math>I - южная зона, II - центральная зона, III - северная зона.

Порядковые номера плутонов щелочных пород: 1 – р. Дмитриевского, 2 – г. Лысой, 3 – г. Дедовой, 4 – Бархатно-Кийский, 5 – Кийские выходы, 6 – Мало-Кия-Шалтырский, 7 – Кия-Шалтырский, 8 – р. Подтайга, 9 – Университетский, 10 – Белогорский, 11 – Светнинский, 12 – Верхнее-Петропавловский, 13 – Тулуюльский, 14 – Медведкинский, 15 - Учкурюкский, 16 – Кургусульский, 17 – Черёмушинский, 18 – Горячегорский, 19 – Андрюшкиной речки, 20 – р. Семеновского, 21 – р. Мокрый Берикуль.



Рис.2. — Схематические геологические кары и разрезы Талановского (а), Растайского (б) и Саралинского (в) грабенов (Гринёв, 1994):

1 - русловые отложения рек и ручьёв, 2 - 6 отложения грабенов (D₁) (2 - алевролиты и песчаники, 3 - трахиты и миндалекаменные трахиты, 4 - андезиты и андезибазальты, 5 - базальты, 6 - базальные конгломераты); 7 - эффузивы берикульской $свиты (<math>\epsilon_2$); 8 - байколо-салаирские в основном карбонатные толщи ($R_3 - \epsilon_1$); 9 - массивы щёлочно-габброидного комплекса (D_1); 10 - сиениты; 11 - габбро Кийского комплекса (S-D₁); 12 - гранитоиды Кущустуюльского комплекса (ϵ_2); 13 - гранитоиды Мартайгинского комплекса; 14 - габбро – пироксенитовый комплекс (ϵ_{1-2} ?); 15 - габбро; 16 - ультрабазиты офиолитового комплекса (ϵ_1); 17 - геологические границы: а - геологических тел, б - напластования отложений грабенов, в - стратиграфических несогласий; 18 - тектонические нарушения (а - разломы, б - зоны трешиноватости); 19 - предполагаемые разломы В итоге проявления раннедевонского вулканизма грабена была сформирована доминирующая базальт-трахитовая серия пород, с резко подчинёнными проявлениями пород промежуточного состава (андезитов, трахиандезитов), которые характеризовались субщелочным (до щелочного) составам. Резко ограниченное развитие получили толеитовые разновидности пород в составе базальтов-андезибазальтов-андезитов.

Вслед за вулканизмом в грабене произошло внедрение нескольких тел нефелинового габбро. Эти тела были обнаружены и оконтурены в 1964-1967 гг. А.А. Ярмаком и другими в ходе геолого-съёмочных работ. Массивы габброидов расположены в северной части грабена к западу и на периферии трахитовой постройки, в пределах хребтовой части г. Лысой. Центральная группа Карасук-Лешинскох тел габбро располагается во внутренней зоне трахитовой экструзивно-субвулканической постройки и, по-видимому, приурочены к небольшой кольцевой структуре, не до конца вскрытой эрозией.

Таким образом, магматизм Саралинского грабена формировался по типу вулкано-плутонических структур, характерных и для других грабенов северо-восточной части Кузнецкого-Алатау – Растайского и Талановского (рис.2). В совокупности эти грабены и Горячегорское вулканическое плато обрамляют по периферии ареал развития щёлочно-габброидных плутонов Кузнецко-Алатауской провинции.

Вещественный состав вулканитов грабена

Петрохимические особенности пород. Согласно ограниченным данным (Ю.В. Беспалов и др., 1990), опубликованным в работе (Уваров, Уварова, 2010), вулканиты основного состава представлены в основном базальтами и ограниченно пикробазальтами и андезибазальтами. Содержание SiO, в базальтах варьирует в пределах 45,28 - 53,37%, в пикробазальтах опускается до 40,06%, а в андезибазальтах возрастает до 55,98%. Породы характеризуются повышенной титанистостью (1,72 - 2,42%), средней и высокой глиноземистостью (15,71 - 18,51%), повышенной железистостью (Fe₂O₂ - 10,2 - 13,72%; FeO - 3.95 - 7.06%), средней известковистостью (4,63 - 10,67%), удивительно низкой магнезиальностью (0,16 - 0,24%) и явно аномальными содержаниями Mn (4,75 – 8,07%), (возможно это техническая ошибка, содержания MgO указаны вместо MnO и наоборот). Беспрецедентными для вулканитов так же являются содержания Р₂О₅ (3,0 – 7,29%). Содержания суммы щелочей в породах соответствуют в основном субщелочному ряду, один анализ характеризуется фоидитовой щелочностью, а второй - толеитовой. В целом данные по петрохимическому составу базальтов Саралы требуют перепроверки и дополнения.

На диаграммах TAS базальты образуют раздельные поля фигуративных точек. Большая их часть располагается в смежных полях тефритов и трахибазальтов. По соотношению щелочей базальты являются натровыми (рис. 3, а,б).

Экструзивные трахиты (14 ан.) характеризуются следующими содержаниями петрогенных оксидов: SiO₂ варьирует от 57,96 до 63,5%, TiO₂ от 0,63 до 1,36%, Al₂O₃ от 15,00 до 17,58%, Fe₂O от 2,59 до 11,34%, FeO от 0,96 до 4,91%, MnO от 0,022 до 0,26%, MgO от 0,29 до 2,63%, CaO от 0,48 до 3,52%. При этом характерно, что по содержанию Fe₂O₃, FeO, MnO, CaO, Na₂O, K₂O и P₂O₅ – породы четко разделяются на две группы. Особенно четко это разделение проявлено в содержании Fe₂O₃, Na₂O, K₂O и P₂O₅. Так, по их содержанию выделяются группы с содержаниями Na₂O от 5,1 до 6,44% и 0,13 – 0,27%, по K₂O 0,65 – 4,58% и 3,85 – 9,33%, по P₂O₅ 0,05 – 0,206% и 0,41 – 4,5%.

На диаграммах TAS (рис. 3 а, б) большая часть пород трахитового ряда попадает в поле трахиандезитов и трахитов, три анализа размещаются в поле андезитов. По содержанию щелочей породы относятся к К – Na ряду.

В целом на диаграмме (Na₂O+K₂O) – SiO₂ уверенно намечается основной бимодальный субщелочной тренд тефриты, трахибазальты – трахиандезиты, трахиты и толеитовый дифференцированный тренд базальт-андезибазальт-андезит. Отмечая эти тенденции, следует подчеркнуть, что в петрохимическом плане вулканиты Саралинского грабена нуждаются в пополнении данных.

Геохимические особенности пород выявлялись на основании данных 36 анализов, выполненных в ЦКП «Геохимия природных систем» ТГУ ГГФ методом ICP MS.

Наиболее яркими геохимическими чертами рассматриваемой базанит, трахибазальт-трахиандезит, трахитовой серии пород грабена являются следующие. Базальты обогащены (г/т): Sc (3,2 – 31.8), Ti (1288,4 – 12565,4), V (28,5 – 240,8), Cr (4,0 – 128,4), Ni (3,1 – 50,4), Zn (2,3 – 1283,8), Sn (50,0 – 922.6), Y (6,5 – 34,4), Zr (38,5 – 193,05); относительно невысокие содержания характерны для Be, Co, Cu, Ga, Rb, Nb, Cs, Ba (3,2 – 238,05), P3Э, Hf, Ta. несколько повышены содержания Th (0,28 – 3,9) и U (0,17 – 2,9).

Для трахиандезитов, трахитов в повышенных концентрациях содержатся (г/т): Ве (0,25 – 7,8), Sc (0,7 – 38,4), Ti (761,8 – 13331,7), V (0,56 – 401,2), Cr (1,05 – 64,0), Co (0,78 – 45,5), Zn (14,6 – 147,7), Ga (4,6 – 23,3), Rb (5,0 – 148,3), Sn (13,3 – 895,8), Y (7,3 – 97,4), Zr (33,7 – 1019,0), Nb (4,1 – 60,8), Ba (57,5 – 973,3), P3Э, Hf (0,03 – 22,4), Th (0,9 – 17,4) и U (0,43 – 7,7).

Обогащение пород базальт-трахитовой серии одними элементами носит сквозной характер, например Ti, а другими скачкообразный, низкий для базальтов и высокий для трахитов, например P3Э, и наоборот. Как можно видеть, повышенные концентрации характерны в основном для литофилов, некоторых сидерофилов (Fe, Ni) и халькофилов (Zn, Sn). Отстроенные по аналитическим данным мультиэлементные спайдердиаграммы, с нанесенными на них реперами N-MORB, OIB и IAB, позволяют сделать следующие выводы.

На спайдердиаграмме базальтов (рис. 4, а) спектры распределения микроэлементов образуют свой собственный тренд, лишь частично совпадающий с реперами OIB и IAB. По конфигурации ломанных кривых геохимические спектры базальтов на диаграммах в наибольшей степени совпадают с OIB, но с пониженными относительно этого репера содержаниями микроэлементов от La до Lu. Левая часть спектров распределения микроэлементов диаграммы свидетельствует об обогащении базальтов подвижными (LILE) и умеренно подвижными (HFSE) крупнозарными и высокозарядными элементами, по содержанию которых они заметно ближе к базальтам OIB, нежели остальным компоненты.

Для исследованных пород, относительно составов примитивной мантии, ярко проявлены отрицательные минимумы содержаний Ga, Ta, Hf и в меньшей степени Ti. Ярко проявленных пиков положительных концентраций микроэлементов, относительно используемых реперов, у базальтов не отмечается.

На спайдерграмме для трахитов спектры распределения микроэлементов заметно разнообразнее базальтовых с наличием ряда положительных и отрицательных пиков содержаний большинства из них (рис. 5, а). Однако в целом конформность спектров распределения микроэлементов в пределах группы базальтов и трахитов очевидно, что говорит об их генетическом родстве.



Рис. 3, а, б. – TAS-диаграммы (Na_2O+K_2O)- Si_2O (a) и K_2O-Na_2O (б) для вулканитов Саралинского грабена (приведены по Le Maitre et al.; 1989; Peccerillo, Naylor, 1976)



Рис. 4, а,б – Мультиэлементная (а) и редкоземельная (б) спайдерграммы базальтов Саралинского грабена



Рис. 5, а, б. – Мультиэлементная (а) и редкоземельная (б) спайдерграммы трахитов Саралинского грабена



Рис. 6 а,б,в – Диаграммы Th-Hf-Nb, Zr,-Nb-Y, La-Y-Nb базальтов и трахитов Саралинского грабена. Поля на диаграмме, а – по (Wood, 1980): 1 – островодужные базальты (1А – известково-щелочные; 1В – область перекрытия; 1С – толеиты, 2 – континентальные базальты, 3 – океанические базальты, 3А – щелочные базальты внутриконтинентальных рифтов, 3B; 3С – обогащенные и слабообогащенные E-MORB; 3D – N-MORB; 6 – по (Meschede, 1986); в – по (Cabanis, Lecolle, 1989)



Рис. 7, а,б. Геохимические индикаторы источников вещества вулканитов: а) La/Y-Zn/Nb, б) Nb/Y-Zr/Y

Относительно реперных линий спайдерграммы (рис. 5, а) спектры распределения микроэлементов трахитов по-прежнему ближе соответствуют OIB, сохраняя при этом индивидуальные геохимические черты и характеризуются более высокими содержаниями микроэлементов для части разновидностей трахитов, нежели у их основной группы.

Рельефно проявлены отрицательные содержании микроэлементов у трахитов, характерные для Ga, Ta, Sr, Hf, Ti, а также положительные пики для Ba, Rb, Th, U, Nb, La, Zr, Sm и Er.

На графиках распределения РЗЭ, нормированных по хондриту, более рельефно виден индивидуальный тренд распределения лантаноидов в базальтах относительно реперов N-MORB, OIB и IAB. Конфигурация спектров распределения РЗЭ на диаграмме (Рис. 4,б) конформна реперу OIB. При этом по содержанию РЗЭ спектры базальтов разделяются на две подгруппы. Одна из них (меньшая) совпадает по их содержанию с OIB, а другая (большая) примерно на порядок содержит РЗЭ в меньших количествах. Эта геохимическая особенность составов пород коррелируется с наличием двух основных разновидностей в виде тефритов и трахибазальтов. В трахибазальтах к тому же слабо проявлен европиевый минимум.

Графики распределения РЗЭ в трахитах (рис. 5,6) подобны базальтовым с той разницей, что в трахитах содержание РЗЭ примерно на порядок выше, нежели в базальтах. Здесь так же как в базальтах породы по уровню содержания РЗЭ разбиваются на две подгруппы, одна из которых характеризуется пониженным содержанием РЗЭ (субвулканические трахиты), а другая явно повышенным – экструзивно-эруптивные трахиты.

Особенности геодинамических условий формирования вулканитов позволяют в первом приближении оценить дискриминантные тройные диаграммы, с нанесенными на них полями фигуративных точек составов пород, характеризующих своего рода геодинамические эталоны обстановок проявления базальтового вулканизма (рис 6 а,б,в).

На диаграмме La-Y-Nb (рис. 6,а) фигуративные точки вулканитов попадают в поле континентальных базальтов. На диаграмме Zr-Nb-Y (рис. 6,б) фигуративные точки вулканитов сосредоточены в поле внутриплитных и островодужных базальтов. И на диаграмме Th-Hf-Ta (рис. 6,в) точки составов пород образуют растянутый шлейф, захватывающий нижнюю часть поля A, характеризующего базальты N-MORB, часть точек располагаются в поле B (базальты E-MORB) и протягивающийся в нижнюю половину поля D, отвечающего известково-щелочным базальтам островных дуг. Значительная часть точек располагается на стороне диаграммы Th-Ta и лежит вне индикаторных полей, но тяготеет к полю C – внутриплитных щелочных базальтов. Эта особенность в первую очередь обусловлена обогащённостью рассматриваемых пород радиоактивными элементами, с параллельной обедненностью их Hf и Ta.

Таким образом, по совокупности данных можно сделать вывод о формировании базальтов Саралинского грабена в континентальной обстановке, близкой континентальным рифтам, с участием в их формировании N-MORB, E-MORB и рециклинга вещества коры.

Источники вещества исходных магм оцениваются при помощи бинарных диаграмм La/Y – Zr/Nb и Nb/Y – Zr/Y (рис. 7 а,б). Согласно первой диаграмме (рис. 7,а) фигуративные точки составов вулканитов исследуемой серии образуют компактное поле в непосредственной близости от реперов OIB и E-MORB, что говорит о том, что источником первичного вещества вулканитов служила обогащенная мантия, преобразуемая в условиях горячей точки или плюма.

Диаграмма Nb/Y – Zr/Y (рис. 7,6) подтверждает и дополняет сведения первой диаграммы. Здесь фигуративные точки составов пород образуют растянутый, но компактный, шлейф вдоль разграничительной линии плюмовых и внеплюмовых источников, уверенно располагаясь в поле плюмовых образований. Шлейф начинается вблизи репера примитивной мантии и простирается к EM-2 и EM-1, достигая их.

Таким образом, в качестве исходного вещества базальт-трахитовой серии вулканитов Саралинского грабена следует рассматривать гетерогенную мантию, варьирующую по составу от РМ к ЕМ-2-ЕМ-1 с участием процессов рециклинга вещества консолидированной земной коры, сформировавшейся в ходе байкальского и салаирского тектогенезов.

Кружки – базальты различного состава; треугольники – породы трахитовой серии; а – La/Yb – Zr/Nb: б – Nb/Y – Zr/Y; Точки и поля составов разных типов базальтов и магматиченских источников, по [Sun, McDonough, 1989; Condie, 2005] N-MORB – срединно-океаничсеких хребтов (деплетированных), E-MORB – срединно-океаничсеких хребтов (обогащенных редкими литофильными элементами), базальты активных континентальных окраин и островных дуг (IAB), внутриплитные континентальные и океанические базальты (OIB); PM – примитивная мантия, REC – рециклинговаго компонента, EM-1 – обогащенной мантии с высоким Nd/Sm, EM-2 – обогащенной мантии с высоким Rb/Sr

Основные выводы

 Формирование Саралинского грабена произошло в зоне глубинного Балыксинско-Саралинского разлома, который трассирует западную прибортовую зону рифтогенного Минусинского прогиба. Обстановка в зоне разлома обуславливалась двумя факторами. Спецификой проявления раннедевонской тектоно-магматической активизации в пределах северо-восточной части Кузнецкого Алатау, где в обстановке сводообразования формировались составные структуры Кузнецко-Алатауской провинции: вулкано-плутонические ассоциации грабенов, щелочно-габброидные плутоны и пояса дайковых пород в пределах «плеча» палеорифта. В то время как в сложной структуре Минусинского прогиба царила обстановка формирования осевой депрессионной зоны палеорифта сопровождаемая прогибанием и доминирующим вулканизмом.

2. В обстановке сводообразования и растяжения в Саралинском приразломном грабене, как и других грабенах севера Кузнецкого Алатау, сформировались толщи пестроцветно-красноцветной вулканогенно-терригенной молассы. Основными чертами строения этой молассы грабенов являются: 1) наличие базальной толщи молассоидов (устькундустуюльская, красногорская толщи); 2) формирование мощной толщи вулканитов, соответствующих по составу базыритам Горячегорского вулканического плато; 3) и завершающее разрез грабена ашпанская вулканогенно-терригенная толща, для которой характерно формирование экструзивно-субвулканических куполов трахитового состава.

3. Согласно петрографическим и петрохимическим данным для Саралинского и других грабенов региона характерна доминирующая базальт-трахитовая серия с подчиненным и фрагментарным развитием нефелиновых пород в верхах разрезов. По уточнённым данным вулканическая серия Саралинского грабена представлена бимодальной тефрит, трахибазальт-трахиандезит трахитовой серией, с подчиненным развитием толеитового тренда в составе базальт-андезибазальт-андезит.

4. Приводимые в работе геохимические данные свидетельствуют о генетическом единстве изученной серии, заметном ее сходстве с базальтами океанических островов (OIB), но с присущими ей индивидуальными отличительными чертами. Вулканиты серии специализированы на широкий спектр элементов, особенно на Sc, Ti, Zn, Sn, Zr, Th, U, и возможно Mn и P.

5. Согласно геологическим данным и геохимическим реперам, вулканиты грабена формировались в условиях консолидированной континентальной коры, которая подвергалась деструкции в раннем девоне под действием мантийного плюма, вызвавшего проявление континентального рифтинга. Плюм-тектоника обусловила обогащение примитивной мантии и участие в процессе магмообразования вещества коры региона. Аналогичными плюмово-мантийными метками обладают так же вулканиты юго-западной части Южно-Минусинской впадины (Гринев и др., 2016), смыкающейся с Балыксинским грабеном.

6. Вызывает особый интерес явный и богатый минерагенический потенциал пород изученной базальт-трахитовой серии, особенно в части обогащённости их Sc, Ti, Th, U и возможно Р. Породы Саралинского грабена требуют дополнительного изучения.

Список литературы:

- Врублевский В.В. U-Pb-изотопный возраст цирконов в щелочных породах Кузнецкого Алатау / В.В. Врублевский, И.Ф. Гертнер, Г. Гутиерес-Алонсо, М. Хофман, О.М. Гринёв, П.А. Тишин // Развитие минерально-сырьевой базы Сибири: от Обручева В.А., Усова М.А., Урванцева Н.Н. до наших дней. Материалы Всероссийского форума с международным участием, посвященного 150-летию академика Обручева В.А., 130-летию академика Усова М.А., и 120-летию профессора Урванцева Н.Н. – НИ ТПУ. – 2013. – С. 147 – 151.
- Врублевский В.В. Изотопная (U-Pb, Sm–Nd, Rb-Sr) геохронология щелочно-базитовых плутонов Кузнецкого Алатау / В.В. Врублевский, И.Ф. Гертнер, Г. Гутиерес-Алонсо, М. Хофманн, О.М. Гринёв, П.А. Тишин // Геология и геофизика. – 2014. – Т.55. - № 11. – С. 1598 – 1614.
- Врублевский В.В. Геохимия, изотопная (Nd-Sr-O) триада и ⁴⁰Ar-³⁹Ar возраст палеозойских щелочно-мафитовых интрузий Кузнецкого Алатау (на примере Белогорского плутона) / В.В. Врублевский, О.М. Гринев, А.Э. Изох, А.В. Травин // Геология и геофизика. – 2016. – Т. 57. - № 3. – С. 592 – 602.
- Гертнер И.Ф. Формационный статус Горячегорского комплекса: особенности вещественного состава, геохронологической аттестации и структурной позиции типоморфного массива / И.Ф. Гертнер, П.А. Тишин,

О.М. Гринёв, Г. Гутиеррес-Алонсо, Т.Б. Баянова, П.С. Серов, В.В. Врублевский // Корреляция алтаид и уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогеническое прогнозирование. Материалы Второго Всероссийского-Казахстанского международного научного совещания. – 2014. – С. 37 – 39.

- Гринев О.М. О механизме формирования грабеновых структур северной части Кузнецкого Алатау // Вопросы геологии Сибири / по ред. В.М. Подобиной [и др.]. – Томск : Изд-во Томск. ун-та., 1994. – С. 237 – 259.
- Крюков В.Г., Мустафин В.З. Лыкина В.С. История формирования Талановского грабена (северные отроги Кузнецкого Алатау) // Изв. ТПИ. – Томск, 1969. – Т. 166. – С. 80 – 85.
- Мустафин В.З., Крюков В.Г., Лыхина Н.С. Основные черты геологического строения Талановского грабена (Северо-Западные отроги Кузнецкого Алатау) // Изв. ТПИ. – Томск, 1966. – Т. 151.
- Турченко Г.П. Геология и петрография девонских вулканических комплексов северной части Кузнецкого Алатау : Автореф. дис. канд. геол.-минер. наук. – Томск, 1975. – 20 с.
- Гринев О.М. Рифтовые системы Сибири: методология изучения, морфотектоника, минерагения. – Томск : SST, 2007. – 437 с.
- Гринев О.М. Тувинско-Минусинско-Западно-сибирская рифтогенная система: геология, морфотектоника, мине-

рагения // Вестник Томского государственного университета, 2007. – №299. – С. 185 – 193.

- Гринев О.М. Эволюция щёлочно-габброидного магматизма Кузнецкого Алатау. Автореферат диссертации кандидата геол.-минерал. наук. – Томск : Томский государственный университет, 1990. – 18 с.
- 12. Гринев О.М., Котельников А.Д., Каплун М.В., Гринев Р.О. Плюм-рифтогенная раннедевонская ассоциация вулканитов Таштыпского района Минусы. В сборнике: Корреляция алтаид и уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогения. Материалы третьей международной конференции научной конференции, 2016.
- Покровский Б.Г., Врублевский В.В., Гринев О.М Роль вмещающих пород в формировании щелочно-габброидных интрузий севера Кузнецкого Алатау по изотопным данным // Известия Российской АН. Серия геологическая, 1991. – №8. – С. 81 – 94.
- Покровский Б.Г., Андреева Е.Д., Врублевский В.В., Гринев О.М. Природа контаминации щелочно-габброидных интрузий южного обрамления Сибирской платформы по данным изотопа стронция и кислорода // Петрология, 1998. Т.6. №3. С. 259 273.
- Уваров А.Н., Уварова Н.М. Петротипы базырско-ашпанского трахит-тефрит-трахибазальтового комплекса. – Новосибирск : СНИИГГиМС, 2010. – 180 с.