

Федеральное государственное автономное образовательное учреждение
высшего образования
«Национальный исследовательский Томский государственный университет»

На правах рукописи



Адылбаев Руслан Ренадович

РАННЕ-СРЕДНЕДЕВОНСКИЙ МАГМАТИЗМ
И МИНЕРАГЕНИЧЕСКИЕ ЧЕРТЫ ВУЛКАНИТОВ ГРАБЕНОВ
СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ

1.6.3. Петрология, вулканология

Диссертация
на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель
кандидат геолого-минералогических наук, доцент
Гринев Олег Михайлович

Томск – 2023

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	4
1 СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ И ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМЫ ИССЛЕДОВАНИЙ	14
1.1 История изучения грабен-рифтовых структур Кузнецкого Алатау	14
1.2 Постановка научной проблемы и методика исследований	20
2 ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ В СТРУКТУРЕ ДЕВОНСКОГО ПАЛЕОРИФТА АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ.....	26
2.1 Стратиграфия	27
2.2 Магматизм	44
2.3 Тектоническое строение и история геологического развития региона исследований	48
2.4 Полезные ископаемые	57
3 ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ДЕВОНСКИХ ПЛЮМ-РИФТОГЕННЫХ ГРАБЕНОВ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ	60
3.1 Составные элементы строения девонской Кузнецко-Алатауской щелочной провинции и структурно-тектоническая позиция грабенов	60
3.1.1 Кузнецко-Алатауская щелочная провинция	60
3.1.2 Структурно-тектоническая позиция грабенов	64
3.2 Выделение и анализ вулканогенных и вулканоплутонических морфоструктур грабенов	67
3.3 Основные черты стратиграфии терригенно-вулканогенных толщ грабенов	80
3.4 Особенности тектоники грабенов и выполняющих их вулканитов	87
4 ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК И СОСТАВ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ ВУЛКАНИТОВ ГРАБЕНОВ	91
4.1 Петрографический состав вулканитов грабенов	91

4.1.1 Нижняя слабодифференцированная толща (D_1bz)	91
4.1.2 Средняя дифференцированная толща ($D_1br?$)	98
4.1.3 Верхняя трахибазальтовая и трахит-дацитовая толща грабенов ..	106
4.2 Минералогический состав породообразующих, акцессорных, рудных и наложенных минералов вулканитов	110
5 ПЕТРОХИМИЧЕСКИЙ И ГЕОХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ	121
5.1 Петрохимия вулканитов грабенов	121
5.2 Распределение редкоземельных и высокозарядных элементов	129
5.3 Изотопная (U–Pb) геохронология вулканитов грабенов	139
6 ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА, ГЕОДИНАМИКА И МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ВУЛКАНИТОВ ГРАБЕНОВ	147
6.1 Геохимическая и изотопно-геохимическая специализация вулканитов	147
6.2 Некоторые петрологические и геодинамические аспекты формирования вулканитов	165
6.3 Минерагенические свидетельства флюидно-мантийно-корового происхождения вулканитов грабенов	168
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	177
СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ	183
ПРИЛОЖЕНИЕ А Полное описание выделенных вулcano-тектонических морфоструктур Саралинского грабен-рифта	202
ПРИЛОЖЕНИЕ Б Полное описание выделенных вулcano-тектонических морфоструктур Растайского грабен-рифта	204
ПРИЛОЖЕНИЕ В Основные оксиды девонских вулканитов Растайского и Саралинского грабен-рифтов в мас. % (по данным рентгенофлуоресцентного спектрального анализа)	206
ПРИЛОЖЕНИЕ Г Микроэлементный состав девонских вулканитов Растайского и Саралинского грабен-рифтов в г/т (по данным ICP-MS)	210

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность работы. Вулканиты грабенов Кузнецкого Алатау, основываясь на их девонском возрасте, существенно базальтовом составе и едином ареале развития, считаются комагматами рудоносных щёлочно-мафитовых плутонов Кузнецко-Алатауской провинции [Гринёв, 1990, 1994; Девонские ... , 1996; Уваров Уварова, 2010; Государственная ..., 2019 и др.]. При этом плутоны щелочной провинции имеют современный уровень изученности, тогда как вулканиты грабенов до последнего времени оставались изученными на уровне 80-х годов XX века [Гринёв, 1990; 1994; Врублевский, Гертнер, 2021 и др.]. Слабо исследованными остаются соотношения вулканитов и плутонов, по причине того, что большая часть плутонов не имеет непосредственной связи с вулканитами. Учитывая, что с грабенами непосредственно связан ряд плутонов, при их изучении мы имеем возможность более предметно осветить этот аспект, тем более что Растайский грабен располагается во внутренней зоне щелочной провинции, где отсутствуют площадные вулканиты девона. Вулканиты грабенов были связаны непосредственными каналами с мантийными глубинами, что позволяет более детально осветить многие аспекты петрологии магматитов провинции и их рудоносности. Это тем более важно если учесть, что с рядом плутонов связаны крупные месторождения нефелиновых руд, с сопутствующей золото-платиноидной минерализацией, а с грабенами россыпи золота и многочисленные геохимические аномалии редкоземельных и радиоактивных элементов, природа которых однозначно до сих пор не установлена [Гринёв, 1990; Гринёв и др., 1996; 1997; Сазонов и др., 2000 и др., Гринёв и др., 2022; 2023].

Актуальность исследования подчеркивается высокой публикационной активностью, посвященной изучению девонского магматизма Алтае-Саянской складчатой области (АССО), включая её составные регионы: Кузнецкий Алатау, Минусинский и Тувинский прогибы и др. За довольно короткий срок (примерно 40 лет) представления о природе девонского магматизма существенно изменились с позиции тектоно-магматической активизации (до 80-х гг.) к понимаю его

рифтогенно-континентальной природы [Зубков, 1986; Гринёв, 1990; Девонские ... , 1996; Воронцов и др., 1997 и др.], а в период 2000 гг. к его плюмовому происхождению [Ярмолюк, Коваленко, 2003; Гринев, 2007а; Grinev, 2009; Kusmin et al., 2010; Ярмолюк и др., 2013 и др.].

В последние годы девонский магматизм АССО, включая Кузнецко-Алатаускую провинцию, получил статус крупной изверженной провинции (КИП), а девонский Алтае-Саянский палеорифт получил прописку в зарубежной литературе [Vorontsov et al., 2019; Grinev et al., 2019; Ernst et al., 2020; Vorontsov et al., 2021].

Таким образом, исследования девонского вулканизма грабенов Кузнецко-Алатауской провинции находятся в очевидном тренде современных исследований и вносят важный вклад в изучение вулкано-тектонических структур Кузнецко-Алатауской провинции и западного обрамляющего поднятия палеорифта АССО.

Цель исследований. На основе изучения геологии, геохимического и изотопно-геохимического состава вулканитов и структуры грабенов, взаимоотношений, корреляции их с вулканитами Горячегогорского плато и щёлочно-мафитовыми плутонами Кузнецко-Алатауской провинции, охарактеризовать их как один из основных типов вулкано-тектонических структур исследуемой провинции. В процессе исследований решались следующие задачи: 1) морфоструктурный анализ грабенов на современной космической фотооснове и с использованием теневого рельефа; 2) комплексное геолого-петрологическое изучение основных разновидностей вулканитов в разрезах грабенов, выяснение их сходства и различия и корреляция с вулканитами Горячегогорского плато; 3) анализ петрохимической, геохимической и изотопно-геохимической специализации вулканитов грабенов; 4) оценка абсолютного возраста вулканитов грабенов; 5) анализ геодинамической обстановки проявления магматизма грабенов и параметров работы магмогенерирующего очага по геолого-петрологическим и геохимическим данным; 6) выявления минерогенической специализации вулканитов грабенов.

Степень разработанности темы. Фундаментальные основы в изучение грабеновых структур и ряда щёлочно-габброидных массивов северо-восточной части Кузнецкого Алатау были заложены в процессе геолого-съёмочных работ 50–80-х годов XX века, проводимых ПГО «Запсибгеология» и «Красноярскгеология», такими учёными как А. А. Ярмак, А. В. Бозин, А. Д. Минин, А. И. Мостовской, А. М. Прусевич, Б. В. Дроздов, В. А. Врублевский, В. Г. Крюков, В. Г. Михалёв, В. Г. Родыгина, В. З. Мустафин, В. Н. Довгаль, В. Н. Марков, В. П. Болтухин, В. С. Дубский, В. С. Куртигешев, Г. М. Еханин, Г. П. Турченко, Е. Д. Андреева, И. К. Баженов, Л. Б. Алабин, Л. П. Рихванов, М. П. Кортусов, Н. А. Макаренко, Н. И. Кузоватов, Ю. А. Фомин, Ю. Д. Скобелев и др. Именно благодаря им были получены первые данные о геологическом строении грабенов и плутонов, оценены связанные с ними проявления полезных ископаемых и геохимических аномалий.

Начиная с 90-х годов, грабены неоднократно подвергались доизучению в ходе тематических и повторных геологических съёмок 1:200 000 масштаба и поисковых работ О. М. Гринёвым, Ю. В. Беспаловым, А. Н. Уваровым и др. В ходе этих работ стало ясно, что многие вопросы геологии, стратиграфии и магматизма грабенов до конца не изучены. Также остро встал вопрос об истории формирования магматитов грабенов, способов их внедрения, времени образования и др. В последующие 30 лет геохимически и изотопно-геохимически проводились изучения вулканитов АССО и пород щёлочно-габброидных массивов северо-восточной части Кузнецкого Алатау (А. А. Воронцов, А. М. Сазонов, В. В. Врублевский, В. В. Ярмолюк, И. Ф. Гертнер, О. М. Гринёв и др.), а вот грабены провинции и их вулканиты оставались вне поля зрения исследователей.

Для решения этих вопросов сотрудниками НИЛ структурной геологии и тектоники Томского государственного университета (НИЛ СГиТ ТГУ) были организованы и проведены экспедиционные работы в 2016–2022 гг. по доизучению девонского магматизма грабен-рифтовых и смежных структур Кузнецкого Алатау.

Коллекция каменного материала грабенов и щелочных пород провинции является уникальной и находится в НИЛ СГиТ НИ ТГУ. В результате проведенных по грабенам работ за это время была построена схема основных типов вулcano-тектонических морфоструктур (ВТМ) Саралинского и Растайского грабенов в масштабе 1:200 000. Всего изучено более 150 представительных образцов и прозрачных шлифов вулканитов грабенов. Микрорентгеноспектральные исследования были проведены для 40 аншлифов. В 80 валовых пробах определены содержания петрогенных окислов методом РФА, а также редких и рассеянных элементов методом ICP-MS спектрометрии. Состав минералов и микровключений пород определялся на РЭМе в количестве 47 полированных пластинок. В 15 валовых пробах определены содержания Ag, Au, Pt и Pd. В 7 пробах выделены цирконы для проведения U–Pb датирования.

Методы исследований имели комплексный характер и включали постадийное выполнение следующих работ:

- 1) анализ литературы по проблеме изучения геологических карт Кузнецкого Алатау в масштабе 1: 500 000, 1: 200 000, 1: 50 000;
- 2) описание геологии северо-западной части Кузнецкого Алатау, в пределах которой размещаются Саралинский и Растайских грабены и их обрамление;
- 3) проведение экспедиционных работ с целью изучения терригенно-вулканогенных разрезов грабенов, идентификации типов морфоструктур, формируемых вулканитами и отбора необходимого каменного материала с привязкой проб при помощи GPS;
- 4) проведение морфотектонического анализа Саралинского и Растайского грабенов и прилегающих территорий при помощи космической основы (фотоосновы естественного тона и теневого (контрастного рельефа) с восстановлением основных черт строения ВТМ и её первоначального рельефа. Сверка полевых наблюдений и результатов анализа морфоструктур по космической фотооснове;
- 5) детальное петрографическое описание пород, микрозондовое изучение породообразующих и акцессорных минералов вулканитов с фотографиями

микроструктур и др. Минералогические исследования и изучения микроструктуры пород проводились в НИ ТГУ (г. Томск) на растровом электронном микроскопе VEGA II LMU с использованием энерго-дисперсионного микроанализа Oxford INCA Energy 350, детекторов обратно-рассеянных электронов и детектора катодолюминесценции;

б) анализ петрографических, геохимических, изотопно-геохимических материалов: а) определение концентраций микроэлементного состава горных пород проводилось методом индуктивно-связанной плазмы масс спектрометрии (ICP-MS) (Agilent 7500cx) в центре коллективного пользования «Аналитический центр геохимии и природных систем» НИ ТГУ по двум методикам – СТО ТГУ 048-2012 и СТО ТГУ 152-2016; б) состав и содержание петрогенных элементов проводилось методом ICP-AES (iCAP 7400 Duo) в Томском государственном университете (г. Томск). Метод ICP-AES является альтернативой рентгенофлуоресцентного анализа (РФА) и позволяет с высокой достоверностью установить состав оксидов петрогенных основных элементов для корректного определения магматических горных пород; в) определение содержания благородных металлов проводилось методом атомно-абсорбционной спектрометрии (ААС) в Институте геологии и минералогии им. В. С. Соболева Сибирского отделения РАН (г. Новосибирск) по трём методикам – для серебра по НСАМ №130-С, для золота по НСАМ №237-С, платины и палладия – НСАМ №430-Х; г) Sm–Nd- и Rb–Sr-изотопный анализ проводили в Геологическом институте Кольского научного центра РАН (г. Апатиты) на масс-спектрометрах Finnigan-MAT-262 (RPQ) и МИ-1201-Т; д) изотопный анализ циркона проводили методом лазерной абляции и масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (LA-Q-ICP-MS) в НИ ТГУ (г. Томск) на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7900. Аналитические результаты обрабатывались с помощью программного пакета «Statistics», «Excel» и «CorelDRAW», «ArchiCAD 16».

Положения, выносимые на защиту.

1. Формирование грабенов связано с девонской плюм-рифтогенной активизацией унаследованных разломно-блоковых зон и ростом регионального свода, контролировавших проявление базальтового и щёлочно-базальтового вулканизма в северо-восточной части Кузнецкого Алатау. В обстановке сводового растяжения оживлялись проницаемые зоны грабенов, служившие каналами поступления магм и формирования вулкано-тектонических, а затем вулкано-плутонических морфоструктур грабенов.

2. Ритмично-импульсный, стадийный вулканизм грабенов представлен субщелочной, щелочной и высокощелочной сериями, образующими три толщи. Нижняя и средняя толщи соответствуют по положению в разрезе и составу базырской и берешской свитам Горячегорского стратотипа. Нижняя толща Саралы представлена: трахипикробазальт – трахибазальт – базальтовым трахиандезитом; Растая: трахибазальт – базальт – базальтовым трахиандезитом. Средняя толща Саралы: базанит – тефрит – фонотефритом; Растая: фойдит – базанит – тефрит – фонотефритом. Верхняя толща Саралы: трахит – трахидацитом; Растая: трахибазальт – базальтовым трахиандезитом.

3. Вулканыты грабенов формировались в условиях внутриплитной плюм-рифтогенной обстановке под влиянием аномального тепла и флюидов плюма, что выразилось в их специализации на Al_2O_3 , CaO, ΣFe_2O_3 , Na_2O , K_2O , TiO_2 , а также на микроэлементы, характерные для рифтовых зон и плутонов провинции. Протолит первичных трахипикробазальтовых расплавов OIB-типа оценивается как шпинелевый и гранат-шпинелевый лерцолит с 3–10 % объёмным плавлением. Плюмовые расплавы MORB и доминирующего OIB-типа испытывали фракционную дифференциацию и на разных глубинах взаимодействовали с гетерогенной метасоматизированной литосферной мантией и земной корой.

4. Для вулканитов грабенов установлено вышекларковое содержание Au, Ag, Pd, Ru, Rh, микровключения самородных металлов, характерных обычно для благороднометалльных месторождений, а также медно-полиметаллическая (Сарала) и барит-полиметаллическая, редкоземельно-редкометалльно-

радиоактивная минерализации (Растай). В сочетании с локально развитой пропилитизацией, вплоть до появления эпидот-карбонат-кварцевых жил, это свидетельствует о перспективности открытия коренного оруденения отмеченных типов.

Научная новизна. Впервые проведено специализированное системное изучение морфотектоники и вулканизма грабен-рифтов Кузнецкого Алатау: с выделением слагающих их морфоструктур; определением основных вулканических серий и типа вулканизма; состава петро-геохимической и изотопно-геохимической специализации, последовательности формирования вулканических толщ, включая оценку их изотопно-геохронологического возраста современными прецизионными методами.

Оценены основные параметры магматических центров, генерировавших первичные магмы, относительную глубину, состав и степень плавления протолита, а также дифференциацию и взаимодействие плюмовых образований с гетерогенной литосферной мантией и материалом консолидированной земной коры.

Теоретическая значимость. Изучен один из основных вулканотектонических типов морфоструктур Кузнецко-Алатауской щелочной вулканоплутонической провинции, являющийся индикатором проявления рифтогенно-континентального режима и связующий вулканическую и плутоническую составляющие магматизма этой провинции. Кроме того, морфотектоника и вулканизм грабенов характеризуют особенности рифтогенного режима, проявляющегося в пределах обрамляющих поднятий (плеч) Алтае-Саянского палеорифта, которые до настоящего исследования были практически не изучены. Тем самым исследование имеет фундаментальный характер, направленный на более полное выявление закономерностей строения и развития плюм-рифтогенных структур.

Практическая значимость. Всесторонне изучены две девонские региональные вулканоплутонические структуры Кузнецкого Алатау – Саралинский и Растайский грабены, расположенные на площади листа N-45-XI

(Белогорск), масштаба 1:200 000 (2019). Впервые геохронологически изучены цирконы вулканитов грабенов U–Pb методом, а также проведена геохимическая и изотопно-геохимическая их аттестация.

Проведена корреляция вулканитов грабена со свитами вулканитов Горячегогорского вулканического плато.

Установлено, что с вулканитами Саралы связано промышленно перспективное Au–Ag оруденение, а с вулканитами Растая барит-полиметаллическая, редкоземельная, радиоактивная минерализации и Au–Ag–Bi тип геохимической аномалии, имеющих перспективы на обнаружение коренного оруденения. Установленная Малоильинская морфоструктура Растайского грабена перспективна на выявление высокосортных руд уртитов Кия-Шалтырского типа.

Степень достоверности результатов. Достоверность результатов диссертационного исследования подтверждается достаточным количеством наблюдений, синтезом современных прецизионных методов исследования, которые соответствуют цели работы и поставленным задачам. Сформулированные научные положения и выводы основаны на фактических и аналитических данных, продемонстрированных в приведенных таблицах и рисунках в тексте диссертации. Лабораторно-аналитический анализ и интерпретация полученных результатов проведены с использованием современных методов обработки информации и статистического анализа.

Апробация результатов исследования. Основные материалы и положения работы представлены на IX Всероссийской петрографической конференции с международным участием «Петрология магматических и метаморфических комплексов» (Томск, 2017, 2022 г.); на LXXI научной студенческой конференции, посвященной 125-летию со дня рождения профессора В. А. Хахлова (Томск, 2018 г.); на Седьмой международной конференции «Крупные изверженные провинции в истории Земли» (Томск, 2019 г.); на Всероссийской конференции с международным участием «Динамика и взаимодействие геосфер Земли» (Томск, 2021 г.); на международном научном симпозиуме имени

академика М. А. Усова студентов и молодых ученых «Проблемы геологии и освоения недр» (дистанционный формат проведения, 2021, 2022 гг.).

Публикации. По теме диссертации Р. Р. Адылбаевым опубликовано 10 работ, в том числе 2 статьи в журнале, включенном в Перечень рецензируемых научных изданий, в которых должны быть опубликованы основные научные результаты диссертаций на соискание ученой степени кандидата наук, на соискание ученой степени доктора наук, 1 статья в сборнике материалов конференции, представленном в издании, входящем в Scopus, 1 глава в коллективной монографии, входящей в Springer, 6 публикаций в сборниках трудов международных симпозиумов, сборниках материалов, тезисов международных, всероссийских с международным участием конференций.

Структура и объем работы. Содержание работы включает введение, шесть глав, заключение, список использованной литературы, шесть приложений. Общий объем работы составляет 215 страниц, содержит 34 иллюстрации, 16 таблиц с аналитическими данными (среди которых 4 в приложениях), список использованной литературы включает 145 наименований, из них 39 на иностранном языке.

Благодарности. Автор признателен своему научному руководителю, кандидату геолого-минералогических наук, доценту кафедры палеонтологии и исторической геологии, О. М. Гринёву, за предоставленную возможность работы над диссертацией, всемерную поддержку при осуществлении всех этапов работы, постоянную помощь и конструктивную критику.

За ценные советы в аналитических исследованиях автор признателен сотрудникам геолого-географического факультета НИ ТГУ доценту кафедры петрографии, заведующему НИЛ структурной петрологии и минерагении НИ ТГУ, И. Ф. Гертнеру, аспиранту А. А. Мустафаеву, инженеру-исследователю центра коллективного пользования «Аналитический центр геохимии и природных систем» Е. В. Корбовяку.

При проведении полевых работ неоценимую школу отбора материалов оказали: заведующий лабораторией ИГЕМ РАН (г. Москва), академик, доктор

геолого-минералогических наук В. В. Ярмолюк; ведущий научный сотрудник лаборатории геохимии основного и ультраосновного магматизма (г. Иркутск), профессор, доктор геолого-минералогических наук А. А. Воронцов; доцент кафедры ГМиП института горного дела, геологии и геотехнологий СФУ, кандидат геолого-минералогических наук О. Ю. Перфилова; сотрудники НИЛ структурной геологии и тектоники НИ ТГУ, аспирант А. С. Семиряков, аспирант Е. Н. Морозова за участие в экспедиционных работах, обсуждении результатов; а также Б. М. Лобастов, М. Милаушкин и коллектив ООО «Гримс».

За внимание и критику при предоставлении промежуточных отчётов исследования автор благодарен декану геолого-географического факультета П. А. Тишину и профессору, заведующему кафедрой динамической геологии В. В. Врублевскому и заведующему кафедрой петрографии А. И. Чернышову. Организация научной работы во многом поддерживалась помощью сотрудников кафедры палеонтологии и исторической геологии: Г. М. Татьяна, С. А. Родыгина, А. В. Шпанского, Р. О. Гринёва, Я. А. Баженовой, С. В. Иванцова, Э. Х. Хасановой.

1 СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ И ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Большинство непосредственных геологических исследований грабенов Кузнецкого Алатау относится к 60-м – началу 70-х годов в ходе геологосъёмочных, поисковых работ ПГО «Запсибгеология», «Красноярскгеология» и ПГО «Берёзовгеология». В последние десятилетия проводилось геологосъёмочное доизучение региона [Беспалов и др., 1990; Уваров и др., 2002] масштаба 1:200 000, а также тематические геофизические, минералогическо-геохимические и геохимические исследования.

Кузнецкий Алатау, особенно его северо-восточная часть, рассматривались различными исследователями неодинаково, с целым рядом дискуссий по ряду принципиальных вопросов геологического строения и развития региона. К 80-ым годам XX века большая часть этой территории оказалась покрытой геологопоисковыми и геологосъёмочными работами 1:50 000 масштаба. В последние десятилетия северо-восточная часть Кузнецкого Алатау покрыта геологической съёмкой нового поколения масштаба 1:200 000.

1.1 История изучения грабен-рифтовых структур Кузнецкого Алатау

Свою летопись геологического изучения район начинает с открытия в начале XIX века золотоносных россыпей в северных районах Кузнецкого Алатау, носящих название «Мариинская тайга». Самые первые сведения о геологическом строении и полезных ископаемых территории появляются в работах Я. С. Эдельштейна (1907 г.), И. П. Толмачёва (1909 г.), П. А. Чихачева, И. И. Палетика, П. П. Крапоткина, В. С. Реутовского, М. А. Усова (1912 г.) и А. Я. Булынникова (1928 г.), А. Н. Чуракова (1932 г.), И. П. Раковского и других в середине XIX – начале XX веков в связи с исследованиями её золотоносности [Государственная ... , 2019]. Но стоит отметить, что первые данные о золотоносности были получены экспедицией, возглавляемой инженером Генроссом, в 1834 году – по речкам

Ивановка и Панфиловка были открыты первые россыпи, послужившие началом золотого промысла, в частности, Саралинского рудного узла [Широких и др., 1998].

Очень много для изучения щелочного и субщелочного магматизма Кузнецкого Алатау сделано в 30-е годы. Начиная с этого времени и до конца XX века изучением и поисками нефелиновых руд в регионе занимались А. А. Дюков, А. А. Ярмак, А. В. Бозин, А. Д. Минин, А. И. Мостовской, А. М. Прусевич, А. Н. Уваров, Б. В. Дроздов, В. А. Врублевский, В. В. Врублевский, В. Г. Крюков, В. Г. Михалёв, В. Г. Родыгин, В. З. Мустафин, В. Н. Довгаль, В. Н. Кяргин, В. Н. Марков, В. П. Болтухин, В. С. Дубский, В. С. Куртигешев, Г. М. Еханин, Г. П. Турченко, Е. Д. Андреева, И. И. Заболотникова, И. К. Баженов, И. Ф. Гертнер, Л. Б. Алабин, Л. П. Рихванов, М. В. Ворошилов, М. П. Кортусов, Н. А. Макаренко, Н. И. Кузоватов, О. М. Гринёв, С. А. Корчагин, Ю. А. Фомин, Ю. Д. Скобелев и др.

История изучения нефелиновых пород началась после выявления И. К. Баженовым на реках Андриюшкина, Береш, Базыр (г. Горячая) крупных скоплений нефелиновых пород. В содружестве с геологом М. М. Груниным в 1936–1938 гг. они провели предварительную оценку ресурсов нефелиновых пород, а затем в лаборатории химического факультета ТГУ совместно с А. П. Бунтиным были организованы опыты (1938–1941 гг.), благодаря которым удалость разработать способ получения глинозёма из нефелинового сырья.

В 30–50-х гг. XX века проводились поисковые и разведочные работы, данные о них обобщены И. К. Баженовым при составлении геологической карты масштаба 1:100 000 трапеций N-45-35, N-45-47, И. В. Дерюгиным – масштаба 1:200 000 на трапециях N-45-36, N-45-48.

К концу 50-х – началу 60-х годов в Кузнецком Алатау были организованы специальные работы по поискам нефелинового сырья и начались массовые геологические съёмки [Довгаль, Широких, 1980].

В этих работах принимали участие сотрудники многих научных и производственных организаций, в их числе И. В. Лучицкий, М. П. Кортусов, Е. Д.

Андреева, М. Г. Бергер, А. В. Бозин, С. Г. Быков, В. А. Врублевский, А. В. Дюков, Р. Н. Ивашкина, Г. М. Купсик, Н. И. Кузоватов, А. Е. Курмей, В. Г. Михалев, Л. Б. Мещанская, Н. А. Макаренко и многие другие. Главнейшим результатом этих работ стало обнаружение на севере Кузнецкого Алатау большого количества нефелиновых и других ощелоченных пород, а также открытие таких крупных месторождений нефелиновых руд, как Кия-Шалтырское (1957 г.), Тулуяольское, Кургусульское и др. Дополнительно исследовались и ранее известные месторождения, например, Горячегорское [Довгаль, Широких, 1980].

Знаменательным событием середины 50-х годов является старт геолого-съёмочных и тематических работ, проводимых территориальными производственно-геологическими объединениями (ПГО) «Запсибгеология» и «Красноярскгеология», благодаря которым были получены первые данные о геологическом строении девонских грабенов Кузнецкого Алатау: Тайдонского, Палатнинского, Талановского, Растайского и Саралинского.

Начиная с 1956 года район полностью становится охвачен полистной геологической съёмкой масштаба 1:50 000, а в 1957–1959 гг. параллельно проводится съёмка 1:200 000 масштаба листа N-45-XI (рук. П.А. Пономарев). Проводимые работы были направлены в том числе на изучение геологии грабенов, в числе других структур региона, и на оценку связанных с ними проявлений полезных ископаемых и геохимических аномалий. Результаты этих работ нашли отражение в печати [Мустафин и др., 1966; Алабин, 1968; Крюков и др., 1969; Болтухин и др., 1972; Рихванов и др. 1972, 1985; Минин и др., 1974, 1975; Турченко, 1975; Куртигешев и др., 1985; Корчагин и др., 1983.].

В целом грабены Кузнецкого Алатау до 1980-х годов изучались многими исследователями, но наиболее детально: Тайдонский – Л. Б. Алабиным, Л. П. Рихвановым, Ю. А. Фоминым, С. М. Борисовым; Палатнинский – Л. В. Алабиным, Г. П. Турченко, Ю. И. Сомовым, Б. Д. Васильевым, Ю. А. Фоминым, Л. П. Рихвановым; Талановский – В. Г. Крюковым и В. З. Мустафиным, В. П. Болтухиным, Г. П. Турченко, Л. П. Рихвановым, В. А. Домаренко, Н. И. Кузоватым, В. С. Куртигешевым, В. С. Дубским; Растайский – В. С.

Куртигешевым, А. Д. Мининым, В. С. Дубским, В. А. Домаренко; Саралинский – А. А. Ярмаком, В. П. Болтухиным, Г. И. Тищенко, Г. М. Еханиным и др.

К 1960 году в связи с возросшим интересом к урановому сырью Березовская экспедиция, позднее ПГО (ГПП) «Берёзовгеология» (ныне Сибирский филиал ФУГП «Урангеологоразведка») по инициативе начальника экспедиции М. М. Матусеева начала осуществлять геологоразведочные работы в регионе на поиски руд урана и редких металлов [Домаренко, Рихванов, 2007]. С 1963 г. при проведении различных геологических работ попутными радиометрическими поисками занимаются прочие геологические организации. В результате на площади было выявлено и оценено мелкое месторождение (Скалистое), ряд проявлений и пунктов минерализации урана, выявлены признаки редкоземельного оруденения.

В 1964–1967 гг. в ходе работ Урюпской геологосъёмочной партии А. А. Ярмак и др. оконтурил группу субвулканических тел нефелинсодержащих микрогаббро в Саралинском грабене (г. Лысая).

С середины 60-х годов выходит несколько работ В. З. Мустафина и В. Г. Крюкова, которые посвящены изучению геологии Талановского грабена (В. З. Мустафин, В. Г. Крюков и др., 1966), его истории формирования (В. Г. Крюков, В. З. Мустафин, Н. С. Лыхина, 1969), а также расчленению вулканогенных образований Тебельской серии на площади Талановки (В. Г. Крюков, В. З. Мустафин, 1969).

В 1969 г. Г. М. Еханиным и др. составлена Геологическая карта восточного склона Кузнецкого Алатау и прилегающих частей Минусинской котловины масштаба 1:200 000 с объяснительной запиской, и А. С. Аладышкиным и др. – Прогнозно-металлогеническая карта Красноярской части Кузнецкого Алатау масштаба 1:500 000 [Государственная ... , 2007].

К концу 60-ых годов в регионе проводятся сводные тематические исследования по стратиграфии докембрийских, кембрийских и раннедевонских толщ, по интрузивному магматизму и тектонике. Так, работы по изучению типовых разрезов стратифицированных образований позднего докембрия и

раннего палеозоя, проводились сотрудниками СНИИГГиМСа А. Б. Гинцингером, М. К. Винкман, В. И. Красновым, В. А. Асташкиным, Б. Г. Краевским, А. Г. Поспеловым и др., а также геологами ПГО «Запсибгеология» С. М. Тарасовой, И. П. Манаевым, Ю. В. Миртовым и др. [Государственная ... , 2019]. Результаты этих исследований легли в основу современного расчленения как стратифицированных, так и интрузивных образований Кузнецкого Алатау в целом.

В 1969–1971 гг. А. Д. Мининым, В. С. Куртигешевым, В. С. Дубским и др. в составе Таскыльской партии проведены геологосъёмочные работы масштаба 1:50 000 и поисковые работы на марганец и уран, результатом которых стали карта геологического строения и полезных ископаемых листа N-45-45-А (1974 г.) и объяснительная записка к ней. Ими же на основе геологосъёмочных работ масштаба 1:50 000 за 1971–1973 гг. составлена карта геологического строения и полезных ископаемых листа N-45-33-Г (1975 г.) с объяснительной запиской.

В 70–80-ые годы тематической группой Томского Политехнического университета (Л. П. Рихванов, В. А. Домаренко, С. А. Лыков, С. И. Сарнаев, П. Г. Падерин, Ю. А. Фомин и др.) с целью прогнозирования уранового оруденения проводится радиогеохимическое картирование и изучение метасоматических пород в Кузнецком Алатау, результатом которого стало создание радиохимической карты и карты метасоматических формаций северной части Кузнецкого Алатау.

В 1976–1978 гг. в северной части Кузнецкого Алатау проведено аэрогеологическое картирование масштаба 1:100 000, а в 1979 году И. И. Резников после переинтерпритации материалов наземных магнитных съёмок выделил ряд участков перспективных на обнаружение тел богатых нефелиновых руд. Большинство участков расположено в междуречье Кии – Урюпа [Корчагин и др., 1983].

В 1979–1988 гг. группа «Нефелин» под руководством профессора М. П. Кортусова (ТГУ) провела изучение междуречья рр. Талановой-Кии-Урюпа

совместно с Кийским отрядом, включая Тулуяльский участок [Корчагин и др., 1983].

В 1978–1990 гг. О. М. Гринёв, принимая непосредственное участие в масштабных поисках в Мартайге (междуречье Кия-Береш северной части Кузнецкого Алатау) высокосортных нефелиновых руд – уртитов, затем в геологосъёмочных работах масштаба 1:50 000 и разведочных работах на ряде щёлочно-габброидных массивов, предпринял попытку сравнительного изучения девонских грабенов Кузнецкого Алатау, как индикаторных структур проявления континентального рифтогенеза. Работы проводились ПГО «Запсибгеология» и «Красноярскгеология», с научным сопровождением сотрудников ТГУ. По итогам этих работ был проведён и опубликован обзор авторских и отчетных геологосъёмочных материалов по стратиграфии грабенов региона и сравнение их с базырской толщей смежного Горячегорского вулканического плато [Гринёв, 1987; 1990; 1994]. При этом было выяснено, что многие вопросы геологии, стратиграфии и магматизма грабенов до конца не изучены, а их индикаторное значение при решении геодинамических аспектов геологического развития региона зачастую остаются за рамками внимания исследователей.

Важную работу по геологическому изучению восточного склона Кузнецкого Алатау выполнил в 1981–1985 годах Ю. В. Беспалов, итогом её стал отчет «Геологическое доизучение масштаба 1:50 000 в пределах листов № 45-59-В, Г; № 45-71-А, В, Г; № 45-83-В». В этой работе исследуются стратиграфия и литология четвертичных отложений изучаемого района.

К концу 80-х годов грабен-рифты неоднократно подвергались доизучению в ходе повторных геологических съёмок и поисковых работ масштаба 1:200 000, но при этом специализированные петро-геохимические изучения вулканитов, а также других вулкано-тектонических структур Кузнецко-Алатауской провинции не проводились.

В начале 90-х годов крупномасштабные региональные работы завершаются. На их основе в 1993–1995 гг. составлены Геологическая карта Республики Хакасия масштаба 1:200 000 (М. Л. Махлаев, 1996) и Структурно-формационная

основа для разработки прогнозно-металлогенической карты масштаба 1:500 000 Республики Хакасия (А. Г. Дербан, 2001).

В 1994 году Л. С. Ратановым и А. Б. Гинцингером проводилась работа по уточнению стратиграфической основы позднекембрийских и девонских образований Алтае-Саянской области. В 1997 г. Г. Г. Семенов, В. Г. Михайленко составили геодинамическую карту Алтае-Саянской складчатой области на основе модели тектоники плит, масштаб 1:500 000.

В 2003 году коллективом ФГУПП «Запсибгеолсъемка» под руководством С. А. Некипелой составлена геохимическая, геофизическая и дистанционная основы Госгеолкарты-1000/3 листа N-45, выполнена прогнозно-геохимическая оценка территории.

В 2019 году коллективом авторов под руководством А. Н. Уварова составлена Государственная геологическая карта масштаба 1:200 000 (второе поколение) листа N-45-XI (Белогорск), которая отражает современный уровень представлений о геологическом строении региона.

Начиная с 2016 года сотрудники НИЛ СГиТ ТГУ занимаются углубленным изучением геологии, петро-геохимических и минералогических характеристик сопряжённой группы грабен-рифтов Кузнецко-Алатауского горстообразного плеча девонского палеорифта – Саралинского, Растайского, Талановского. В последние годы (2019–2023 гг.) О. М. Гринёв и Р. Р. Адылбаев на правах исполнителя участвуют в гранте РФФИ «Аспиранты» в рамках научного проекта №20-35-90032, а также ООО «НПО ГРИМС». Полученные новые данные опубликованы в серии статей по Саралинскому и Растайскому грабену [Адылбаев, 2021, 2022; Гринёв и др., 2017, 2022, 2023; Grinev et al. 2018, 2020].

1.2 Постановка научной проблемы и методика исследований

Из приведённого обзора следует, что в ходе геологических исследований Кузнецкого Алатау девонские грабены по началу привлекли к себе внимание благодаря радиогеохимическим аномалиям [Домаренко, Рихванов, 2007], а затем

пониманием их индикаторной роли в идентификации рифтогенного режима в регионе [Гринёв, 1990; 1994].

Исследования, посвящённые изучению рифтовых систем обрамления Сибирской платформы вызывают оживлённый интерес и признаются своевременными, благодаря основополагающим работам Е. Е. Милановского, Н. А. Логачёва, К. К. Левашова, И. В. Гордиенко, А. Ф. Грачёва, В. С. Суркова, В. В. Ярмолюка и др. Современный этап расширения наших знаний о глубинной геодинамике планеты вызван развитием плюм-тектоники, отвечающей за формирование как девонской, так и мезозойских рифтовых систем Сибири. Обоснование этого глобального процесса выполнено в работах [Зоненшайн, Кузьмин, 1983; Гринёв, 1990, 1996, 1999, 2005; Хаин, 1994; Добрецов и др., 2001; Ярмолюк и др., 2000, 2003, 2013; Кузьмин и др. 2011; Кузьмин, Ярмолюк, 2014], а так же зарубежных учёных [Morgan, 1972; O'Noins et al., 1980; Maruyama et al., 1994, 2007; Condie, 2001; Li, Zhog, 2009; Ernst et al., 2020].

Определённых успехов в развитии плюмового направления достигли исследования девонской Алтае-Саянской плюм-рифтогенной системы и её части – Кузнецко-Алатауской щелочно-габброидной провинции, в которой девонский магматизм проявился в виде вулканитов Талановского, Растайского, Саралинского и других грабен-рифтов, а также в совокупности щёлочно-габброидными и щёлочно-салическими плутонами, нередко тесно ассоциирующихся с грабенами. С плутонами провинции связаны крупные месторождения нефелиновых (алюминиевых) руд с сопутствующим золото-платиноидным оруденением. С грабенами известны геохимические и геофизические редкоземельно-радиоактивные аномалии и россыпи золота, но их коренные источники пока не определены.

Первоначально на геологических картах 50–60 гг. XX века вулканиты грабенов отображались как нерасчленённая раннедевонская толща андезитобазальтов, местами содержащая нефелиновые породы (берешиты). Затем толщи грабенов расчленялись на красногорскую и палатнинскую свиты, имевшие местное расчленение. Но после результатов геолого-съёмочных работ масштаба

1:50 000 [Марков и др., 1986] и расчленения вулканитов Горячегогорского плато на раннедевонские базырскую, берешскую и ашпанскую толщи появилась возможность скоррелировать толщи грабенов со свитами Горячегогорского плато, представляющего западную часть Северо-Минусинской и Назаровской впадин Минусинского прогиба. Это означало придать толщам грабенов региональный статус. Первые попытки это сделать изложены в работах [Гринёв, 1994], а затем [Государственная ... , 2019]. Однако кардинально положение дел с изучением грабенов не изменилось и после последней государственной геологической съемки масштаба 1:200 000 (лист N-45-XI, Белогорск, 2019).

Более того, в ходе выполнения обзорной работы по щёлко-габброидному магматизму Кузнецко-Алатауской провинции [Гринёв, 1990], стало ясно, что вулканиты и вмещающие их грабены являются неотъемлемым морфоструктурным типом этой провинции и наилучшим индикатором подтверждения рифтогенной природы девонского тектогенеза региона. Но уровень изученности магматитов грабенов, особенно их петрогеохимических и изотопно-геохимических характеристик явно не соответствовал их геодинамической и минерагенической значимости.

На сегодняшний день, недостающим звеном в исследовании эволюции магматизма Кузнецко-Алатауской щелочно-габброидной провинции является именно всесторонняя характеристика вулканизма и тектоники приразломных грабенов, их вулканитов, соотношение их с щёлко-габброидными плутонами. Для оценки их петро- и геохимических, минералогических, геодинамических и минерагенических особенностей была разработана программа специального изучения грабенов и их магматитов, включающая в себя:

- 1) выявление закономерностей размещения сопряженной сети разломов, контролирующей грабены провинции и выяснение механизма их формирования (присводового, чистого растяжения или растяжения при сдвиге). Применение приёмов геометрического, кинематического и геодинамического структурного анализа позволяет восстановить геодинамическую обстановку начала раннедевонского рифтообразования региона;

2) изучение терригенно-вулканогенных разрезов грабенов, идентификация типов морфоструктур, формируемых вулканитами с применением космической фотоосновы, даёт возможность восстановить историю и специфику геодинамических условий вулканизма;

3) геолого-петрографическое, петро-геохимическое и изотопно-геохимическое исследование основных разновидностей вулканитов, массивов и даек позволит раскрыть специфику и последовательную эволюцию геодинамических условий магмогенеза как в наземной зоне, так и в мантийных глубинах, а также позволит установить минерагеническую специфику разнофациальных магматитов.

В качестве основного объекта исследования в данной работе являются Растайский и Саралинский грабены и их вулканиты, расположенные в пределах щелочной провинции. Поставленные задачи и полученные аналитические данные позволяют выполнить работу с помощью оригинального методологического подхода синтеза результатов различных исследований: геологических, структурных, петролого-геохимических, петрографических, изотопно-геохимических.

Методика исследований в рамках данного исследования проводилась в несколько этапов: подготовительный, полевой, лабораторно-аналитический и камеральный.

Подготовительный этап включал в себя анализ библиографического материала по району исследований и главных работ предшественников: фондовых материалов геологического картирования (литературы по проблеме изучения геологических карт Кузнецкого Алатау в масштабе 1:500 000, 1:200 000, 1:50 000), научных публикаций и монографий, диссертаций по теме геологии и рудоносности девонского магматизма и тектоники Кузнецкого Алатау, и Алтае-Саянской складчатой области в целом.

Перед выездом в поле установлен характер проявления грабенов в современном рельефе. Для этого был применён метод дистанционного геометрического анализа космической фотоосновы, в основу которого были

положены: идентификация куэстового типа рельефа, подчеркнутого рисунком речной сети и контрастным фотонем пологого (кровли, головы, полки) и крутого склонов куэст; ранжирование куэст на крупные, средние и мелкие. В итоге были выделены и описаны вулкано-тектонические морфоструктуры Саралинского и Растайского грабенов. Данный вид анализа позволяет оценить степень целостности каждого грабена отдельно как единой структуры, особенности строения его составных частей, внутренне строение, разницу в уровне их эрозионного среза и взаимоотношение с вмещающими толщами.

Полевой этап. Одной из ключевых задач исследования является организация и проведение экспедиционных работ в районы исследования грабенов. Для этого приобретались топографические карты района исследования; разрабатывались схемы маршрутов по изучению грабенов; выявлялись элементы строения, требующие заверки на местности.

Непосредственно во время экспедиционных работ по изучению грабенов применялись традиционные методы геологического картирования: обзорные маршруты в крест и вдоль простирания структур; наблюдение разрезов вулканитов и других пород в их коренном залегании; сбор и документация петрографического материала; непосредственное макроскопическое изучение горных пород, определение залегания структурных элементов и характера контактов. Отбор необходимого каменного материала проводился непосредственно из разрезов грабен-рифтов с привязкой проб при помощи GPS.

Лабораторно-аналитический этап начинался с обработки коллекции представительных образцов: каталогизация, описание, отбор сколов на шлифы (аншлифы), составление заказов и пробоподготовка на выполнение планируемых анализов. В соответствии с выбранным комплексом прецизионных методик анализа горных пород и минералов работы проводились в следующей последовательности:

- 1) представительный каменный материал основных фаций магматитов изучался под микроскопом в проходящем и отраженном свете с фотофиксацией

структур, текстур, минерального состава пород с полным их петрографическим описанием;

2) микронзондовое изучение породообразующих и акцессорных минералов вулканитов с фотографиями микроструктур проводилось с целью не только определения породообразующих минералов, но и микровключений в них (не менее 3–5 мкм), определения их спектров и состава, формы выделений для установления минерагенической специфики оруденения магматизма;

3) определение состава и содержания петрогенных элементов проводилось с целью установить в вулканитах грабенов с высокой достоверностью состав оксидов петрогенных основных элементов для корректного определения классификации и номенклатуры вулканитов грабенов;

4) определение содержания благородных металлов проводилось методом атомно-абсорбционной спектрометрии (ААС). Данный метод был выбран в связи с тем, что он позволяет с высокой селективностью и точностью определить содержания благородных металлов в изучаемых породах;

5) интерпретация материалов микроэлементного состава горных пород выполнялась при помощи обязательных диаграмм, применяемых для уточнения геохимической специфики вулканитов путем сравнения спектров с известными реперами геодинамических режимов (OIB, IAB, N-MORB, E-MORB и др.);

6) Sm–Nd и Rb–Sr-изотопный анализы проводились для определения процессов магмо- и петрогенезиса, установления природы протолита пород/расплавов, а также установления степени изменчивости состава источников расплавов;

7) изотопный анализ циркона из вулканитов грабенов проводился с целью получения возрастных датировок вулканитов грабенов.

На камеральном этапе проведена аналитическая обработка полученных материалов с помощью программного пакета «Statistics», «Excel» и «CorelDRAW», «ArchiCAD 16». Все полученные результаты являются предметом обсуждения в данной работе.

2 ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ В СТРУКТУРЕ ДЕВОНСКОГО ПАЛЕОРИФТА АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Структурно тектоническая позиция северо-восточной части Кузнецкого Алатау в рамках проводимого исследования корректно может быть определена только с учётом морфоструктур девонского палеорифта АССО. Структура палеорифта представлена тремя структурно сопряжёнными север-северо-западными депрессионными зонами и разделяющими их горстообразными поднятиями – плечами рифта – Западным и Восточным.

Западная, осевая и восточная депрессионные зоны представлены прогибами и впадинами приразломного характера, выполненными вулканогенно-терригенной молассой девона. Наиболее крупными прогибам западной зоны являются: приразломные Делюно-Юстыдский, Уйменско-Лебедской, Тельбесский и Кузнецкий.

Осевая зона представлена: Тувинским, Минусинским прогибами, Назаровской, Тегульдетской, Ажарминской и Алипской впадинами и имеет максимальную площадь развития.

Восточная зона представлена Агульским грабенообразным прогибом, Кемчукской впадиной, Касским прогибом, Дубчесской впадиной и Баихским прогибом, трассирующими Приенисейский линеамент.

Западное обрамляющее поднятие представлено горстообразным антиклинорием Кузнецкого Алатау Горной Шории, Восточно-Алтайской СФЗ и Кобдинским поднятием. Район исследуемых грабенов и щёлочно-габброидной провинции располагается в пределах северо-восточной части Кузнецкого горстообразного поднятия.

Восточное обрамляющее поднятие представлено антиклинориями Восточной Тувы, Западного Саяна и Восточного Саяна. В пределах поднятий (плеч) вулканиты девона выполняют узкие приразломные грабены, площадных

толщ вулканитов нет. Таким образом, Кузнецкий Алатау в системе палеорифта представлен северным сегментом западного обрамляющего поднятия, к западу от которого располагаются Кузнецкий, а с востока Минусинский прогибы.

2.1 Стратиграфия

Описание разновозрастных стратифицированных Кузнецко-Алатауских образований выполнено в соответствии с Государственной геологической картой 1:200 000 (лист N-45-XI) [Государственная ... , 2019] и отражено в таблице 1.

В геологическом развитии северо-восточной части Кузнецкого Алатау выделяются 5 крупных эпох тектогенеза: 1) байкальская; 2) каледонская; 3) герцинская (раннюю и позднюю); 4) позднепалеозойско-мезозойская и 5) кайнозойская.

1. Байкальская эпоха тектогенеза (RF₃–V) начинается с позднего рифея–раннего венда и включает белоиюсский (RF₃?bi) и сынныгский (Vsn) вулканические комплексы с сопутствующими карбонатно-сланцевыми отложениями. Белоиюсские отложения представлены дислоцированными метаморфизованными базальтами MORB-типа, туфами и туфопесчаниками, а сынныгский комплекс – лейкобазальт-плагиориолитами, с прослоями песчаников и туфопесчаников.

Поздневендские образования представлены мощным карбонатным мегакомплексом, образованным известняково-доломитовыми (с кварцитами и сланцами) отложениями тюримской (Vtr), прокопьевской (Vpr), малорастайской (Vmr), растайской (Vrs) и таржувской (V–C₁tr) свит, а также маломощными прослоями базальтов OIB-типа – кульбюрстюгская (Vkl) свита и пестроцветными карбонатно-терригенными толщами – амарская (Vam) свита. Характер взаимоотношения позднерифейско–вендских отложений с раннекаледонскими не изучен, так как их границы либо тектонические, либо перекрыты рыхлыми толщами KZ [Государственная ... , 2019].

Таблица 1 – Схема этапов геологического развития северо-восточной части Кузнецкого Алатау по материалам [Государственная ... , 2019].

Время	Этап развития	Этаж	Стратиграфическая толща (свита)	Субвулканические образования	Интрузивные комплексы
RF ₃ -V	I этап (срединно-океанический) геосинклинальный	нижний	<i>Белоюсская</i> (RF ₃ ?bi): пикробазальты, туфы базальтов, сланцы по базальтоидам, реже – известняки, туфопесчаники. Мощность 1,8 км.	Белоюсский базальтовый (mv;mvRF ₃ ?bi)	Бархатный дунит-гарцбургитовый (σRF ₃ :C _{1b}) Московкинский перидотит-пироксенит-габбровый комплекс (υσ-v;υVms) Кундусуюльский габбро-диорит-долеритовый комплекс (v-δ;mvVk) Вендские плагиогранитоиды (pγ;mpγV)
			<i>Сынныгская</i> (Vsn?): базальты и их туфы, андезибазальты, дациты, туфопесчаники, песчаники, алевролиты, известняки. Мощность 2 км. <i>Vesicularites</i> sp. <i>Прокопьевская</i> (Vpr): низы – известняки, кварциты, сланцы; верхняя часть – сланцы и кварциты. Мощность 2 км. <i>Camasia spongiosa</i> Walc. <i>Малорастайская</i> (Vmr): известняки, сланцы, кварциты. Мощность 0,8 км. <i>Glebosites glebosites</i> Reitl. <i>Амарская</i> (Vam): песчаники, алевролиты, реже – известняки, гравелиты. Мощность 150 м. <i>Glebosites gentilis</i> . <i>Растайская</i> (Vrs): доломиты, реже – известняки, кварциты, алевролиты, фосфориты, песчаники, туфы. Мощность 2 км. <i>Vesicularites</i> sp., <i>Camasia tujaja</i> . <i>Тюримская</i> (Vtr): известняки, песчаники, гравелиты. Мощность 1,4 км. <i>Incertadia</i> sp.	Сынныгский лейкобазальт-плагиориолитовый (pλ,ζ;pλ;mvVsn?)	

Продолжение таблицы 1

Время	Этап развития	Этаж	Стратиграфическая толща (свита)	Субвулканические образования	Интрузивные комплексы
RF ₃ -V	I этап (срединно-океанический) геосинклинальный	нижний	<i>Кульбюрстюгская</i> (Vkl): трахибазальты и их туфы, трахиандезибазальты, туфопесчаники, конгломераты, сланцы, кварциты и известняки. Мощность 1,2 км. <i>Таржувльская</i> (V-Є _{1tr}): доломиты, известняки, доломитовые брекчии, кварциты. Мощность >0,85 км. <i>Vesicularites concretu</i> .		
Є ₁ -O ₁	II этап доорогенный (Є ₁ -Є ₂) и коллизионный орогенный (Є ₂ -O ₁ -S) (окраинного моря)	средний	<i>Устькундатская</i> (Є _{1uk}): известняки, реже – доломиты, алевролиты, песчаники, туфопесчаники, конгломераты; базальты, туфы кислого и основного составов. Мощность 0,35 км. <i>Epiphyton sp.</i> <i>Усинская</i> (Є _{1us}): известняки. Редко прослой кремнисто-известковистых сланцев. М. 800 м. <i>Dictyocyathus aff. Yavorskii</i> . <i>Полтавская</i> (Є _{1pl}): песчаники, конгломераты, туфоконгломераты, известняки, базальтоиды. Мощность до 0,75 км. <i>Irinaesyathus grandiperforatus</i> .		Таскыльский пироксенит-габбровый (v;mv,χЄ _{2t}) Малодудетский монцогаббро-монцодиоритовый (Є _{3md}) Карнаюльский граносиенит-меланогранитовый (Є ₂ -O _{1kr}) Рыбинский габбронорит-диоритовый (v-δ,υ,δ;mδ,mvЄ _{3r}) Мартайгинский габбро-диорит-гранодиоритовый (γδ,mγ;mγ,мγδЄ ₂ -O _{1m2})
			<i>Берикульская</i> (Є _{2br} -Є ₁₋₂): лавы и туфы базальтов, трахибазальтов, реже андезибазальтов и трахиандезибазальтов. Мощность 0,5 км.	Берикульский базальт-трахибазальтовый (β;βЄ _{2br})	
D ₁ -C-P	III этап эпиорогенный (тылового рифтогенеза)	верхний	<i>Устькундустуюльская</i> (D _{1uk}): конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, известняки. Мощность 0,32–0,37 км. <i>Leiotriletes sp.</i>		

Продолжение таблицы 1

Время	Этап развития	Этаж	Стратиграфическая толща (свита)	Субвулканические образования	Интрузивные комплексы
D ₁ -C-P	<p>III этап эпигорный (тылового рифтогенеза; ранне- (D₁₋₂) и поздне- (D₃- C-P) герцинский)</p>	верхний	<p><i>Базырская</i> (D_{1bz}): туфы, трахибазальты, базальты, реже трахиандезибазальты, андезибазальты, андезиты, трахиты. Туфоконгломераты, туфопесчаники. Мощность до 1,5 км.</p> <p><i>Берешская</i> (D_{1br}): тефриты, фонолиты, нефелиновые базальты, трахибазальты, изредка – трахиты. Туфопесчаники. Мощность 0,12–1,7 км. <i>Psilophytites rectissimum</i>.</p> <p><i>Базырская и берешская нерасчлененные</i> (D_{1bz-br}) (Сарала): туфы, базальты, трахибазальты, реже андезиты, туфопесчаники, конгломераты, песчаники. Мощность 0,8 км.</p> <p><i>Ашпанская</i> (D_{1aš}) (Сарала, Талановка): базальты, анальцимовые базальты, реже трахиандезиты. Мощность 0,27 км.</p> <p><i>Берешская и ашпанская нерасчлененные</i> (D_{1br-aš}) (Растай): туфоконгломераты, туфопесчаники, песчаники, щелочные базальты, андезибазальты, реже – известняки. Мощность 0,82 км.</p> <p><i>Еловская</i> (D_{1el}): алевролиты, песчаники, гравелиты и конгломераты. Мощность 0,5–0,35 км.</p>	Базырско-ашпанский трахит-тефрит-трахибазальтовый комплекс	<p>Горячегогорский щелочномафит-фоидолит-нефелин сиенитовый комплекс (D_{1g})</p> <p>Карадатский щелочно-сиенитовый комплекс (Eξ;mξл,mξD_{1kd})</p>

Окончание таблицы 1

Время	Этап развития	Этаж	Стратиграфическая толща (свита)	Субвулканические образования	Интрузивные комплексы
PZ ₃ -KZ	IV этап Субплатформенный				Порожинский (?) субщелочногранит- лейкогранитовый комплекс (εγT ₃ p?) Нерасчлененные мезо- кайнозойские (?) дайки базитов (E ^m vMZ-KZ?)
P ₃ -Q	V этап Неотектонический		Не дислоцированные элювиальные, делювиальные, пролювиальные, аллювиальные и другие фации.		

2. Раннекаледонская (салаирская) эпоха (Є₁₋₂). Образования данного циклатектогенеза представлены ранне-среднекембрийскими отложениями, сформировавшимися в окраинно-морских условиях на удалении от центров активного задугового спрединга [Государственная ... , 2019]. Нижняя часть разреза салаирид сложена сланцево-известняковой формацией (устькундатская (Є_{1uk}) свита) с горизонтами базальтов, их туфов и пирокластической примесью. Рифогенные известняки усинской (Є_{1us}) свиты, согласно перекрывающие сланцево-известняковые отложения, отвечают этапу расцвета рифогенных водорослево-археоциатовых фаций в АССО. Их верхняя граница совпадает с рубежом нижнего и верхнего кембрия. В верхней части разреза рифогенные известняки размываются и перекрываются терригенными флишоидными фациями с горизонтами вулканических пород основного и среднего составов (полтавская (Є_{1pl}) свита). Венчается разрез среднекембрийскими образованиями, возникновение которых связано с активным вулканизмом центрального типа и формированием базитовой вулканоплутонической ассоциации умеренной щелочности в составе бериккульского базальт-трахибазальтового и таскыльского пироксенит-габбрового комплексов (таблица 1).

Собственно каледонская эпоха (Є₂–O₁–S). Стратифицированные толщи этого периода времени представлены отложениями полтавской и бериккульской свит. К этому времени относится становление таскыльского пироксенит-габбрового комплекса, интрузий габбро-гранитовой серии в составе малодудетского монцогаббро-монцодиоритового, рыбинского габбронорит-диоритового, карнаюльского граносиенит-меланогранитового и мартайгинского габбро-диорит-гранодиоритового комплексов (таблица 1).

3. Герцинская эпоха (D–P). Стратифицированные девонские комплексы данной эпохи отделены от каледонских образований крупным перерывом в осадконакоплении и региональным структурным несогласием и представлены эмской щелочно-базальтовой ассоциацией (базырская (D_{1bz}), берешская (D_{1br}) и ашпанская (D_{1aš}) толщ, выделенных В. Н. Марковым и др. (1986) на территории ПГО «Красноярскгеология» и прослеженные на Батанаюльском участке на

территории ПГО «Запсибгеология»), с маломощными красноцветными терригенными толщами в основании (устькундусуюльская (D_{1uk}) свита) и кровле (еловская (D_{1el}) свита) разреза. Раннедевонскому магматизму предшествовал длительный геологический перерыв, в ходе которого стратифицированные складчатые толщи салаирид и прорывающие их интрузивные массивы были глубоко вскрыты эрозией.

Данный этап развития региона непосредственно касается темы диссертационной работы, поэтому мы рассмотрим его подробнее.

Во время формирования отложений девонской системы активно образовывались крупные приразломные рифтогенно-грабеновые структуры Кузнецкого Алатау: Тайдонский, Палатнинский, Талановский, Растайский и Саралинский грабены.

При описании стратифицированных толщ грабенов в данной работе мы будем придерживаться схемы, в которой базальная толща пестроцветно-красноцветных молассоидов, традиционно выделяемая в Мартайгинский зоне в красногорскую свиту, определяется в дальнейшем [Государственная ... , 2019] в качестве устькундустуюльской толщи; перекрывающий её базырско-ашпанский комплекс и сопутствующие осадочные породы расчленяются на базырскую, берешскую и ашпанскую толщ. Ранее образования базырской толщи включались в состав нижней подсвиты палатнинской свиты, а берешская и ашпанская толщ рассматривались в качестве её средней подсвиты [Государственная ... , 2019]. Общие сведения по стратиграфии девонских структур Кузнецкого Алатау заключаются в следующем.

Тайдонский грабен. Вулканиты грабена снизу и сверху ограничены красноцветами, нижние имеют небольшую мощность (до 100 м), верхние – более 130 м. Сами вулканиты обнаруживают двухчленное строение – нижняя толща базальт-трахибазальт-трахиандезитовая, верхняя – трахидацит-трахириолитовая, их общая мощность – более 1000 м. Среди кислых пород верхней толщ на нескольких уровнях отмечаются маломощные потоки основных лав (базальтов). Кроме того, для вулканитов характерны интенсивные поствулканические

наложенные процессы, имеющие площадное и линейное (приразломное) развитие. Типичны следующие изменения: окварцевание, каолинизация, хлоритизация, сульфидизация, серицитизация, карбонатизация и т. д. [Девонские ... , 1996].

Имеющиеся в литературе данные показывают, что ассоциация вулканитов Тайдонского грабена может быть названа бимодальной трахибазальт-трахиандезитобазальт-трахидацит-трахириолитовой. В ней слабо развиты трахиандезиты и практически отсутствуют трахит-фонолитовые разновидности [Девонские ... , 1996].

Палатнинский грабен. Отложения грабена расчленены Л. В. Алабиным (1965) на две свиты: красногорскую и палатнинскую, которые с резким угловым несогласием залегают на нижнекембрийских отложениях (устькундатская, усинская свиты). Нижняя часть разреза (красногорская свита) сложена красноцветной осадочной молассой мощностью до 2000 м, верхняя (палатнинская свита) – туфами и вулканитами основного, среднего и кислого составов. Б. Д. Васильевым Палатнинская свита расчленена на две пачки: нижнюю – существенно туфогенную изменчивой мощности (150–1000 м) и верхнюю – существенно эффузивную мощностью до 1000 м. Согласно данным по химическому составу В. Л. Хомичёва с соавторами (1986) устанавливаются две ветви эволюции: 1 – базальт-андезит-дацитовая и 2 – трахибазальт-трахиандезит-трахириодацитовая [Девонские ... , 1996].

По внутреннему строению Тайдонский и Палатнинский грабены определяются как грабен-синклинали.

Саралинский, Растайский и Талановский грабен-рифтовые структуры имеют строение приразломных вулcano-тектонических структур «щелевого» типа. По литературным данным низы разрезов у них представлены не повсеместно развитой базальной толщей конгломератов, гравелитов, песчаников с прослоями алевролитов, среди обломков которых в нижней части разрезов доминирует материал пород додевонского цоколя, трансгрессивно перекрываемого этой толщей. Выше залегает довольно мощная толща

платобазальтов до 300–600 м. Наиболее сложное строение её отмечается у Талановского грабена. У Саралинского она построена проще, увеличена по мощности и имеет различимое ритмичное чередование потоков и их пачек с малым участием туфогенно-осадочных прослоев [Гринёв и др., 2017].

По составу отложения отмеченных грабенов уверенно относятся к пестроцветно-красноцветной терригенно-вулканогенной молассе. При этом следует отметить, что, в отличие от Саралинского, разрезы Растайского и Талановского грабенов завершаются туфогенно-терригенными толщами с прослоями конгломератов и туфоконгломератов в их основании и выше по разрезу этих толщ [Гринёв, 1994; Уваров, Уварова, 2010 и др.].

Базальная терригенная толща описывается по данным предшественников в качестве устькундустуюльской свиты раннего девона (В. Н. Марков, 1983; В. С. Дубский и др., 1989; В. С. Куртигешев, 1985 и др.).

Базальные горизонты Талановского грабена сложены молассоидами красногорской (устькундустуюльской) свиты (юго-западная часть), залегающих с несогласием на усинских известняках. Свита очень плохо обнажена и её строение приводится по данным А. И. Мостовского в южной части грабена [Девонские ... , 1996] (снизу вверх):

1. Конгломераты пестроцветные с линзами песчаников 25–30 м
2. Алевролиты зеленовато-серые с буроватым оттенком и прослоями песчаников 30 м
3. Песчаники зеленовато-серые, грубозернистые, известковистые 15 м
4. Конгломераты пестроокрашенные крупногалечниковые 20 м
5. Аргиллиты рассланцованные, карбонатизированные 20 м

Суммарная мощность разреза 115 м. Этот разрез далеко не полный, так как его верхняя часть по условиям обнажённости не изучена.

Основание разреза *Растайского грабена* изучено в 1985 г. по правому борту р. Кия. По данным В. С. Куртигешева, разрез представлен (снизу вверх):

1. Конгломераты базальные более 30 м
2. Алевролиты вишнёвые, карбонатизированные и хлоритизированные 25 м

3. Песчаники разнозернистые	25 м
4. Гравелиты серо-зелёные	10 м
5. Конгломераты	65 м
6. Песчаники розово-жёлтые	15 м
7. Конгломераты	40 м
8. Алевриты	не менее 20 м
Суммарная мощность разреза не более 230 м.	

Наиболее полным разрез свиты представлен в Саралинском грабене в левом борту р. Правая Сарала (западный борт средней части грабена). У пос. Главстан разрез имеет следующее строение и состав [Турченко, 1975; Гринёв и др., 2017] (снизу вверх):

1. Конгломераты бурые мелко-среднегалечные с гальками рассланцованных базальтов, плагиориолитов, известняков, мраморов	15 м
2. Песчаники серые крупнозернистые полимиктовые	10 м
3. Песчаники серые, зеленовато-серые, мелко-среднезернистые	30 м
4. Алевриты зеленовато-серые. В кровле прослой песчаников, маломощных известняков	18 м
5. Переслаивание конгломератов крупногалечных с песчаниками и гравелитами	132 м
6. Конгломераты крупногалечные до валунных, красноцветные с прослоями песчаников, линзами песчанистых известняков	100 м

Суммарная мощность разреза составляет 320 м. Возраст толщи, по флоре, определён А. Р. Ананьевым как ранний девон (псилофиты: *Psilophyton goldschmidtii* Hall., *Hostimella* sp.) [Государственная ... , 2019].

Как можно видеть, свита во всех рассматриваемых грабенах обладает ярко выраженной слоистостью и определенной ритмичностью, выраженной в закономерном чередовании грубообломочных и мелкозернистых (песчано-алевритовых) слоёв и пачек пород. При этом в верхней части Саралинского

разреза толщи наблюдается явное погружение терригенного материала, и смена его окраски с серой, серовато-пёстрой на красноватую. Это говорит о смене спокойных лагунно-озёрно-аллювиальных условий на континентальные, с параллельным усилением тектонических движений.

Базырская (вулканогенная базальтовая) толща. Терригенные образования перекрываются отложениями существенно базальтового состава, сопоставляемыми с базырской толщей вулканогенного Горячегогорского плато [Гринёв, 1994]. Ранее базырская толща включалась в состав нижней подсвиты палатнинской свиты.

Отложения низов разреза вулканитов Талановского грабена и относимые теперь к базырской свите, изучены В. Г. Крюковым и В. З. Мустафиным (1969). Детальный разрез базальт-андезито-базальтовой толщи приводится по [Девонские ... , 1996] (снизу вверх):

1. Плагноклаз-пироксеновые базальты и андезибазальты с редкими линзами туфов основного состава 220 м
 2. Чередование афировых и порфировых (лабрадор-пироксеновых) базальтов и андезибазальтов 240 м
 3. Чередование разнотернистых туфов основного состава 100 м
 4. Прослойки песчаников и известняков 40 м
 5. Пироксен-плагноклазовые андезиты 120 м
- Суммарная мощность разреза 720 м.

В составе Растайского грабена базырская толща без видимого углового несогласия залегает на терригенных отложениях устькундустуюльской свиты. С разновозрастными образованиями вмещающих толщ контакты тектонические [Девонские ... , 1996]. Разрез толщи по В. С. Куртигешеву (1985) (снизу вверх):

1. Туфы литокластических оливин-пироксеновых базальтов, вишнёвые 70 м
2. Туфолавы оливин-пироксеновых базальтов 70 м
3. Туфы базальтов литокластические с горизонтами туфолав и с линзами оливиновых базальтов, а также редкими прослоями туфопесчаников и алевролитов не менее 560 м

Суммарная мощность разреза составляет 700 м.

Для характеристики базырской вулканогенной толщи в Саралинском грабене в литературе приводятся два описания, которые близки по составу пород, но значительно различаются по мощности. Первый из них, включающий в себя описание и базальной (устькундустуюльской) толщи, приведен в работе Г. П. Турченко (1975). По его данным суммарная мощность девонской осадочно-вулканогенной толщи оценивается в 2830 м. При этом если взять во внимание тот факт, что основание разреза представлено устькундустуюльской свитой, то разрез собственно базырской толщи грабена уменьшается до 2460 м.

В. П. Болтухин и др. (1972) при характеристике петрографического состава и строения нижней толщи вулканитов (базыритов по новой легенде) Саралы отмечали, что в строении частных потоков базальтов чётко выделяются три зоны: нижняя, представленная слабо миндалекаменными базальтами; центральная сложенная массивными их разностями; и верхняя – миндалекаменная, часто брекчиевая, переходящая в туфобрекчиевую и шлаковую. Заканчивается разрез довольно мощной пачкой крупнопорфировых плагиотрахибазальтовых порфиритов с анальцимом, выполняющей ядро синклинальной складки [Гринёв и др., 2017].

В ходе последующих геолого-съёмочных работ разрез (В. П. Болтухин, Г. П. Турченко) был уточнен Ю. В. Беспаловым и др. (1990) и А. Н. Уваровым и др. (2002) и характеризуется следующим образом (снизу вверх):

1. Покровы серых порфировых пироксен-плагиоклазовых и афировых темно-серых разновидностей базальтов. В основании покровов заключены линзовидные алевролиты15 м
2. Туфоконгломераты мелко-среднегалечные с линзами алевролитов и алевропесчаников 13 м
3. Умеренно щелочные оливиновые базальты миндалекаменные 24 м
4. Туфоконгломераты красноцветные от крупно- до мелкогалечных 30 м
5. 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-серых, местами миндалекаменных 90 м
11. Серые оливиновые базальты, в кровле потока миндалекаменные 20 м
12. Переслаивающиеся 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 флюидалные зеленовато-серые 12 м
23. Лавобрекчии базальтов 2 м
24. Умеренно щелочные базальты оливиновые, серые 13 м

Суммарная мощность этого разреза составляет 577 м. Если сравнить его с мощностью разреза составленного (В. П. Болтухин и др., 1972) и приведенного Г. П. Турченко (1975) и без учета толщи плагиотрахибазальтов (170–270 м) А. А. Ярмака (1967), то станет очевидна весьма существенная разница в мощности этих разрезов 2460 м и 577 м. Этот вопрос является весьма существенным и требует прояснения дополнительными исследованиями.

Делая вывод о строении и составе базырской толщи грабен, можно сказать, что она трансгрессивно перекрывает глубоко эродированные салаириды

Кузнецкого Алатау, местами в её основании располагаются базальные конгломераты, а также линзообразные прослои, туфов, туфоконгломератов и туфогравелитов, расположенные в нижней части её разреза. Толща характеризуется значительными вариациями мощности и представлена резко доминирующими пикробазальтами и трахибазальтами, очень редко базальтовыми трахиандезитами, образующими небольшие линзы в верхних частях разреза. Толща делится на две подтолщи – нижнюю и верхнюю. В верхних частях разрезов подтолщ отмечаются пачки лейкобазальтов.

Берешская (терригенно-вулканогенная) толща в Горячегогорском стратотипе и в грабенах стратиграфически залегает выше подстилающей базырской. В. Н. Макаровым она разделена на две подтолщи: нижнюю и верхнюю [Марков и др., 1986]. Нижняя сложена главным образом субщелочными пикробазальтами, трахибазальтами, базальтами переслаивающимися с нефелиновыми базальтами и базанитами. Верхняя толща имеет наиболее разнообразный состав нефелиновых разновидностей, перемежающихся с подчиненными потоками трахибазальтов. Здесь отмечены плагиоклаз-пироксеновые меланефелиниты, нефелинитоидные, берешитоидные и фонолитовидные разновидности пород берешитового облика, фонолиты и трахиты.

В строении Талановского грабена отложения сопоставимые с берешской свитой стратотипа встречаются в виде реликтов вулканов центрального типа [Девонские ... , 1996]. Детальный разрез толщи приводится в следующем виде (В. Г. Крюков, В. З. Мустафин, 1969):

1. Трахиты, кварцевые трахиты 70 м
 2. Трахитоидные фонолиты (силл ?) 30 м
 3. Горизонт алевролитов 20 м
 4. Чередование пластов конгломератов и песчаников 60 м
 5. Пироксен-оливиновые трахиандезиты 70 м
- Общая мощность разреза 250 м.

В строении отложений, сопоставимых с берешской толщей Растайского грабена выделяется две пачки – нижняя терригенная (мощностью 510 м) и

верхняя вулканогенная (мощностью 300 м) (по данным В. С. Куртигешева и др., 1985):

1. Алевролиты серые и зеленовато-серые 80 м
2. Конгломераты с прослоями алевролитов, вишнёво-серые 30 м
3. Песчаники разномерные, тёмно-вишнёвые 20 м
4. Алевролиты лиловые 85 м
5. Туфопесчаники лиловые 75 м
6. Алевролиты тёмно-лиловые 40 м
7. Конгломераты лиловые 35 м
8. Туфопесчаники серые 45 м
9. Алевролиты вишнёвые 35 м
10. Конгломераты лилово-красные 35 м
11. Гравелиты тёмно-серые с лиловым оттенком 30 м
12. Оливиновые базальты (силл?) 50 м
13. Чередование оливин-пироксеновых, плагиоклазовых, пироксеновых порфиритов с линзами лавобрекчий и туфов основного состава 250 м

Суммарная мощность разреза составляет 810 м.

В качестве опорного разреза берешской толщи Саралы в работе [Девонские ... , 1996] был принят детальный разрез, составленный геологами-съёмщиками в 1990 г. диагональный по отношению к простиранию грабена по р. Правая Сарала в его центральной части. В нём выделяется две толщи (снизу вверх):

Нижняя толща:

1. Базальты миндалекаменные 60 м
2. Базальты массивные 88 м
3. Базальты миндалекаменные 52 м
4. Задернованный участок 50 м
5. Оливин-плагиоклазовые базальты 40 м
6. Миндалекаменные базальты 35 м
7. Лавобрекчии базальтов 15 м

Общая мощность 340 м.

Верхняя толща:

1. Трахиты и щелочные трахиты с флюидалной текстурой 50 м
2. Трахиты, чередующиеся с трахиандезитами 20 м
3. Щелочные трахиты, переслаивающиеся с трахидацитами 40 м
4. Сложные латеральные взаимозамещения трахитов, трахиандезитов, трахидацитов 30 м
5. Трахиты 40 м

Общая мощность 180 м.

Как видно из приведённого вулканогенного разреза, нижняя (первая) толща полностью сложена основными вулканитами, а в верхней преобладают трахиты и лейкократовые трахиандезиты с подчинённым количеством кислых эффузивов (трахидацитов).

Ашпанская толща. По представлениям А. Н. Уварова в грабенах толща венчает разрез девонского комплекса базальтами, анальцимовыми базальтами и реже трахиандезитами ашпанской толщи с прослоями известняков, алевролитов, аргиллитов и отложениями еловской свиты – алевролиты, песчаники с прослоями конгломератов [Государственная ... , 2019].

На современном эрозионном срезе отложения толщи в *Талановском грабене* развиты ограниченно. Детальный разрез приводится в следующем виде [Девонские ... , 1996]:

1. Конгломераты и песчаники, несогласно залегающие на породах берешской толщи 50 м
2. Базальты и андезиты 110 м
3. Чередование карбонатно-терригенных пород с редкими пластовыми телами андезитов более 120 м

Общая мощность более 280 м.

Отложения, выделяемые в качестве [Девонские ... , 1996] ашпанской толщи в разрезе Растайского грабена задокументированы В. С. Куртигешевым и представлены алевролитами массивными, реже слоистыми – лилового, красновато-серого цвета, мощностью около 300 м.

В Саралинском грабене аналог ашпанской свиты представлен базальтоидами повышенной щелочности вплоть до появления фельдшпатоидсодержащих разновидностей (анальцимовых базальтов). В составе ашпанской толщи, по представлениям А. Н. Уварова, трахиты приобретают максимальное развитие. По данным [Гринёв и др., 2017] трахиты образуют покровы, экструзии и субвулканические образования, типа куполов, в которых они сходны по внешним признакам со щелочными сиенитами. Наиболее крупная такая экструзивно-субвулканическая постройка трахитов отмечается в северной части Саралинского грабена. Она имеет вытянутую в меридиональном направлении форму дугообразного изогнутого эллипса, обращенного выпуклостью на запад. Размеры её по длинной оси составляют около 20 км, а по поперечной около 7,5 км, что делает её самым большим телом трахитов в северо-восточной части Кузнецкого Алатау [Гринёв и др., 2017].

Петрографический состав пород трахитового тела, отобранных от низов разреза и до верхней водораздельной части в придорожных карьерах показал, что внизу тело представлено трахиандезитами, а выше по разрезу трахитами, трахидацитами, включая массивные, миндалекаменные разности и миндалефиры. В верхней части тела массивные, полосчатые трахиты, трахидациты подвержены интенсивному калиевому автометасоматозу. Местами присутствуют взрывчатые брекчии трахитов [Гринёв и др., 2017].

4. Субплатформенный этап (PZ₃–KZ). Образования данного этапа представлены только интрузиями, имеющими крайне ограниченное распространение. Они включают граниты порожинского (?) субщелочногранит-лейкогранитового комплекса и «молодые» дайки базитов основного состава, образование которых связывается с внутриплитными континентальными обстановками.

5. Неотектонический этап (P₃–Q). Отложения этой эпохи от подстилающих палеозойских образований отделены структурными несогласиями и перерывами в осадконакоплении, сложены элювиальными, делювиальными,

пролювиальными, аллювиальными и другими фациями, практически не дислоцированы.

Как можно видеть из обзора, начиная с работы [Гринёв, 1994] исследователи при расчленении и характеристике вулканитов грабенов за основу брали стратотип Горячегогорского плато [Марков и др., 1996]. Об этом говорит расчленение разрезов в работе [Девонские ... , 1996] и [Государственная ... , 2019], однако окончательным такое расчленение пока считать нельзя.

2.2 Магматизм

Интрузивный магматизм региона проявился на всех этапах геологического развития северо-восточной части Кузнецкого Алатау – геосинклинальном (срединно-океаническом), орогенном (окраинного моря) и эпиорогенном (тылового рифтогенеза) (таблица 1). Интрузивные комплексы охватывают возрастной диапазон в интервале от позднего рифея до мезозоя. В PR_3 , V и ϵ_2 базальтовый и риолит-базальтовый вулканизм сопровождается комагматичными мафит-ультрамафитовыми интрузиями основного и кислого составов субвулканической и гипабиссальной фаций. К ϵ_2 – O_1 приурочено становление крупных гранитоидных плутонов пёстрого состава. Со щелочно-базальтовым вулканизмом базырско-ашпанского комплекса герцинид в D_1 связано внедрение субвулканических тел, комагматичных гипабиссальных интрузий горячегогорского и карадатского комплексов [Марков и др., 1986; Гринёв, 1990]. Мезозойский этап тектономагматической активизации фиксируется гранитами порожинского (?) комплекса и редкими базитовыми дайками неясной формационной принадлежности [Государственная ... , 2019].

1. Геосинклинальный (срединно-океанический) этап (RF_3 – V). В северо-восточной части Кузнецкого Алатау на геосинклинальном этапе, к концу позднего рифея приурочено образование офиолитовой ассоциации, представленной metabазальтами MORB-типа белоюсского субвулканического комплекса, выделенного и описанного профессором кафедры петрографии ТГУ М. П.

Кортусовым, так и гипербазитами бархатного комплекса ($\sigma RF_3:C_1b$), изучавшимся профессорами А. И. Гончаренко, А. И. Чернышовым и др., особенности состава которого свидетельствуют о принадлежности его к комплексу дунит-гарцбургитовой формации и об его реститовой природе. Прямых доказательств возраста гипербазитов нет – на их протерозойский возраст указывает наличие обломков хромшпинелидов [Гончаренко и др., 1982; Государственная ... , 2019].

В вендское время территория подвергается проникновению мантийного материала в верхние горизонты земной коры и земной поверхности. С этим связано появление вулканических дуг и желобов. Породы этой ассоциации подверглись складчатости, рассланцеванию и метаморфизму. Островодужная ассоциация представлена контрастно-дифференцированным лейкобазальт-плагиориолитовым сынныгским комплексом (выделен В. А. Шпициным, 1975), дифференцированными телами московкинского перидотит-пироксенит-габбрового (изучали: В. С. Дубский, С. М. Борисов, А. Г. Владимиров, С. Н. Руднев и др.), гипабиссальными интрузиями кундусуюльского габбро-диорит-диабазового (выделен В. А. Врублевским, 1964) и вендского плагиогранитоидного комплексов (С. Н. Руднев, Г. А. Бабин и др.). Время их формирования оценивается по данным изотопного датирования габбро московкинского ((627 ± 80) млн лет) и плагиогранитов вендского плагиогранитоидного (от 605 до (577 ± 3) млн лет) комплексов [Государственная ... , 2019].

2. Доорогенный (ϵ_1 – ϵ_2) и коллизионный орогенный (ϵ_2 – O_1 – S) (окраинного моря) этапы. Средний кембрий салаирского этапа (ϵ_1 – ϵ_3), характеризуется общим подъёмом региона. Смена геосинклинального режима орогенным сопровождалась дислокациями геосинклинальных толщ и началом активных вулканических эффузивных и интрузивных процессов, приведших к активному вулканизму центрального типа, формированию базитовой вулканоплутонической ассоциации умеренной щелочности в составе бериккульского базальт-трахибазальтового (Л. В. Алабин, В. А. Врублевский, 1972; В. С. Куртигешев и др., 1985; А. Н. Уваров и др., 1985) и таскыльского пироксенит-габбрового комплексов (выделен П. А. Пономарёвым). Возраст последнего

принят на том основании, что он прорывает отложения бериккульской свиты и прорывается образованиями малодудетского (C_3md) и карнаюльского (C_2-O_1kr) комплексов с изотопными возрастами в интервале от (498 ± 1) до (485 ± 3) млн лет [Государственная ... , 2019]. Во второй половине орогенного этапа формировались массивы – рыбинского габбронорит-диоритового (Г. А. Бабин и др., 1999) и мартайгинского габбро-диорит-гранодиоритового (выделен А. Л. Додиним) комплексов, внедрение которых приурочено к рубежу кембрия и ордовика и связано с закрытием окраинноморских бассейнов и коллизией докембрийских микроконтинентов [Шокальский и др., 2000; Легенда ... , 1999]. Последние являются доминирующими среди гранитоидов Кузнецкого Алатау и отличаются доминированием известково-щелочных гранитоидов повышенной основности, пород меланогранитоидной группы с реликтами глубоко преобразованных пород рамы, широким развитием гибридных разновидностей, автолитов и гнейсовидных структур в рамках начальных фаз внедрения [Государственная ..., 2007]. Возраст интрузий мартайгинского комплекса принят по шести датировкам (U-Pb-метод по цирконам) в интервале от (505 ± 8) до (479 ± 7) млн лет [Легенда ... , 1999].

3. Эпиорогенный (тылового рифтогенеза) этап (D_1-C-P). Определяющим для этого этапа, согласно легенде [Шокальский и др., 2000], является заложение и эволюция Алтае-Минусинского (D_{1-2}) и Алтае-Салаирского (D_{2-3}) вулканоплутонических поясов, которые позднее были признаны как производные тылового рифтинга [Туркин, Федак, 2008].

Для полноты исторической справки следует отметить, что фигурирующей в нынешних серийных легендах Горячегорский щелочно-габброидный комплекс имеет свою историю и не всегда представлялся в его нынешнем объеме. Так, И. В. Лучицким на основании изучения Горячегорского плутона и силлов берешитов в 1989 году выделяется щелочной Горячегорский комплекс на территории ПГО «Красноярскгеология». Чуть позднее на смежно территории ПГО «Запсибгеология» был выделен Кия-Шалтырский комплекс на основе изучения Кия-Шалтырского плутона.

В северо-восточной части Кузнецкого-Алатау в раннем девоне формируется щелочная вулcano-плутоническая ассоциация, представленная вулканитами Горячегогорского плато в составе базырской, берешской и ашпанской свит и их аналогов в пределах Кузнецкого Алатау, а также комагматичных им щёлконо-мафических интрузивов (Горячегогорского, Белогорского, Кургусуюльского, Кия-Шалтырского и др.), выделенных в горячегогорский комплекс (В. Н. Марков, 1986; О. М. Гринёв, 1990).

На момент съёмки масштаба 1:50 000 Горячегогорской площади (1980–86 гг.) В. Н. Марковым и другими горячегогорского комплекса в нынешнем его составе не существовало. Он появился после специализированного изучения щёлконо-мафитовых плутонов смежных территорий ПГО «Запсибгеология» и «Красноярскгеология» в рамках геолого-съёмочных поисковых и поисково-разведочных работ и детально охарактеризован в работе [Гринёв, 1990].

Кагардагский щёлконо-сиенитовый комплекс был выделен С. М. Борисовым в 1999 году в ходе геологической съёмки вместо Кийского и Лутагского в прежнем их составе.

На современном этапа появление щелочных вулcano-плутонических ассоциаций девона связывается с внутриконтинентальным рифтогенезом плюмовой природы, обоснованной в работах [Марков, 1984; Зубков, 1986; Гринёв, 1990; 1994; 1999, 2007; Девонские ..., 1996; Ярмолюк и др., 2000; Ярмолюк, Коваленко, 2003; Воронцов и др., 2008; 2010; Кузьмин и др., 2011 и др.].

В объяснительной записке к карте Белогорского листа [Государственная ... , 2019] девонский этап северо-восточной части Кузнецкого Алатау трактуется как этап тылового рифтогенеза.

2.3 Тектоническое строение и история геологического развития региона исследований

В основу тектонического районирования и расшифровки истории геологического развития региональных структур в геологических картах нового поколения принята плейттектоническая парадигма. Её геотектонический алгоритм выражается циклом Уилсона, заключающимся в стадийном раскрытии, а затем закрытии океанических структур. Продолжительность цикла Уилсона 500–600 млн лет, т.е. в первом приближении это фанерозойская история Земли. Однако и прежнюю цикличность истории Земли, представленную циклами Бертрана (150–200 млн лет), Штилле (45–60 млн лет) и менее продолжительными циклами, отражающими эндогенную активность планеты, никто не отменял [Хаин, 1994 и др.].

Поэтому при анализе геологической истории региона мы используем сочетание тектонической периодизации, основанную на цикле Уилсона и прежних глобальных периодах, характеризующих тектоно-магматическое развитие Земли – байкалидах, салаиридах, поздних каледонидах, герцинидах и др.

В соответствии с государственной геологической картой нового поколения масштаба 1:200 000 (лист N-45-XI, Белогорск, 2019) в истории геологического развития северо-восточной части Кузнецкого Алатау выделены: 1) ранний срединно-океанический этап, представленный байкалидами (RF–V); 2) средний – окраинно-морской и коллизионный или орогенный (C_{1-2} ; C_2-O_1), ранне- и позднекаледонский; и 3) верхний – тылового рифтогенеза активной континентальной окраины, соответствующий герцинидам (D–P), подразделяющийся на активный (D_{1-3}) и пассивный (C–P) подэтапы [Гринёв, 2007а], а также четвертый и пятый поздне-палеозойско-мезозойский и кайнозойский этапы.

В смежной Тайдоно-Китатской структурно-формационной зоне (СФЗ) каледонский этап проявился накоплением стратифицированных толщ O–S. Маломасштабные проявления тектоно-магматической деятельности фиксируются

в смежных территориях северо-восточной части Кузнецкого Алатау (Мартайгинской СФЗ) в течение мезозоя (Киммерийская эпоха), проявлениями триасового траппового магматизма (Т), а так же внедрениями ультраосновных и основных даек, мелких штоков и трубок взрыва мезозоя-кайнозоя.

Нижний (срединно-океанический, геосинклинальный) структурный этаж представлен наиболее древними горстообразными блоками магматогенно-метаморфогенно-осадочных толщ и магматитами терсинского и татарского структурно-вещественных комплексов. Их формирование связано с эволюцией допалеозойского палеоокеана, включая этап регионального офиолитообразования в байкальский цикл тектогенеза (750–800 млн лет), активизированных и частично переработанных в течение срединно-океанического салаирского этапа развития АССО, включая и анализируемый регион.

Согласно легенде листа N-45-XI (Белогорск, 2019) с позднерифейско-вендским подэтапом раннего этапа связано образование и преобразование офиолитовой ассоциации, представленной metabазальтами MORB-типа белоюсского вулканического комплекса и гипербазитами бархатного комплекса. По сведениям [Ступаков, Симонов, 1997; Симонов и др., 1999] гипербазиты относятся к образованиям фундамента примитивной допалеозойской островной дуги, заложение которой происходило на границе RF₃–V. С началом кембрийской эпохи происходила мощная тектоническая перестройка структур байкальского палеоокеана, которая сопровождалась формированием Палеозойского океанического основания, содержащего блоки коры позднерифейской консолидации.

По вполне понятным причинам переход байкальского тектогенеза в раннепалеозойский изучен наименее детально.

В развитии данного региона в венде (в допалеозойский этап) произошло проникновение мантийного вулканического материала OIB-типа в верхние горизонты земной коры и земной поверхности. С этим связано появление вулканических островов (OIB тип), вулканических дуг и желобов. Породы этой

ассоциации подверглись складчатости, рассланцеванию и метаморфизму (таблица 1).

В поздневендское время образуется мощный и широко развитый карбонатный мегакомплекс. В ходе эволюции палеобассейна наблюдается смена относительно глубоководных фаций мелководными осадками. Локальное развитие высокотитанистых лав и туфов среди карбонатных толщ свидетельствует о том, что карбонатное осадконакопление протекало в океанских условиях с активной тектоно-магматической деятельностью (таблица 1).

Средний структурный этаж каледонид (окраинного моря, доорогенный (С₁– С₂) и коллизионный орогенный (С₃–О) распадается на два подэтапа салаирский и собственно каледонский (О–S) (таблица 1).

Смена окраинно-морских обстановок вулканогенно-сланцево-карбонатного и карбонатного осадконакопления раннего кембрия геосинклинальным складчатым смятием накопившихся толщ, а также мощным ареальным вулканизмом толеитового-субщелочного базальт-трахибазальт-андезибазальтового, андезит-риолитового вулканизма среднего кембрия знаменует завершение окраинно-морского подэтапа среднего структурного этапа. Вслед за бериккульским среднекембрийским вулканизмом центрального типа происходит внедрение комагматичного таскыльского пироксенит-габбрового комплекса (С₂) (таблица 1).

В мозаике тектонических блоков Мартайги наблюдается смена относительно глубоководных фаций мелководными осадками. Локальное проявление высокотитанистых лав и туфов среди карбонатных толщ свидетельствует о том, что осадконакопление происходило в условиях активной тектоно-магматической обстановке с формированием симаунтов ОIВ-типа (таблица 1).

В смежном с Кузнецким Алатау Горно-Алтайском регионе, среднекембрийский вулканизм связывают с раннекаледонской субдукцией.

Второй подэтап среднего структурного этажа (С₃–О–S) знаменует продолжением складчатых дислокаций, нарастанием орогенеза, оформлением

субмеридионального структурного плана орогена, сдвиго-надвиговых и пликативных дислокаций, сопровождаемых становлением габбро-гранитных комплексов – малодудетского, рыбинского, карнаюльского и мартайгинского. Результатом этапа стало окончательная консолидация земной коры региона, оформление орогена и прекращение седиментации Кузнецкого Алатау, за исключением Тайдонско-Золотокидатской СФЗ (таблица 1).

В настоящее время средний (каледонский) структурный этаж занимает доминирующее развитие в северо-восточной части Кузнецкого Алатау и обладает складчато-блоковым строением. В мозаике блоков салаирид располагаются горстообразные единичные блоки байкалид.

Территория расчленяется на ряд структурно-формационных зон (СФЗ) субмеридиональными долгоживущими разломами: Саралинскую, ограниченную с запада Юзиковской зоной разлома; Восточно-Мартайгинскую, ограниченную с запада Кийско-Тулуюльской зоной разлома и Мартайгинскую, ограниченную с запада Терсинско-Талановской зоной разлома.

Салаириды помимо складчато-блокового строения характеризуются развитием линейной разнопорядковой складчатостью с крутыми (часто опрокинутыми) падениями слоев на крыльях складок. Блоковая тектоника существенно нарушила целостность пликативных дислокаций с сохранением их лишь в виде фрагментов. Складки имеют северо-западное простирание, их длина составляет до 25 км при ширине крыльев 3–6 км и углами падения 30–80°. Залегание их осложнено складками более высоких порядков с размахом крыльев 1–20 м, 1–20 см, вплоть до плейчатости. Нередко складки осложнены флексурными перегибами и ундуляцией шарниров. Особенно напряженная складчатость характерна для наиболее ранних вулканогенно-сланцево-карбонатных толщ с проявлением будинажа, пережимов пластов и микродиapiroизма [Куртигешев и др., 1985; Государственная ... , 2019].

Наиболее наглядно подобное строение нижнекембрийских толщ можно наблюдать в карьере Кия-Шалтырского месторождения.

В центральной части Мартайгинской СФЗ размещается платообразное поле развития бериккульских вулканитов (C_2), представленное руинами сросшихся и эродированных вулканов центрального типа. В этой же части региона располагаются наиболее крупные сложно построенные тела габбро-гранитоидных комплексов.

Верхний структурный этаж тылового рифтогенеза (эпиорогенный; ранне- (D_{1-2}) и поздне- (D_3-C-P) герцинский). В настоящее время геодинамика герцинского этапа развития АССО и, в частности, Кузнецкого Алатау трактуется с двух позиций. Согласно первой из них в западной части региона в девонское время происходило заложение и эволюция протяженных вулканических поясов: Алтае-Минусинского (D_{1-2}) и Алтае-Салаирского (D_1-C_1) [Шокальский и др., 2000].

Структурирование проявлений девонского вулканизма западной части АССО является очевидным шагом вперед в конкретизации представлений о природе девонского тектоно-магмогенеза. Однако, при этом по мнению О. М. Гринёва, следует иметь в виду следующие обстоятельства:

1. Выделенные пояса характеризуют в той или иной мере структурный контроль вулканизма только западной части ареала проявления плюм-рифтогенного девонского тектоно-магмогенеза;

2. Выделение поясов не имеет конкретного структурно-тектонического обоснования, включая выявления структурных связей между множеством частных структур, представляющих эти пояса;

3. В пределах Горного Алтая геологами-съемщиками установлены многие структурные особенности проявления девонского вулканизма, а также латеральная возрастная миграция его с востока на запад [Туркин, Федак, 2008]. Эти важные особенности не учитывались при выделении названных выше поясов.

По этой причине в данной работе в основу анализа характера герцинского тектогенеза АССО положены представления [Зубков, 1986; 1991; Гринёв, 1990; 2007а; Парначёв и др., 1996; Ярмолук и др., 2000; Ярмолук, Коваленко, 2003; Воронцов и др., 2008; 2010 и др.], позволившие выделить основные черты

морфотектоники девонского палеорифта в пределах АССО и смежных территорий к северу и югу от неё, прошедшие длительную апробацию на геологических форумах разного ранга и в опубликованных трудах в России и за рубежом [Гринёв, 1997; 1998; 1999; 2000; 2004; 2007а, 2007б и др.].

Согласно этим построениям, выделенные пояса [Шокальский и др., 2000] представляют собой сложно построенную западную депрессионную зону, осложненную рядом подзон, на западном фланге девонской рифтогенно-континентальной системы. В целом же ареал развития палеорифта охватывает всю площадь АССО, которая представляет его основную центральную часть. Морфоструктуры палеорифта простираются на север в фундаменте Западно-Сибирской плиты и на юг, в пределы Западной и Центральной Монголии, где и выклиниваются.

Новый импульс внимания и развития представлений на внутренний рифтогенный магматизм, включая девонский палеорифт АССО, произошел в связи с внедрением плюмтектоники в зарубежной и отечественной литературе [Ярмолук, и др. 2000; Ярмолук и др., 2013; Кузьмин, Ярмолук, 2014; Воронцов и др., 2010; 2013; Grinev, 2009; Grinev et al., 2019; Ernst et. al. 2020; Vorontsov et al. 2021 и др.].

В качестве геотектонической модели формирования Алтае-Саянского палеорифта принята схема Г. Клооса (1932), разработанная для формирования, а затем обрушения регионального свода Рейнского грабен-рифта Германии и связанного с ним щелочного магматизма [Гринёв, 2007а, 2007б и др.].

На стадии роста, а затем обрушения трансрегионального Алтае-Саянского палеосвода формировались основные морфоструктуры палеорифта: депрессионные вулканические зоны и разделяющие их горстообразные поднятия додевонского цоколя.

Приразломные вулканогенно-депрессионные зоны палеорифта: Приенисейско-Агульско-Восточно-Саянская (восточная) и Кузнецко-Горноалтайско-Западно-монгольская (западная) трассируют трансрегиональные линеаменты. Приенисейский и Кузнецко-Алатауский характеризуются

линейновытянутыми прогибами и впадинами. Расположенная между ними осевая вулканогенно-депресссионная (Тувинско-Минусинская) зона характеризуется также приразломными впадинами субширотной ориентировки, по которым в совокупности формируются наиболее широкие по площади зоны север-северо-западной ориентировки.

Отличительной чертой осевой зоны является ее фрактальное разделение вкрест простирания на примерно равные сегменты субширотными разломами и горстообразными поднятиями типа хр. Арга, Солгонского кряжа. В северном и южном выклинивающихся частях впадины депрессионной зоны изменяют свою конфигурацию с субширотной на субмеридиональную, в соответствии с простиранием разломов, к которым они приурочены.

В качестве разделяющих поднятий (плеч палеорифта) выступают горстообразные поднятия Восточного Саяна, Западного Саяна и Восточной Тувы (восточное плечо); Кузнецкого Алатау, Горной Шории, Восточно-Алтайской СФЗ и Кобдонского поднятия Западной Монголии (западное плечо). Поднятия лишены площадных вулканогенных толщ, основными типами магматических и вулканотектонических морфоструктур здесь являются приразломные грабены с вулканитами, а также ареалы и одиночные плутоны интрузивно-субвулканического типа. Рассматриваемая в настоящей работе Кузнецко-Алатауская щелочная провинция располагается в пределах одноимённой части горстообразного западного обрамляющего плеча палеорифта.

На основе сравнительного анализа геологии, морфотектоники и магматизма девонской Алтае-Саянской, триасовой Хатангско-Западно-Сибирской и юрско-меловой Хэнтэйско-Забайкальско-Алданской рифтогенных систем Сибири О.М. Гринёвым разработана схема формирования этих систем, включающая активный и пассивный этапы развития, разделенные на ряд стадий. Согласно этой схеме, ранний-средний девон Алтае-Саянского палеорифта представляет активный этап его развития (формирования и обрушения регионального палеосвода и сопровождаемого вулканизма), а D₃–С–Р пассивный плитно-синеклизный этап отмирания плюм-рифтогенной системы (таблицы 2, 3).

Таблица 2 – Схема развития и количественная оценка основных структурно-тектонических параметров проявления рифтогенно-континентальных систем [Гринёв, 2007а]

Этапы	Фазы развития и оцениваемые признаки проявления рифтов	Время проявления и количественная оценка признаков			
		ХЗС	ТМЗС	ХЗА	
		(T ₁)	(D ₁)	(T ₃ -J ₁)	(J ₃ -K ₁)
Дейтероогенный	1 фаза. Формирование обширной пенепленезированной поверхности:	C-P	S-D	T ₃	J ₃
	площадь развития рифтовых систем	O	o	o	o
	2 фаза. Сводное поднятие, заложение осевого трога, рифтогенный вулканизм:	T ₁	D ₁	T ₃ -J ₁	J ₃ -K ₁
	развитие системы продольных разломов;	O	o	o	o
	горообразовательные движения;	o	o	O	O
	интенсивность формирования и ширина трогов и грабенов;	O	o	o	o
	разрыв сплошности литосферы и коры;	O	o	o	o
	интенсивность вулканизма;	O	o	o	o
	площадь развития ареалов эффузивных пород и их мощность	O	o	o	o
	3 фаза. Образование «плеч» рифтов и синрифтовый интрузивный магматизм	T ₁₋₂	D ₁₋₂	J ₁₋₂	K ₁₋₂
	Обрамляющие поднятия:				
	горообразовательные движения;	o	o	O	O
	размеры плутонов и площадь ареалов их развития;	o	o	O	O
	интенсивность базит-гипербазитового магматизма;	O	o	o	o
	интенсивность габброидного магматизма;	O	O	o	o
	интенсивность гранитоидного магматизма;	o	o	O	O
	интенсивность эрозионных процессов;	o	o	O	O
	масштабы развития системы поперечных разломов	O	o	o	o
	Депрессионные зоны:	T ₂	D ₂	J ₂	
	мощность молассоидных терригенно-осадочных толщ;	O	o	o	o
	площадь развития депрессий;	O	o	o	o
	интенсивность приразломных складчатых дислокаций	o	o	O	O
	4 фаза. Дайковый магматизм и затухание режима	T ₂₋₃	D ₂₋₃	J ₂₋₃	K ₂₋₃
	Обрамляющие поднятия:				
	восходящие движения «плеч» рифтов;	o	o	O	O
	распространенность дайковых пород, протяженность поясов и площадь ареалов их развития;	O	o	o	o
	эрозия и структурные преобразования рифтов	o	o	o	o
	Надрифтовые впадины и прогибы депрессионных зон:	T ₃	D ₃	J ₃	
дифференцированные нисходящие движения притроговых долин;	O	o	o	o	
накопления терригенно-осадочных толщ;	O	o	o	o	

Окончание таблицы 2

Этапы	Фазы развития и оцениваемые признаки проявления рифтов	Время проявления и количественная оценка признаков			
		ХЗС	ТМЗС	ХЗА	
Дейтероорогенный		(T ₁)	(D ₁)	(T ₃ -J ₁)	(J ₃ -K ₁)
	образование широких осадочных бассейнов;	О	о	о	о
	накопление озёрно-болотных или мелководно-морских терригенно-осадочных толщ;	О	о	о	
	горизонтальные движения, пликативная тектоника	о	о	О	
Плитно-синеклизный	5 фаза. Образование плитно-синеклизного чехла	J-K	C-P	K	KZ
	накопление мощных осадочно-морских толщ;	О	о		
	соляная тектоника;	О			
	эрозия обнажённых поднятых сегментов	о	о	О	О
<p><i>Примечание</i> – ХЗС – Хатангско-Западносибирская система; ТМЗС – Тувинско-Минусинско-Западносибирская система; ХЗА – Хэнтэйско-Забайкальско-Алданская система; О – максимально проявленный признак, о – ограниченно проявленный признак; о – минимально проявленный признак</p>					

Таблица 3 – Временные рамки формирования рифтогенно-континентальных систем (РКС), млн лет систем [Гринёв, 2007а]

Этапы развития	Вертикальный ряд структур	Рифтогенно-континентальные системы			
		ХЗС	ТМЗС	ХЗА	
		триасовая	девонская	юрская	меловая
Пассивный	Плитно-синеклизный чехол	148 (J+K)	112 (C+P)		
Активный	Комплекс надрифтовых впадин и прогибов	30 (T ₂ +T ₃)	27 (D ₂ +D ₃)	41 (J ₂ +J ₃)	32,5 (K ₂)
	Грабеновый комплекс	5 (T ₁)	21 (D ₁)	25 (J ₁)	46,5 (K ₁)
Σ время:	Активного этапа / формирования РКС	35/173	48/160	69/?	79/?

Субплатформенный и неотектонический этапы. Позднепалеозойско-мезозойское время характеризуется внутриплитными субплатформенными условиями и представлено в северо-восточной части Кузнецкого Алатау только интрузивными образованиями, имеющими крайне ограниченное распространение. Они включают граниты порожинского (?) субщелочногранит-лейкогранитового комплекса и «молодые» дайки базитов основного состава [Государственная ..., 2019]. В это время тектоническая активизация сосредоточена лишь в зоне

регионального Кузнецко-Алтайского линейного пояса. Далее от начала сеномана до эоцена наступает период тектонического покоя, формирование пенеплена с эпизодами тектонической активизации, проявленной в виде редких базитовых даек повышенной щелочности.

В кайнозойский этап происходит мощный тектонический импульс с расчленением пенеплена и оформлением современного рельефа. Это отражается в вздымании территории и фиксации висячих долин правых притоков р. Кия от устья р. Громатуха до устья р. Кийский Шалтырь и притоков последнего ниже устья руч. Ветвистый [Государственная ... , 2019].

На рассматриваемой территории в настоящее время идут современные геологические процессы – происходит размывание отложений всех возрастов реками, в результате чего образуются современные аллювиальные золотоносные россыпи. Существенное влияние на формирование строения района оказали неотектонические процессы. Тектонические подвижки и периодическое изменение местных базисов эрозии осложнило внутреннее строение аллювиальных отложений.

2.4 Полезные ископаемые

Площадь района попадает в центр «Золотой Мартайги», занимавшей с первой половины и до конца XIX века лидерство в российской золотодобыче. К концу XX века большинство месторождений золота были отработаны. Сейчас золото добывается на Юзикском и Еловом малых коренных месторождениях.

Разнообразие рудных и нерудных полезных ископаемых района исследования, большое количество месторождений, проявлений, пунктов минерализации, обусловлено многоэтапной геологической историей развития. Значимым видом рудного сырья территории, кроме золота, являются нефелиновые руды. Есть железные руды, перспективные проявления торий-редкометалльно-редкоземельного с ураном, молибденового порфирирового с медью и, возможно, с золотом, оруденения.

С образованиями *геосинклинального (срединно-океанического) этапа* развития региона связаны многочисленные оруденения: бархатный комплекс – хромитовое, хризотил-асбестовое, тальковое оруденения и золото-сульфидно-кварцевая минерализация (проявление кара оз. Тихое). Для гипербазитов бархатного комплекса и углеродистых сланцев белоиюсской свиты присуща геохимическая платиноидная специализация; проявления с вендскими плагиогранитами – скарновое (Победное) и кварцево-жильное (Татьянинское) золотооруденение. С поздневендским этапом связано железное, урановое и марганцевое оруденение [Государственная ... , 2019].

Породы *доорогенного этапа* развития богаты на проявления непромышленных магматогенных титано-магнетитовых руд, а в случае нефелинизации габброидов по ним формируются метасоматические алюминиевые руды, пригодные для получения глинозема – таскыльский комплекс [Государственная ... , 2019].

С *коллизионным орогенным* этапом связано образование золотоносных кварцевых жил (месторождение Ударное) и скарнов малодудетского комплекса; проявления медно-никелевого (Северное), титано-магнетитового и ильменитового оруденения рыбинского габбронорит-диоритового комплекса [Пругов, 1977]. Кроме того, с этим этапом связано образование мартайгинского комплекса, специализирующегося на золотооруденение золото-сульфидно-кварцевого и золото-скарнового типов, а также полиметаллическую с шеелитом минерализацию в зонах дробления [Государственная ..., 2019].

Эпиорогенный раннегерцинский этап несёт оруденение, связанное с процессом рифтогенеза. Это промышленно важный вид сырья – нефелиновые руды горячегогорского щелочно-габброидного комплекса, добыча которых ведётся на Кия-Шалтырском месторождении, а также молибденовое, цирконий-редкоземельное в нефелиновых сиенитах, медное оруденение. Промышленные и потенциально промышленные молибден-порфиновые формации связаны с сиенитами карадатского комплекса, а с его дайковой фацией совмещается более позднее комплексное флюорит-уран-торий-редкоземельное (Малорастайское

месторождение). С термальной и метасоматической проработкой девонскими магматитами раннепалеозойских комплексов связаны ремобилизация и концентрирование Fe, Au и редкоземельных металлов [Государственная ... , 2019].

С *позднепалеозойско–мезозойским* этапом, связан основной объем уранового оруденения гидротермального сульфидно-уранового типа, формирование бокситов, минерализации флюорита; возможно, эпитеральное золоторуденение.

Для *кайнозойской минерагенической эпохи* (этапа) характерно формирование аллювиальных, реже аллювиально-делювиальных, ныне отработанных, золотоносных россыпей, формировавшихся в два этапа: плейстоценовый и голоценовый [Государственная ... , 2019].

3 ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ДЕВОНСКИХ ПЛЮМ-РИФТОГЕННЫХ ГРАБЕНОВ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ

3.1 Составные элементы строения девонской Кузнецко-Алатауской щелочной провинции и структурно-тектоническая позиция грабенов

3.1.1 Кузнецко-Алатауская щелочная провинция

Исследуемая провинция располагается в антиклинорной зоне северо-восточной части Кузнецкого Алатау, которая с востока граничит с Северо-Минусинской впадиной Минусинского прогиба, а с запада с Кузнецким прогибом.

Контуры провинции определяются по характеру площадного развития её магматитов: вулканитов, плутонов и даек. Наиболее чётко контур провинции очерчивается по плутонам, расположенным в её периферийных частях (рисунок 1).

Причём эти плутоны, за редким исключением, имеют однофазный состав, то есть слагаются преимущественно какой-либо одной разновидностью щелочных пород провинции. В совокупности они описывают овал, длинная субмеридиональная ось которого имеет протяжённость 110–120 км, а короткая субширотная – около 90 км. Северо-восточный периферийный сектор этого овала слагают вулканиты Горячегогорского плато, расчленённого на базырскую, берешскую и ашпанскую свиты раннего девона [Марков и др., 1986] (рисунок 1). Другой тип вулкано-тектонических структур представлен приразломными грабенами, кулисно расположенными друг от друга в северо-западном направлении. Предшественниками, по находкам флоры в терригенно-конгломератовых толщах основания грабенов, возраст их определяется как раннедевонский. За пределами провинции в Кузнецком Алатау имеются и другие приразломные грабены, но они как правило имеют грабен-синклинальное строение. Согласно обзору Н. А. Макаренко [Девонские ... , 1996] возраст

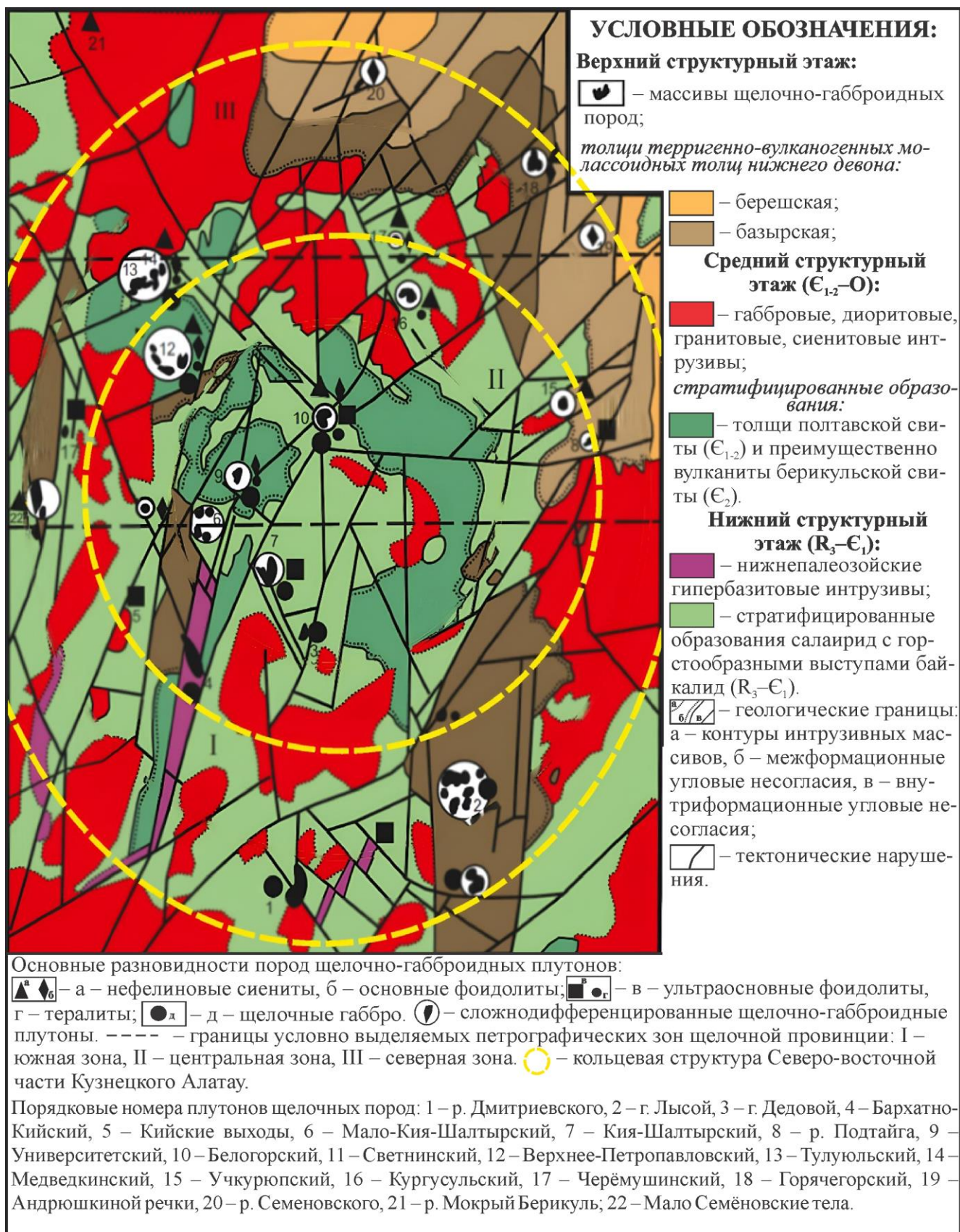


Рисунок 1 – Схема геолого-тектонического строения северо-восточной части Кузнецкого Алатау (территории Кузнецко-Алатауской щелочно-базитовой провинции) [Grinev et al., 2020]

отложений всех этих грабенов, включая расположенные в пределах провинции Саралинский, Растайский, Талановский, оцениваются как раннедевонский.

До результатов геологической съёмки масштаба 1:50 000 Горячегогорской площади [Марков и др., 1986 и др.] в стратиграфических разрезах грабенов Кузнецкого Алатау выделялись довольно хорошо коррелируемые по составу: базальная красногорская конгломерато-гравелито-песчаниковая красноцветная и несколько вулканогенных толщ различающихся по составу вулканитов. С появлением схемы расчленения В. М. Маркова и др. (1986) была осуществлена первая попытка корреляции вулканитов грабенов с вулканитами горячегогорского стратотипа по петрографическому и петрогеохимическому составам и установлено полное сходство вулканитов нижней толщи Саралинского, Растайского и Талановского грабенов с базырской свитой Горячегогорского плато. Аналогов берешской нефелиноносной свиты плато у грабенов тогда установлено не было [Гринёв, 1994]. Смысл этой корреляции состоял не только в том, что вулканиты грабенов сравнивались с наиболее полным разрезом раннедевонских вулканитов Кузнецкого Алатау, но и в том, что Горячегогорское плато одновременно представляет западные периферийные части Северо-Минусинской и Назаровской впадин Минусинской зоны. Таким образом, данная корреляция имеет межрегиональный характер. А в рамках структуры Алтае-Саянского палеорифта она позволяет проанализировать ход тектоно-магматических событий в пределах депрессионных зон и обрамляющих поднятий палеорифта.

Совокупность щёлочномафит-фойдолит-нефелин-сиенитовых плутонов представляет самостоятельное звено девонского магматизма провинции. Часть из них отчётливо приурочены к приразломным грабенам, однако большая часть расположена вне связи с ними и контролируется разнонаправленными разломами и узлами их пересечения и обладает близким к зонально-кольцевому размещению. Сложнодифференцированные многофазные плутоны располагаются преимущественно в центральной зоне провинции и пространственно сопряжены с руинами ареала бериккульских вулканитов среднего кембрия. Плутоны простого

(однофазного) состава, как уже отмечалось, формируют внешнюю зону ареала провинции (рисунок 1).

В провинции насчитывается более 40 плутонов (от 0,3 до 3,0 км²) простого и сложного состава. В качестве петротипов, представляющих в совокупности обобщенное «лицо» провинции, были выделены три многофазных (Кия-Шалтырский, Белогорский, Горячегогорский) и четыре однофазных (Бархатно-Кийский, Подтайгинский, Урюпский, Учкурюпский) плутона. Многофазные из них располагаются внутри ареала, а однофазные по его периферии. Долгое время унификации и сравнительному анализу плутонов препятствовала довольно произвольная классификация пород плутонов, поэтому после разработки единой классификации в 1980 году, породы их были определены в соответствии с Петрографическим кодексом [Марков и др., 1986; Гринёв, 1990].

Для плутонов сложного состава установлена последовательность внедрения фаз, имеющая согласованный характер в пределах провинции: Кия-Шалтырский (начальный петротип): габбро → тералиты → уртиты → нефелиновые сиениты; Белогорский (сквозной петротип): габбро → тералиты → ийолит-уртиты → плагиоклазовые ийолиты → полевошпатовые уртиты → нефелиновые сиениты; Горячегогорский (конечный петротип): плагиоклазовые ийолиты → полевошпатовые уртиты → нефелиновые сиениты.

В соответствии с доминирующим составом пород в пределах провинции выделены петрографические зоны (рисунок 1): южная – габбро-уртитовая; средняя габбро-тералит-плагиоклазовый ийолит – нефелин сиенитовая; и северная: плагиоклазовый ийолит-полевошпатовый уртит – нефелин-сиенитовая. Массивы Подтайга, Урюпский, Учкурюпский и Горячегогорский прорывают вулканиты базырской и берешской свит Горячегогорского плато, расположенного в северо-восточной части провинции. Урюпский шток и Подтайга образуют небольшие вулcano-плутонические постройки с соответствующими по составу вулканитами берешской свиты – берешитами и нефелинитами соответственно.

Завершающим звеном магматизма щелочной провинции являются рои даек субщелочных и щелочных пород, сопровождающие обычно плутоны

сложнодифференцированного состава, далеко выходящие за пределы их материнских тел. Иногда дайковые рои прерывисто простираются от плутона к плутону, образуя подобие дайковых поясов, протяжённостью десятки километров [Есин, 1987; Мустафаев и др., 2022].

Важным элементом размещения магматитов девона является наличие разноранговых кольцевых морфоструктур в пределах северо-восточной части Кузнецкого Алатау. Для более достоверного выявления их роли была предпринята попытка дешифрирования этих морфоструктур на основе морфоструктурного анализа территории региона при помощи современной космической фотоосновы. В итоге была выявлена средняя по масштабам морфоструктура, соответствующая по площади ареалу распространения плутонов щелочной провинции и ряд более мелких, обрамляющих её в пределах Горячего плато, а так же внутри её, совпадающих с размещением ряда грабенов и плутонов (рисунок 2а) [Гринёв и др., 2021].

Сравнение этих морфоструктурных форм с картой кольцевых морфоструктур В. В. Соловьёва, выдержавшей пятикратное переиздание [Геологический ... , 1996], показало полное тождество размещения и масштаба этих морфоструктур, что подтверждает реально существующий структурный контроль продуктов девонского магматизма со стороны кольцевых морфоструктур (рисунок 2б).

3.1.2 Структурно-тектоническая позиция грабенов

Ключевым вопросом при изучении грабен-рифтовых структур и их тектонической позиции является механизм их формирования исходя из трех вероятных вариантов: регионального растяжения унаследованных глубинных разломно-шовных зон (Красноморский рифт); растяжения в следствие роста регионального свода (Рейнский грабен, Германия); сочетание сводообразования с приразломным сдвигом (впадины байкальского типа и озера Байкал). Как видим

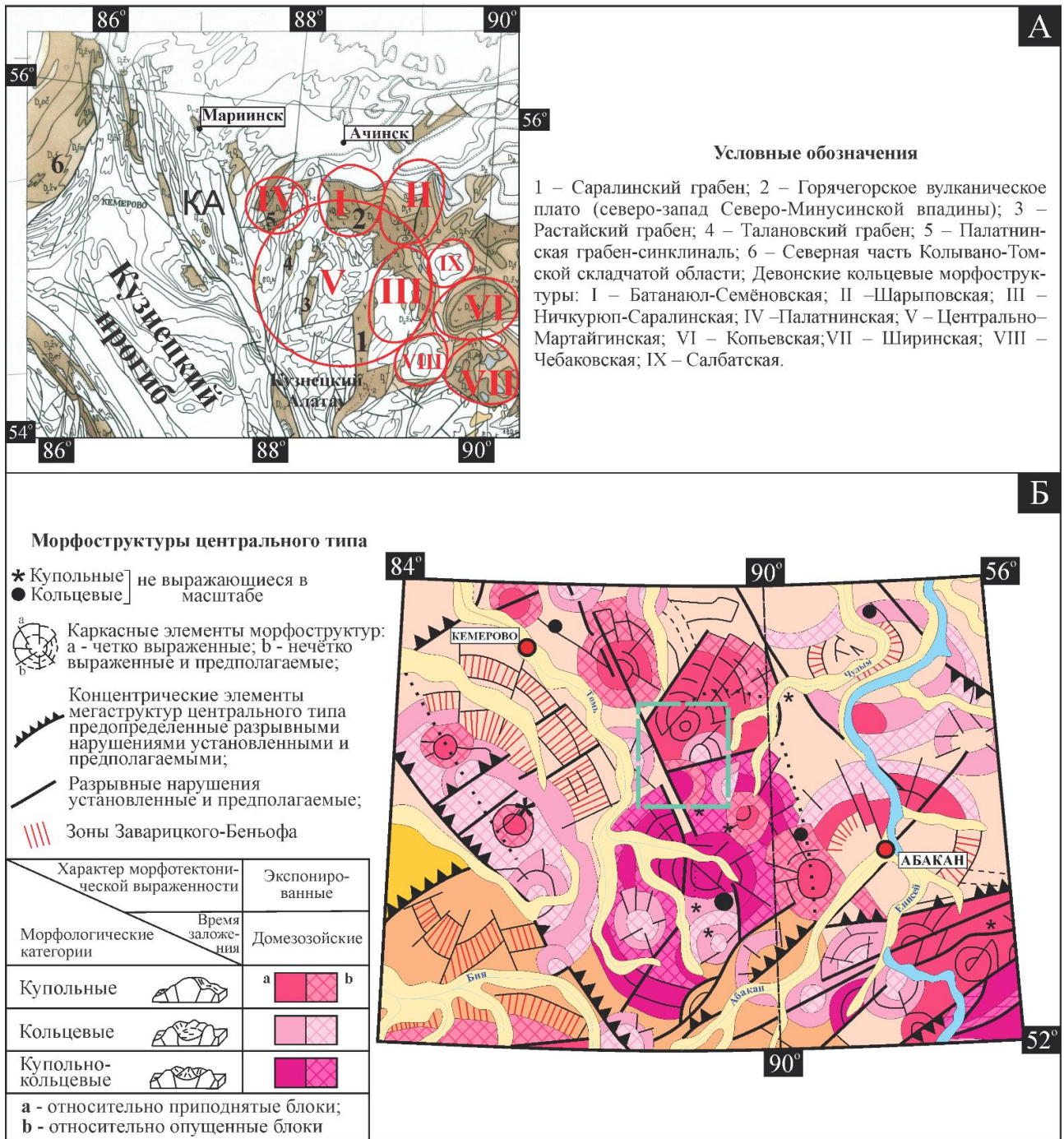
во всех случаях обстановка грабенообразования предопределяется строением дорифтового субстрата, который подвергается рифтогенной активизации.

Во многом это относится и к грабенам северо-восточной части Кузнецкого Алатау – Саралинского, Растайского и Талановского (рисунок 1, 2). Для них прослеживается два основных фактора дорифтового контроля.

Первый из них заключается в контроле грабенов унаследованными зонами глубинных разломов, являющихся ответвлениями от Кузнецко-Алатауского линеамента. Эти ответвления, кроме грабенов, контролируют размещение байкало-салаирских интрузивных комплексов: гипербазитов бархатного (RF– C_1), пироксенит-габбрового таскыльского (C_2) и других комплексов региона.

Примечательно, что глубинные разломы ограничивают Мартайгинский блок с востока и запада, предопределяя его горстообразный характер по отношению к Минусинскому прогибу с востока и Кузнецкому прогибу с запада. Это определяет тектоническую позицию Кузнецкого Алатау как обрамляющего западного плеча девонского Алтае-Саянского палеорифта [Гринёв, 2007а; Grinev et al., 2020; Ernst et al., 2020].

Второй фактор контроля заключается в геологическом строении Мартайгинского блока, в котором размещается Кузнецко-Алатауская щелочная провинция раннего девона. Мартайгинский геоблок отличается аномальной насыщенностью магматическими образованиями PR, $C-O$ и D. Общая площадь додевонских магматитов явно превышает вмещающие их стратифицированные осадочные толщи. На этом фоне выделяется так называемый Мартайгинский магматоген (выражение мартайгинских геологов). Он представлен глубоко эродированным площадным вулканогенным ареалом бериккульской свиты (C_2) с сохранившимися от эрозии реликтами вулканов центрального типа, представляющими господствующие вершины региона. Вулканический ареал в нынешнем состоянии представляет собой остатки вулканического плато, которое было интродуцировано целым рядом интрузивных комплексов: таскыльским пироксенит-габбровым (C_2); а также габбро-гранитоидными комплексами C_2-O :



а – тектоническая схема морфоструктур девонского этапа развития Кузнецкого Алатау и прилегающих структур Минусинского прогиба; б – фрагмент карты морфоструктур центрального типа России

Рисунок 2 – Схема морфоструктур центрального типа Кузнецкого Алатау [Геологический ... , 1995; Grinev et al., 2019] с дополнениями автора

каракольским, мартайгинским, малодудетским, рыбинским, а затем девонским щёлочно-габброидным.

В ходе раннедевонской плюм-рифтогенной активизации произошло обновление как глубинных проницаемых зон, контролирующих грабены, так и сводообразного эродированного Мартайгинского магматогена, испытавшего повторное своодообразование.

Саралинский грабен наряду с Растайским являются наиболее крупными в Кузнецко-Алатауском обрамлении Минусинского прогиба и представляют важную часть регионального парагенезиса девонских структур. Обращая внимание на тот факт, что Горячегорское вулканическое плато и Саралинский грабен непосредственно сочленяются со структурами Северо-Минусинской и Назаровской впадин и, можно утверждать о непосредственной пространственно-временной и тектонической связи структур и выполняющих их вулканитов Кузнецко-Алатауской щелочной провинции и Минусинского прогиба.

Бортовые зоны грабенов имеют разломный характер. В основном контакты их стратифицированных толщ сорваны протяженными субмеридиональными разломами, но в отдельных блоках эрозией вскрыты первичные трансгрессивные контакты терригенных и вулканических толщ грабенов с подстилающими додевонскими дислоцированными породами.

3.2 Выделение и анализ вулкано-тектонических и вулкано-плутонических морфоструктур грабенов

Морфоструктурный анализ или анализ структур рассматриваемых грабенов, отраженный в рельефе, позволяет оценить степень их целостности как единой структуры, особенности строения их составных частей, разницу в уровне их эрозионного среза и ряде других особенностей. По этой причине впервые предпринята попытка расшифровки внутреннего строения Растайского и Саралинского грабенов посредством дешифрирования космических снимков, с последующей заверкой на местности наиболее типичных для них морфоструктур. Основные результаты этой работы сводятся к следующему.

Заложение и формирование грабенов сопровождалось не только активным вулканизмом, но и внедрением щелочно-габброидных плутонов. Это подтверждает вулкано-плутонический характер как грабенов, так и Кузнецко-Алатауской щелочно-мафитовой провинции и даёт возможность оценить характер взаимоотношений вулканитов и комагматичных им щелочно-габброидных плутонов. Важным обстоятельством в этом отношении является структурно-тектоническое положение грабенов как во внутренней зоне ареала развития провинции, так и на её периферии, и в ассоциации с несколькими плутонами. Это весьма важно, так как большинство плутонов непосредственной связи с вулканитами не имеют, на основании чего некоторые исследователи оспаривают их связь с раннедевонским вулканизмом.

Морфотектонический анализ Саралинского грабена. Приуроченность к глубинному разлому и пограничное положение между структурами Восточного склона Кузнецкого Алатау с одной стороны и Северо-Минусинской впадины и Батенёвского кряжа с другой, обеспечили щелевую, линейную в плане форму Саралинского грабена (рисунок 3, 4). В целом в плане грабен имеет линейно-вытянутую линзовидную форму, характерную для приразломных структур. Его южная, наиболее протяженная, часть постепенно сужается по простиранию до полного выклинивания. В районе верхнего течения р. Чёрный Июс грабен испытывает коленообразный перегиб, к северо-востоку от которого к грабену причленяется грабенообразный прогиб, являющийся юго-западным ответвлением Северо-Минусинской впадины. Этот прогиб представляет собой структурную перемычку между грабеном и этой впадиной, объединяющую их в единую региональную депрессионную структуру. А далее к югу от выклинивания Саралинского грабена располагается подобный ему Балыксинский грабен.

По характеру стратификации терригенно-вулканогенных толщ основную часть Саралинского грабена можно разделить на две половины, одна из которых расположена от р. Юзик на севере до р. Левая Сарала, а другая от р. Левая Сарала до р. Черный Июс на юге. В южной половине разрез наращивается в южном направлении и имеет хорошо выраженное ритмичное куэстовое строение рельефа,

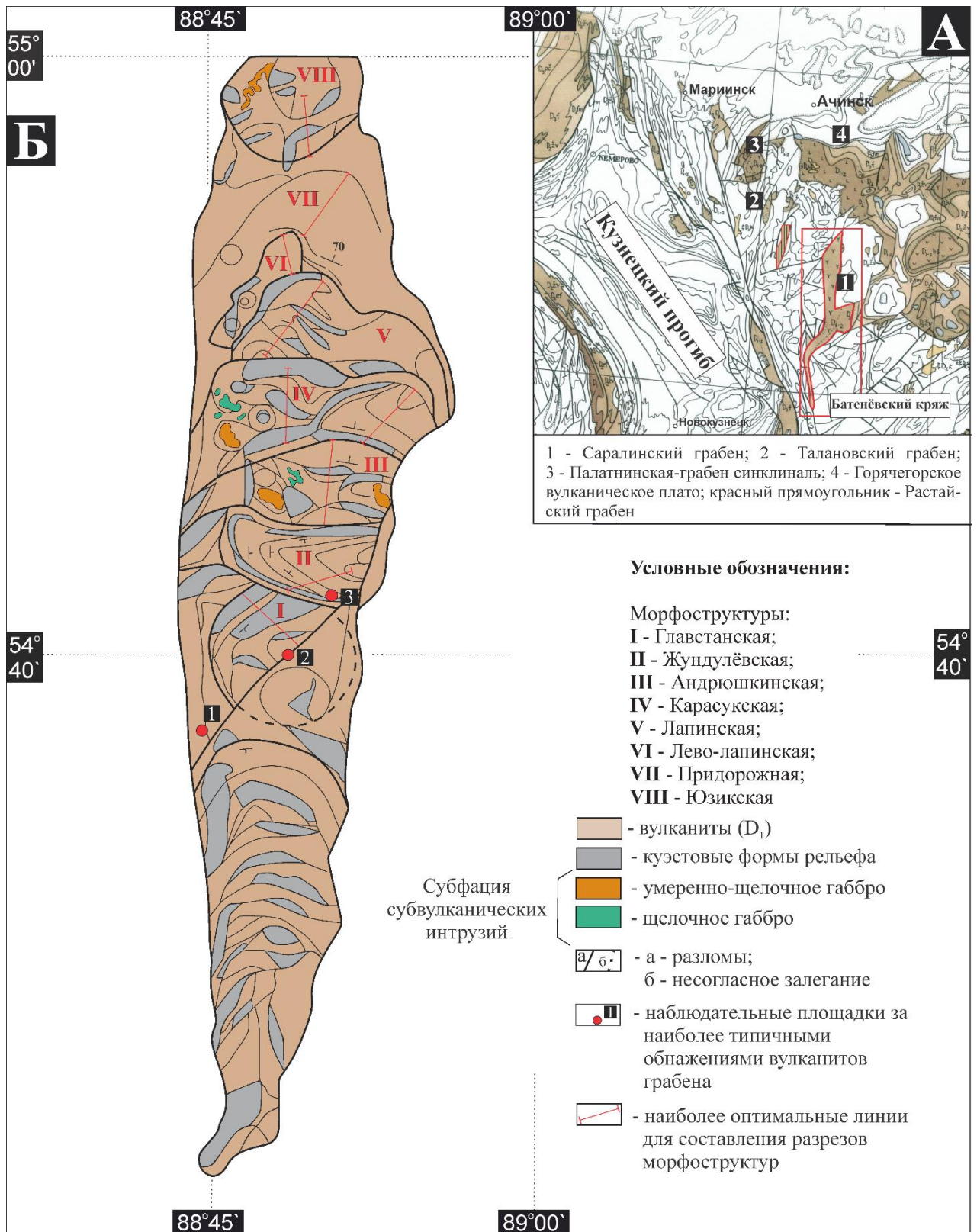
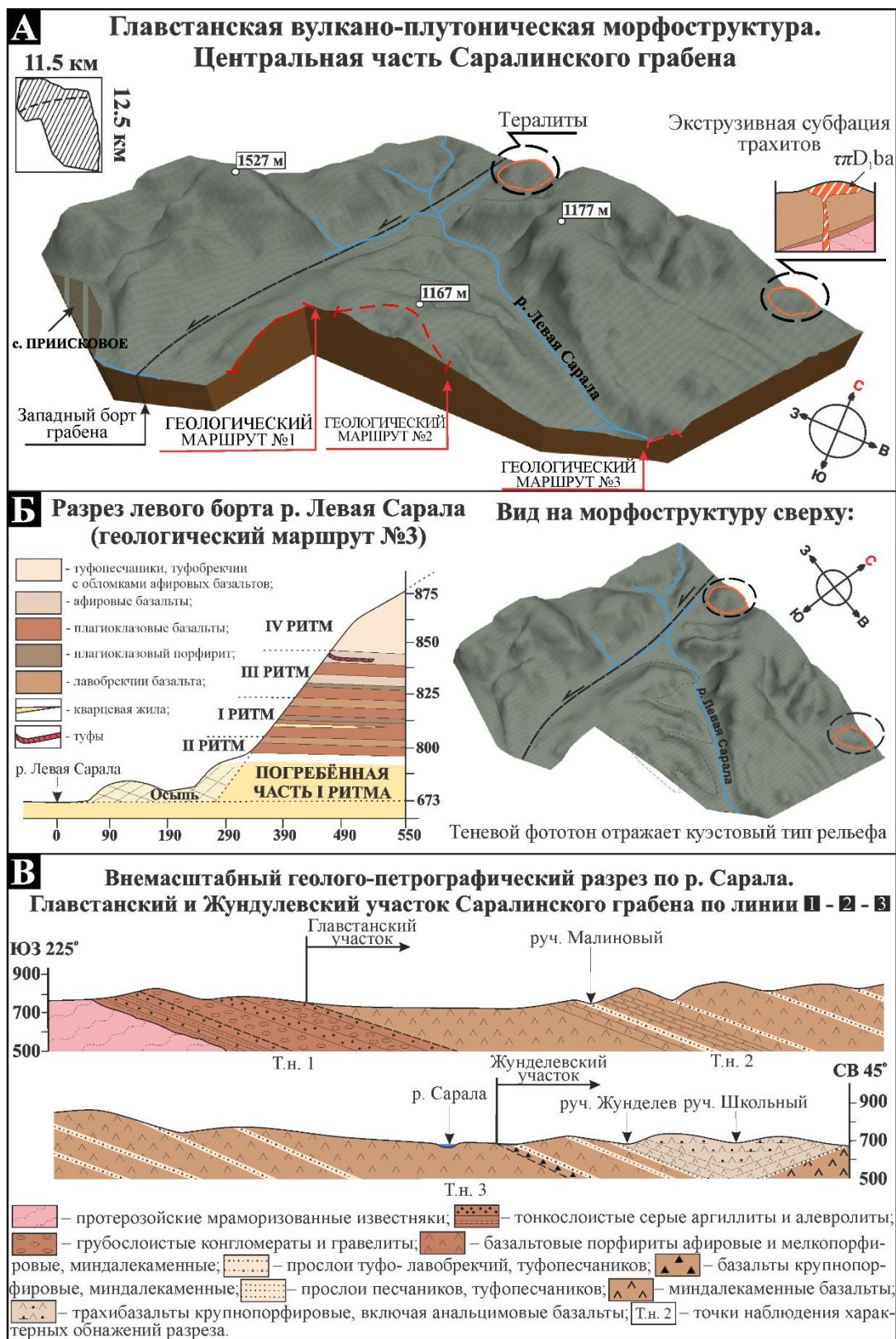


Рисунок 3 – Внемасштабная схема основных типов вулкано-плутонических морфоструктур Саралинского грабена. Составлена по материалам [Гринёв и др., 2017] с дополнениями автора



а – Главстанская вулcano-плутоническая морфоструктура; б – разрез левого борта р. Левая Сарала; в – внемасштабный геолого-петрографический разрез по р. Сарала. Составлен по материалам [Болтухин и др., 1972] с дополнениями

Рисунок 4 – Вулcano-плутоническая морфоструктура центральной части Саралинского грабена

тогда как северная часть грабена имеет более сложное строение, в котором так же просматривается куэстовый тип рельефа, но заметно более сложного выражения. Северная часть является наиболее широкой с протяженностью около 40 км при ширине от 7 до 14 км. Вместе с южной суженной частью, в целом, длина грабена составляет около 120 км. В границах Саралинского грабена выделены следующие вулcano-тектонические морфоструктуры (рисунок 3), полное описание которых приведено в (Приложение А): Главстанская, Жундулёвская, Андрюшкинская, Карасукская, Лапинская, Лево-Лапинская, Придорожная и Юзикская [Гринёв и др., 2017].

По результатам морфоструктурного анализа Саралинского грабена, среди описанных морфоструктур можно выделить: 1) зонально-кольцевые постройки близкие к стратовулканам (Главстанская); 2) покровно-площадные с мелкими кальдерами (Андрюшкинская) и купольно-кольцевые кальдерные (Юзикская), представляющие в совокупности первый (нижний) базальтовый структурный подъярус раннедевонского вулканизма; 3) вулcano-тектонические структуры близкие по строению к стратовулканическим постройкам многокупольного типа и базальтового состава второго вулканического подъяруса (Жундулёвская и Южно-Карасукская); 4) полукольцевые морфоструктуры (Карасук-Лапинская, Лево-Лапинская), занимающие привершинную часть хребта г. Лысой, сложенные трахитами и представляющие третий структурный подъярус раннедевонского вулканизма и вулcano-плутонизма.

Кроме тектонических аспектов проявления вулканизма грабена, проведение морфоструктурного анализа показало невозможность составить сводный разрез грабена без учёта строения его морфоструктур, так как он не представляет собой грабен-синклиналь, а представлен определённым набором индивидуализированных морфоструктур. Только после составления каждой из этих морфоструктур и их корреляции друг с другом возможно составление обоснованного сводного разреза грабена.

Морфотектонический анализ Растайского грабена. Протяженность грабена с юга на север составляет около 34–35 км. При этом нужно отметить, что

к югу и к западу от грабена в ряде мест присутствуют останцы и небольшие тектонические клинья девонских вулканогенно-терригенных накоплений, свидетельствующих о том, что первоначально грабен имел более крупные размеры. В исходном виде его длина могла составлять не менее 42 км, а ширина 3–7 км, при современной ширине 1,5–5 км. Вариации по ширине обусловлены в основном чётковидной формой грабена в плане (рисунок 5, 6). В современной структуре хорошо видны три четковидных расширения, разделенные двумя узкими пережимами до 1,5–2 км. Наиболее крупной и сохранившейся является центральная чётковидная часть размерами 5·15 км. Северная и южная «чётки» заметно сокращены эрозией. В северной части к основному субмеридиональному стволу грабена причленяется дополнительная грабенообразная структура – Верхнепетропавловская. Она имеет восточно-северо-восточное простирание и размеры 2·2,5–1,5 км.

Форма грабена в плане определяется прибортовыми разломами и характером их ундуляции по простиранию. Прибортовые зоны Растайского грабена в основном ограничены продольными разломами, а на ряде участков он представляет собой односторонний грабен, ограниченный разломом лишь с одной стороны, а с другой девонские толщи резко несогласно перекрывают складчато-глыбовые толщи и интрузивные массивы додевонского цоколя. Продольные субмеридиональные разломы в местах их сближения образуют перемычки (седловины) и пересекаются восток-северо-восточными нарушениями трансформного типа, но без следов сдвиговых перемещений по ним. Причленяющийся с северо-запада Верхнепетропавловский грабен вытянут вдоль трансформного восток-северо-восточного разлома и представляет собой односторонний грабен. В совокупности с основным грабеном они образуют довольно крупный структурно-депресссионный вулканоплутонический узел (рисунок 5) [Гринёв и др., 2023].

Анализ формы грабена в плане и размещение его в осевой зоне реставрируемого купольного поднятия провинции говорит о том, что заложение

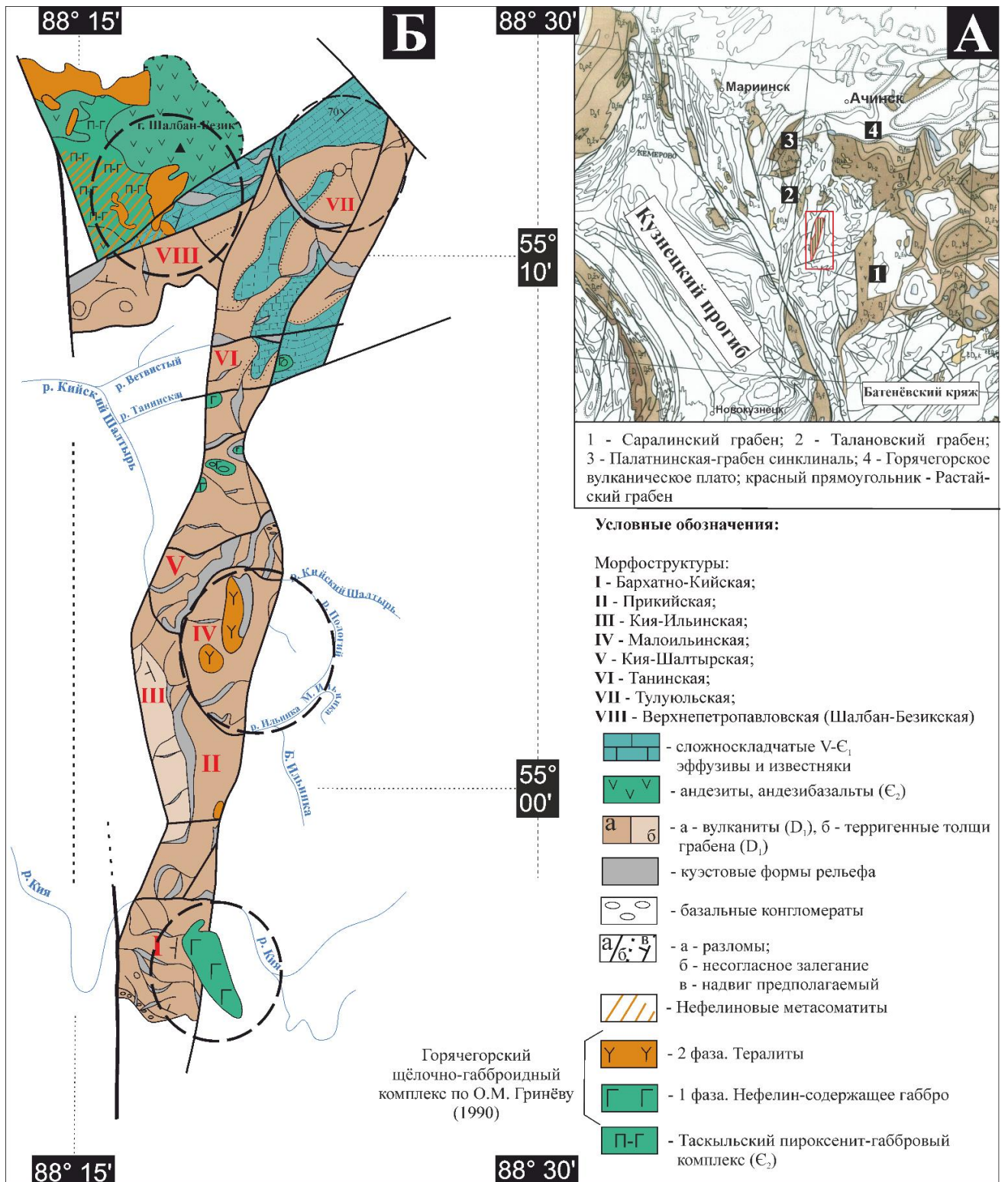


Рисунок 5 – Внемасштабная схема основных типов вулканотектонических и вулканоплутонических морфоструктур Растайского грабена [Гринёв и др., 2023] с дополнениями автора

грабена предопределялось совокупностью продольного и поперечных разломов, первый из которых являются ответвлениями от Кузнецко-Алатауского

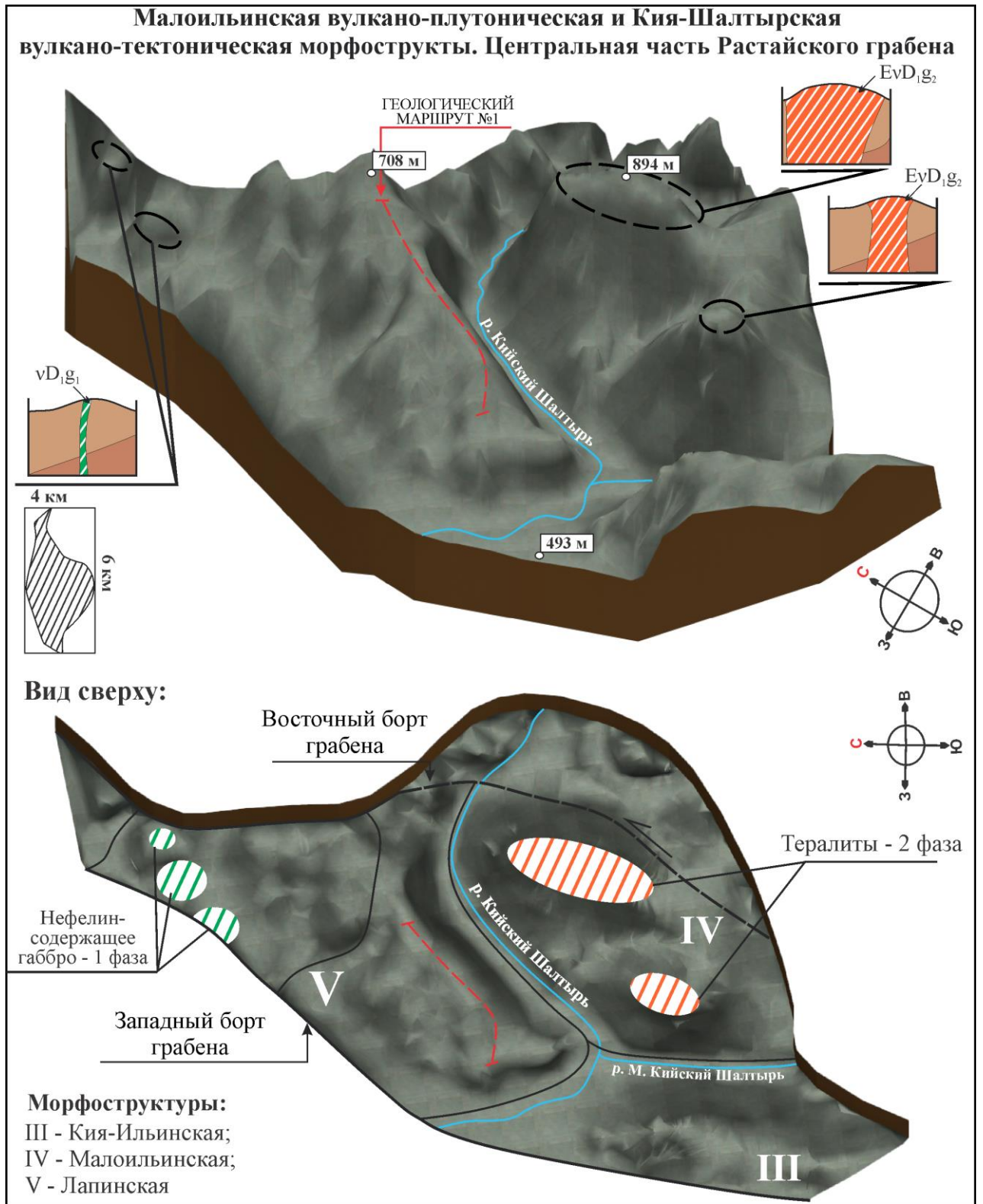


Рисунок 6 – Вулcano-плутоническая и вулcano-тектоническая морфоструктуры центральной части Растайского грабена

линеамента. Расположение грабена в осевой продольной зоне девонского палеосвода Мартайги и форма грабена в плане с характерными раздувами и

сужениями говорит о его формировании в следствие присводового растяжения-раздвига. Двухбортное строение южной половины грабена указывает на более интенсивные раздвиговые напряжения в этой части свода. Однобортный характер северной половины грабена показывает на проницаемость для вулканизма только западного продольного разлома, ограничивающего его борт. В односторонних сегментах грабена в противоположном от ограничивающего разлома борту, наблюдается резко несогласное залегание девонских толщ на складчато-глыбовых сооружениях додевонского цоколя (R–V–С) (рисунок 5).

В ходе анализа космоснимков, геологической картографической основы и маршрутных пересечений в пределах грабена с юга на север выделены: Бархатно-Кийская, Прикийская, Кия-Ильинская, Малоильинская, Кия-Шалтырская, Танинская, Тулуяльская, Верхнепетропавловская морфоструктуры (рисунок 5), подробное описание которых приведено в (Приложение Б).

Помимо характерных особенностей затаёжного низко-среднегорного рельефа грабена важной особенностью строения вулканогенных толщ является куэстообразный тип рельефа, уступы которого хорошо просматриваются на космоснимках и показаны на (рисунок 5, 6). В большинстве случаев эти уступы образованы сериями вулканических пачек мощностью 10–15 м каждая, отражающих мелкие ритмы вулканизма. В ряде мест хорошо просматриваются мелкие кольцевые структуры с приуроченными к ним интрузивами габбро, тералитов. В площадных полях вулканитов установлены эродированные вулканические аппараты центрального типа (рисунок 5, 6) [Гринёв и др., 2023].

Проведенный морфоструктурный анализ Растайского грабена позволяет утверждать, что он представляет собой единую структуру, хорошо проявленную в современном рельефе. В южной половине он выражен останцовыми хребтами Бархатным (с восточного борта) и Кия-Ильинским (с западного борта) с высотными отметками от 800 м до 1060 м, а в северной половине в виде слаборасчлененной водораздельной гряды с высотными отметками 750–863 м, пролегающей между наиболее высокими вершинами – останцами

среднекембрийских вулканических аппаратов бериккульской свиты (гг. Воскресенская и Шалбан-Безик).

В южной и средней частях структура представляет собой классический двухсторонний приразломный грабен, осложненный Малоильинской вулкано-интрузивной купольной морфоструктурой – Малоильинской и множеством мелких интрузивных штокообразных тел щелочных габброидов, которыми иногда соответствуют мелкие кольцевые формы. В северной трети структура, в основном, представляет собой односторонний грабен, вулканиты которого с внутриформационным несогласием перекрывают вулканиты южной и средней частей грабена.

Преобладающей формой выполнения грабена стратифицированными толщами являются приразломно-площадные излияния, в сочетании с локальными извержениями центрального типа, а в северной части – центрально-площадного типа. Магматизм носил вулкано-интрузивный характер с количественным преобладанием эффузивной составляющей. В прибортовых зонах часто фиксируются свалы дайковых щелочных пород с нефелином.

Морфоструктуры грабена заметно эродированы, но в тоже время тектонические подвижки постдевонского времени по системе продольных и поперечных разломов, не нарушили его целостности. Наиболее глубокий эрозионный срез и расчлененность рельефа характерны для Бархатно-Кийской, Прикийской и Кия-Шалтырской морфоструктур (рисунок 5).

На основании приведенных данных, среди выделенных блоков-сегментов Растая можно установить два основных типа частных морфоструктур: 1) депрессионно-вулканические, выполненные приразломным напластованием лав, обладающих куэстообразным типом рельефа, отражающим ритмично-импульсный характер приразломного вулканизма. Потоки слагают пачки, а пачки ритмы, слагающие толщи; 2) второй тип морфоструктуру связан с раздувами грабена по ширине, в которых фоновый куэстообразный рельеф нарушается формированием купольных вулкано-плутонических построек (Бархатно-Кийская, Малоильинская и Верхнепетропавловская (Шалбан-Безикская)). Основой их

строения являются купольно-кольцевые вулканические постройки, интродуцированные сравнительно крупными телами щелочных габброидов. Характерно, что эти морфоструктуры «насажены» на ограничивающие грабен продольные разломы. Одна их половинка при этом располагается внутри грабена, а другая размещается в пределах обрамляющего «плеча» грабена, сложенного породами дорифтового цоколя (рисунок 5). Характерно также, что в пределах грабена откартировано множество мелких штоков габбро, тералитов, но они не формируют купольных морфоструктур. Анализ состава и строения этого типа морфоструктур проливает свет на соотношения раннедевонского вулканизма и плутонизма грабена и провинции в целом. Краткая характеристика выделенных вулкано-плутонических морфоструктур проведена ниже.

Бархатно-Кийская морфоструктура (рисунок 5) располагается в южном окончании грабена, где венчает его восточный борт. Морфоструктура глубоко эродирована, в результате чего было вскрыто сравнительно крупное тело лейкократового габбро Кия-Шалтырского типа, с секущими его жилами нефелиновых сиенитов [Гринёв, 1990]. Тело лейкогаббро с размерами 4·2–2,5 км и внедрено в зону север северо-западного разлома, секущего крупный плитообразный массив гипербазитов бархатного комплекса (RF₃–С₁). Северная оконечность тела лейкогаббро внедрена в вулканиты грабена и метаморфизует их (рисунок 5).

Малошльинская морфоструктура (рисунок 5, б) располагается в пределах среднего раздува грабена, где «насажена» на прибортовой разлом. Эродирована частично и в западной вулканогенной ее половине эрозией вскрыты два сравнительно крупных штока габбро и тералитов. Восточная половина её располагается в обрамляющем плече грабена в пределах подробленных тектоникой мелких блоков складчатых толщ V–С₁ возраста. На космоснимках в пределах морфоструктуры фиксируются более мелкие купольно-кольцевые морфоструктуры, видимо, с не вскрытыми эрозией щелочными массивами. В свалах водотоков восточной половины структуры установлены обильные свалы

ийолитов, ийолит-порфиров с ксенолитами (автолитами?) крупнокристаллических уртитов «свежего» облика, уртит-порфиров, аналогичных Кия-Шалтырским.

Шалбан-Безикская морфоструктура (рисунок 5) приурочена к Верхнепетропавловскому грабену, причленяющемуся с запада к основному стволу Растайского грабена. Южная половина морфоструктуры располагается в пределах грабена и сложена вулканитами щелочной серии (берешская свита). Северная половина располагается в обрамляющем северном «плече» грабена, где наложена на реликты вулcano-интрузивной структуры бериккульской свиты (Є_2), прорванной породами пироксенит-габбрового таскыльского комплекса (Є_2). Работами Мартайгинской ГРЭ и группой «Нефелин» Томского госуниверситета здесь откартирована и изучена группа сближенных тел тералитов; плагиоклазовых ийолитов (Верхнепетропавловский плутон), и нефелиновых сиенитов, интрузидировавших среднекембрийские магматиты и раннекембрийские известняки. На государственной геологической карте масштаба 1:200 000 вмещающие Верхнепетропавловский плутон габброиды таскыльского (Є_2) комплекса нефелинизированы [Государственная ... , 2019]. Данная морфоструктура располагается в пределах средней петрографической зоны щелочной провинции.

Резюмируя данный раздел, на основании проведённого морфоструктурного анализа грабенов можно утверждать, что:

1) прежние представления о выдержанном по всему простиранию моноклиналильном строении терригенно-вулканогенных толщ, обычно характерных для грабен-синклиналей, верны лишь отчасти в пределах отдельных структур и частей исследованных грабенов. Совокупный разрез вулканогенных толщ грабенов должен состоять из частных разрезов выделенных морфоструктур, которые следует разделять по типу, строению, составу и времени формирования;

2) первоначальный объем излившихся лав намного превышал современные размеры грабенов, представлявших собой высокогорные многовершинные вулканические цепи, рельеф которых по мере отмирания магматических центров,

сильно просел, частично был эродирован и частично вложился в нижележащие структуры;

3) преобладающими стратифицированными толщами грабенов являются приразломно-площадные излияния и извержения, в сочетании с локальными извержениями центрального и центрально-площадного типа. Магматизм носил вулкано-интрузивный характер с количественным преобладанием эффузивной составляющей. В прибортовых зонах часто фиксируются свалы дайковых щелочных пород с нефелином;

4) морфоструктуры грабенов заметно эродированы, но в тоже время тектонические подвижки постдевонского времени по системе продольных и поперечных разломов, кардинально не нарушили их строения. Вместе с тем тело Саралинского грабена было подвержено деформациям, приведшим к вздыманию его западного и срыву восточного борта, и расчленению диагональными разломами на несколько равных частей (Юзикским, Право-Саралинским и др.). У Растайского грабена фиксируются мелкоблоковые подвижки, особенно в центральной части. Размах вертикальной составляющей эрозионно-тектонических врезов составляет здесь до 400–500 м, что для масштабов грабена весьма значимо;

5) наличие депрессионно-вулканических и вулкано-плутонических купольных морфоструктур в составе грабенов показывает, что вулканиты и плутоны провинции являются производными единого щелочно-мафитового очага, но разных этапов его эволюции – раннего вулканического и сменяющего его плутонического. Наличие вулкано-плутонических морфоструктур в составе грабенов отвечает на вопрос о характере связи между вулканической и плутонической составляющими магматизма грабена и всей провинции. В литературе по этой сложной проблеме высказывались разные точки зрения. Одна из них говорит о том, что щелочно-габброидные плутоны являются корнями эродированных вулканов Кузнецко-Алатауской щелочной провинции [Марков, 1984; 1987 и др.]. Другая считает, что нефелиноносные лавы Горячегогорского плато и плутоны провинции сравнительно автономны, так как принадлежат разным региональным структурам – Кузнецкому Алатау и краевым частям

Северо-Минусинской и Назаровской впадин Минусинского прогиба [Магматические ..., 1984]. Приведённые исследования показывают, что выделенные и в разной степени эродированные купольные вулканоплутонические морфоструктуры непосредственно связаны с грабенами, но имеют при этом обособленную (относительно автономную) структурно-тектоническую позицию и в то же время согласованно вписаны в петрографическую зональность, характерную для плутонов зональность щелочной провинции.

Вывод: формирование грабенов связано с девонской плюм-рифтогенной активизацией унаследованных глубинных зон и ростом регионального свода в северо-восточной части Кузнецкого Алатау, контролировавших проявление базальтового вулканизма. В обстановке присводового растяжения оживлялись субмеридиональные проницаемые зоны грабенов, осложненные поперечными и диагональными нарушениями, служившие каналами поступления магм и формирования вулканотектонических, а затем вулканоплутонических морфоструктур грабенов.

3.3 Основные черты стратиграфии терригенно-вулканогенных толщ грабенов

Строение и состав стратифицированных отложений Растайского и Саралинского грабенов однотипен и выдержан в пределах морфоструктур на всём их простираии. В этом они принципиально мало чем отличаются друг от друга, за исключением фрагментов односторонних сегментов Растая с линейным напластованием вулканитов. Прежде чем приступить к выяснению основных черт стратиграфии терригенно-вулканогенных толщ грабенов, стоит отметить, что относительно изученной для Саралы является его северная (наиболее широкая) часть, протяженностью около 40 км при ширине от 7 до 14 км. Стратифицированный разрез Растайского грабена бурением так же не вскрыт и в значительной степени перекрыт рыхлыми отложениями. Тем не менее его сводный разрез в общих чертах хорошо читается в южной половине грабена. У

Саралы детализированный разрез составлен только вдоль р. Правая и Левая Сарала и касается Главстанской и Жундулёвской морфоструктур.

В начале 90 годов О. М. Гринёвым, по итогам поисково-разведочных работ 1978–1986 гг., был проведен и опубликован обзор авторских и отчетных геолог-съемочных материалов по стратиграфии грабенов региона и сравнение их с базырской толщей смежного Горячегорского вулканического плато (рисунок 7). В разрезе Растая, Саралы и Талановского грабенов северной части Кузнецкого Алатау были выделены (снизу-вверх): грубообломочная базальная толща конгломератов; нижняя слабодифференцированная толща; средняя терригенно-вулканогенная дифференцированная толща с локальными проявлениями трахитов и нефелин-порфировых пород (тефритов, фонолитов по материалам группы «Нефелин»); и верхняя терригенная пестроцветная толща с отдельными прослоями эффузивов [Гринёв, 1994]. По составу отложения грабенов уверенно относятся к пестроцветно-красноцветной терригенно-вулканогенной молассе. При этом следует отметить, что, в отличие от Саралинского, разрез Растайского грабена завершается туфогенно-терригенной толщей мелкообломочных конгломератов, туфоконгломератов, гравелитов и песчаников [Гринёв, 1994; Уваров, Уварова, 2010 и др.].

Начинается разрез грабенов с базальной сероцветно-красноцветной толщи (рисунок 7), именуемой устькундустуюльской свитой (аналог красногорской свиты Кузнецкого Алатау), которая по находкам флоры *Leiotriletes sp.* датирована нижним девоном (D_{1uk}) [Государственная ... , 2019] и вскрытая эрозией в юго-западной прибортовой части северной половины Саралинского грабена, а также и в южной и средней прибортовых частях южной половины Растайского грабена. Толща представлена массивно слоистыми конгломератами, песчаниками, подстилаемыми тонкослоистыми сероцветными известковистыми аргиллитами с включениями грубообломочного материала [Беспалов, 1990; Геологическая ..., 2019]. Мощность отложений, вскрытых эрозией, изменяется от первых сотен метров до выклинивания. Толща трансгрессивно залегает на складчатых сооружениях R–V–С. Выше залегает непрерывная ритмично построенная толща



Рисунок 7 – Схематические стратиграфические колонки раннедевонских грабенов и Горячегогорского вулканического плато северо-восточной части Кузнецкого Алатау [Гринёв, 1990; 1994; Государственная ... , 2019] с дополнениями автора

базальтов с маломощными прослойками терригенно-туфогенных пород. Подобные особенности строения для Растайского грабена можно наблюдать в береговых обнажениях р. Кийский Шалтырь [Гринёв, Адылбаев, 2022].

Общее представление о *нижней толще* вулканитов Саралинского грабена даёт разрез, составленный по материалам [Болтухин и др., 1972; Турченко, 1975] (рисунок 4в), опубликованный в [Grinev et. al., 2020]. Его интерпретация показывает, что в составе разреза выделяется 9 вулканических ритмов: два из которых (I и VII) имеют мощность в пределах 340–360 м, а остальные от 80–140 до 200 м. Общая их мощность по графическим данным составляет ~ 1660 м, без учета эрозионного среза. В строении частных потоков базальтов чётко выделяются три зоны: нижняя – представленная миндалекаменными базальтами; центральная – сложенная массивными их разностями; и верхняя – миндалекаменная, часто брекчиевая, переходящая в туфобрекчиевую и шлаковую.

Морфоструктурный анализ рельефа северной половины Саралинского грабена показал, что в качестве стратиграфически единой толщи вулканитов можно рассматривать лишь нижнюю часть выделенных базальтовых морфоструктур, образовавшую своеобразное плато (Главстанская морфоструктура), на котором в дальнейшем формировались частные и полуслившиеся вулcano-тектонические морфоструктуры. Представление о строении перекрывающих плато вулканитах даёт разрез Жундулёвской морфоструктуры, составленный по р. Левая Сарала (рисунок 4б) [Адылбаев, 2022]. В этом разрезе прослеживается ритмичное наслоение вулканитов с общей мощностью ритма около 80–90 м, состоящего из подритмов, мощностью около 20 м. Этот ритм перекрывается мощной пачкой туфобрекчий, афировых базальтов и туфопесчаников, мощностью до 25 м. В нижней части этого разреза были установлены зоны пропилитизации и кварцевые жилы послойно-секущей сложной морфологии.

В работе [Гринёв, 1994] нижняя вулканогенная толща коррелировалась с базырской свитой Горячегогорского разреза (В. Н. Марков и др., 1986). Позднее А. Н. Уваров выделял вулканиты грабенов как нерасчленённую базырско-берешскую

толщу субщелочных и нефелиновых вулканитов и в таком виде коррелировал её со свитами Горячегогорского плато [Уваров, Уварова, 2010].

В составе нижней толщи Растайского грабена установлены ритмичные излияния оливин-пироксеновых базальтовых порфиритов, базальтов и их фациальных аналогов (лав, лавобрекчий, туфов, миндалефиров мелано-, мезо- и лейкократового типа) весьма близких по составу вулканитам нижней толщи Саралинского грабена, скоррелированных с базырской свитой Горячегогорского плато [Гринёв, 1994] (рисунок 7).

Средняя дифференцированная вулканогенная толща Саралинского грабена (рисунок 7) представлена ритмично чередующимися пачками трахибазальтов и частично туфогенно-терригенных пород, слагающими Жунделёвскую мульду, расположенную на водоразделе р. Левая Сарала и р. Андрюшкиной.

В Растайском грабене средняя толща содержит лишь локальные проявления нефелиновых порфиров и по этому признаку, заметно отличается от берешской нефелиноносной толщи Горячегогорского плато, расположенного на северо-восточной периферии Кузнецко-Алатауской щелочной провинции. Отличия заключаются в том, что модальный нефелин в стекловатых миндалекаменных вулканитах и их фациальных разновидностях этой толщи, которые к тому же в той или иной степени изменены автотасоматически, присутствует редко, а в место него в породах присутствует анальцим и цеолиты. С учётом этой особенности, по-видимому, сохраняется высокая щёлочность пород и появляются основания для выделения в Растайском грабене аналога берешской свиты потенциально и локально нефелиноносной. Вместе с тем, полной аналогии с разрезом как Горячегогорского плато, так и Саралинского грабена не наблюдается из-за незначительного развития эффузивных нефелин-порфировых разновидностей вулканитов (рисунок 7). При этом, следует отметить, что высокощелочные нефелинитоидные берешиты (фоидиты) и берешиты в разрезе берешского стратотипа залегают в основании свиты. Выше они сменяются дифференциатами менее богатыми нефелином и полностью безнефелиновыми, но с большим содержанием плагиоклаза и калинатрового полевого шпата. В целом

для этой толщи и берешской свиты парагенезис минералов представлен основным-средним плагиоклазом, К-На полевым шпатом, нефелином, титанавгитом-эгирином-авгитом, редким оливином и бурым стеклом. Для фойдитов грабена (нефелинитоидных берешитов, берешитов) парагенезис несколько иной: зональный нефелин, зональный плагиоклаз – К-На полевой шпат, эгирином-авгит, железистый оливин – фаялит. Этот же парагенезис характерен для аналогов нефелинитоидных берешитов и тефритов берешской свиты, а также для плагиоклазовых ийолитов и полевошпатовых уртитов Горячегогорского плутона и Урюпского штока, расположенных в северной петрографической зоне провинции [Гринёв, 1990]. Отмеченные детали сходства – различия говорят о присутствии индивидуальных особенностей у однотипных пород разных структур провинции, а также об их доминирующем сходстве, вплоть до минерального парагенезиса пород. По этим фактам можно предположить, что вторая (берешская) стадия девонского вулканизма провинции была связана с определённой перестройкой магмогенерирующего очага в сторону его ощелочения и пересыщенности глинозёмом, причём неравномерном в пределах провинции.

Верхняя часть вулканогенного разреза Саралинского грабена представлена трахитами и трахидацитами. Эти породы венчают накопления ВТМ грабена в виде эрозионных останцов округлой и неправильной формы в пределах водораздельной части хр. г. Лысой. Локально они отмечаются и в южной половине грабена, но заметно в меньшем объёме. Площадь их на севере варьирует от 1–2 до 3–5 км². Они образуют своеобразный ареал останцов в междуречье рр. Левая Сарала – Юзек, окружающих основное поле трахитов-трахидацитов, расположенное в верхней части хр. г. Лысая размерами 20·2–4 км. Верхние части этого поля и некоторых останцов трахитов А. Н. Уваровым отнесены к аналогам ашпанской толщи Горячегогорского плато [Уваров, 2010]. У некоторых останцов установлены эруптивные подводные каналы, тогда как основное их тело представляет собой слившиеся близко расположенных ВТМ базальтового состава, покрытые трахитами. В нижних частях разрезов трахиты обладают ритмично-полосчатыми текстурами типа выдержанной флюидальности и расслоенности, по-

видимому, указывающих на их субвулканическое происхождение. Верхняя часть разреза сложена продуктами эруптивных извержений и образует мелкообломочные обширные звенящие каменные осыпи на склонах хр. г. Лысой. Мощность толщи трахитов-трахидацитов может составлять около 400–500 м, без учета их эрозионного среза [Гринев, 1994; Гринев и др., 2017].

В Растайском грабене завершающая разрез *верхняя терригенная толща*, слагающая Кия-Ильинскую морфоструктуру (рисунок 7), характеризуется ограниченным развитием эффузивов, но по положению в разрезе соответствует ашпанской свите Горячегогорского плато, с той разницей, что в этой свите в Горячегогорском плато нижняя её половина сложена в основном трахибазальтами, а терригенные породы слагают лишь верха свиты. В Растайском грабене в ней доминируют терригенные отложения. С отмеченными особенностями разрез Растайского грабена сопоставим с разрезом Горячегогорского плато, расчлененного В. Н. Марковым с соавторами в 1986 году.

А. Н. Уваров на геологической карте 1:200 000 масштаба (лист N-45-XI, 2019) в южной половине Растайского грабена выделяет нерасчлененные берешскую и ашпанскую свиты, а в краевой северо-западной части Верхнепетропавловской морфоструктуры выделен фрагмент берешской свиты, но без приведения оснований для такого расчленения. Согласно полученным новым данным, с учётом щёлочности пород, в северной половине Растая есть основания выделить, возможно не повсеместно, берешскую свиту. Аналогом ашпанской свиты в пределах Растайского грабена, видимо, можно считать вулканиты Кия-Ильинской, существенно терригенной морфоструктуры, вулканиты которой пока не изучены петро-геохимически. В таком виде можно коррелировать разрезы грабенов со свитами Горячегогорского плато.

Таким образом, по положению в разрезе и вещественному составу нижние и средние толщи грабенов сопоставимы с вулканитами базырской и берешской свитами раннедевонского Горячегогорского плато, но с присущими им особенностями минералогического состава.

3.4 Особенности тектоники грабенов и выполняющих их вулканитов

Саралинский и Растайский грабены являются наиболее крупными в Кузнецко-Алатауском обрамлении Минусинского прогиба. Особенность их структурного и тектонического положения в масштабах девонского палеорифта заключается в расположении в зоне сочленения осевой депрессионной зоны (Минусинско-Тувинской) с Кузнецко-Алатауским обрамляющим поднятием (западным плечом) Алтае-Саянского палеорифта. Грабены кулисно расположены относительно друг друга и трассируют серию субмеридиональных разломов-ответвлений от Кузнецко-Алатауского линеамента с расположенными в них фрагментами офиолитов, что подчёркивает их долгоживущий и глубинный характер заложения.

В современном виде грабены представляют собой узкие тектонические клинья с примерным отношением длины к ширине 5:1. Контакты грабенов с окружающими их более древними толщами тектонические, осложненные сериями мелких сбросов. Лишь в некоторых местах в периферических и реже внутренних частях грабенов можно наблюдать непосредственное налегание их отложений на подстилающие толщи [Гринёв, 1994; Государственная ... , 2019].

Общая картина внутреннего строения грабенов осложняется разной степенью стратификации толщ их морфоструктур, а также присутствием даек, жерловых и прижерловых фаций пород, структур типа «дайка в дайке» [Гринёв, 1994; Гринёв и др., 2022]. Строение вулканогенных толщ в обнажённых фрагментах простое и характеризуются моноклиналильным ритмичным залеганием слоёв, которое подчеркивается куэстообразным типом рельефа, отражающим ритмичное строение вулканитов грабенов. Простираение толщ Саралы север-северо-западное, реже северо-западное и запад-северо-западное под углами падения 25–40°, редко 15° на северо-восток. Для Растая характерно север-северо-западное, реже юго-западное простираение толщ под углами падения 15–20° на север, северо-восток.

Для Саралинского грабена, примерно посредине, в районе пос. Подвинск предшественниками [Болтухин и др., 1973; Турченко, 1975; Гринёв 1994; 1998; 2004 и др.,] откартирована пологая мульда (синклинальная складка), выполненная мелкоритмичными дифференцированными трахибазальтами, слагающими Жунделёвскую (Подвинскую) ВТМ. Морфоструктура наложена на деформированную прогнутую к низу платобазальтовую толщу грабена и частично перекрывается двумя останцами экструзивных трахитов. Общее строение вулканитов северной части грабена позволяет предположить, что подобные мульды присутствуют и севернее Подвинска. То есть по простиранию платобазальтовая толща стгофрирована в серию пологих складок. Южная, суживающаяся по простиранию половина грабена устроена значительно проще и представляет собой непрерывную серию куэстообразных гряд, сменяющих друг друга в южном направлении. Очевидно, что в районе Жундулёвской мульды, происходило явное проседание платообразного основания Саралинского грабена, фиксирующее перерыв вулканизма, за которым последовал новый его импульс с лавами более щелочного состава.

Бортовые зоны грабенов имеют разломный характер. В основном контакты стратифицированных толщ сорваны протяженными субмеридиональными разломами, но в отдельных блоках эрозией вскрыты первичные трансгрессивные контакты терригенных и вулканических толщ с подстилающими додевонскими дислоцированными породами.

Стоит отметить некоторые особенности разломной тектоники внутри грабенов. Внутренние зоны вулканогенных толщ, например, Саралинского грабена в разной степени разбиты равномерной системой субширотных и диагональных ветвящихся разломов, расходящихся под углом от 80° до 60° . Наиболее ярко проявленной подобной структурой, с глубоким уровнем эрозионного среза, являются разломы рр. Правая и Левая Сарала, сопряженные с восточным прибортовым субмеридиональным разломом (рисунок 3, 4). В первом приближении в поперечном сечении толща вулканитов грабена напоминает структуру кинг-бенд с приподнятым западным и опущенным восточным

флангами. Ветвящиеся разломы имеют сколовый характер. Конфигурация этих разломов, позволяет построить эллипсоид деформации в поствулканический этап существования грабена, восстановить картину сжатия-растяжения по его осям, свидетельствующих о малоамплитудных сдвиговых перемещениях в бортах грабена.

Вполне очевидно, что по завершении вулканизма объем излившихся лав намного превышал размеры Саралинского грабена и распространялся на его обрамлявшие «плечи», представляя собой высокогорную многовершинную вулканическую цепь. По завершении вулканизма и отмирания магматических центров рельеф вулканической цепи сильно просел (в 2–3 раза), частично был эродирован и частично вложился в нижележащие структуры [Гринев и др., 2017]. В постранидевовское время тело грабена было подвержено деформациям, приведшим к вздыманию его западного борта, срыву и дроблению толщ восточного борта, и расчленению диагональными разломами (Право-Саралинским, Юзикским и др.) на несколько равных частей (Юзикским, Право-Саралинским и др.) (рисунок 2) [Гринёв, Адылбаев, 2022].

Прибортовые зоны Растайского грабена (рисунок 2, 5) также ограничены продольными разломами, хотя на ряде участков представляют собой односторонний грабен, ограниченный разломом лишь с одной стороны. Однако здесь, продольные субмеридиональные разломы ундулируют по простиранию и в местах их сближения образуют перемычки (седловины) и пересекаются восток-северо-восточными нарушениями трансформного типа, но без следов сдвиговых перемещений по ним [Гринёв и др., 2023]. Причленяющийся с северо-запада грабенообразная Верхнепетропавловская структура, которая вытянута вдоль трансформного восток-северо-восточного разлома и представляющая собой поперечный по отношению к основной структуре Растая односторонний грабен. В совокупности с основным грабеном они образуют довольно крупный структурно-депрессивный вулкано-плутонический узел.

Схождение и расхождение ограничивающих борта грабена разломов свидетельствует в пользу формирования грабена в следствие раздвига,

характерного для осевых зон сводовых, купольных структур. В подобных структурах доминируют вертикальные подвижки мозаики тектонических блоков депрессионной структуры, которые проседают на разную глубину растущего свода.

В поствулканический этап свод (купол), вмещающий щелочную провинцию, оседает, спрессовывая и притирая блоки друг к другу, что, видимо, мы и наблюдаем в Растайском грабене.

Подобные построения подтверждаются существованием кольцевой структуры, в рамках которой проявлена Кузнецко-Алатауская щелочная провинция. Более того, следует учитывать расположение грабенов в пределах этой кольцевой морфоструктуры и провинции. Речь идёт о том, что Саралинский грабен располагается на её восточном фланге, а Растайский в центральной зоне. Периферийная зона её характеризуется на этапе формирования как относительно опущенная, а центральная – как приподнятая. В этой схеме для Растайского грабена реставрируется именно присводовая зона растяжения, с последующим опусканием и эрозией. Для Саралы, помимо процессов формирования и преобразования кольцевой морфоструктуры провинции, накладывается тектоника оседания осевой (Тувинско-Минусинской) зоны палеорифта, в ходе которого оформлялись обрамляющие плечи палеорифта, в данном случае западного Кузнецко-Алатауского плеча. Видимо, по этой причине Саралинский грабен является наиболее крупным и структурно смыкается с расположенным южнее схожим с ним Балыксинским грабеном, простирающимся по периферии Южной-Минусинской впадины осевой депрессионной зоны палеорифта.

Можно предполагать, что в ходе формирования кольцевой структуры провинции раннедевонские импульсы вулканизма получили определённую асинхронность проявления вулканизма и сопровождающих его процессов, например, флюидного режима. Они имели более проницаемый характер в осевой зоне кольцевой структуры и более затруднённый и даже на определённых этапах перекрытый на её периферии. Определённым образом это связывалось на особенностях проявления и состава продуктов магматизма.

4 ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК И СОСТАВ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ ВУЛКАНИТОВ ГРАБЕНОВ

В представленной главе приводится петрографическое, петрохимическое и минералогическое описание главных разновидностей вулканитов Саралинского и Растайского грабенов. В результате проведенных исследований впервые получены современные аналитические данные о петрографических, петрохимических, минералогических особенностях выделенных серий пород с учётом данных предыдущих исследователей [Гринёв, 1990, 1994, 2003б, 2007; Макаренко и др., 1988, Уваров, Уварова, 2002 и др.].

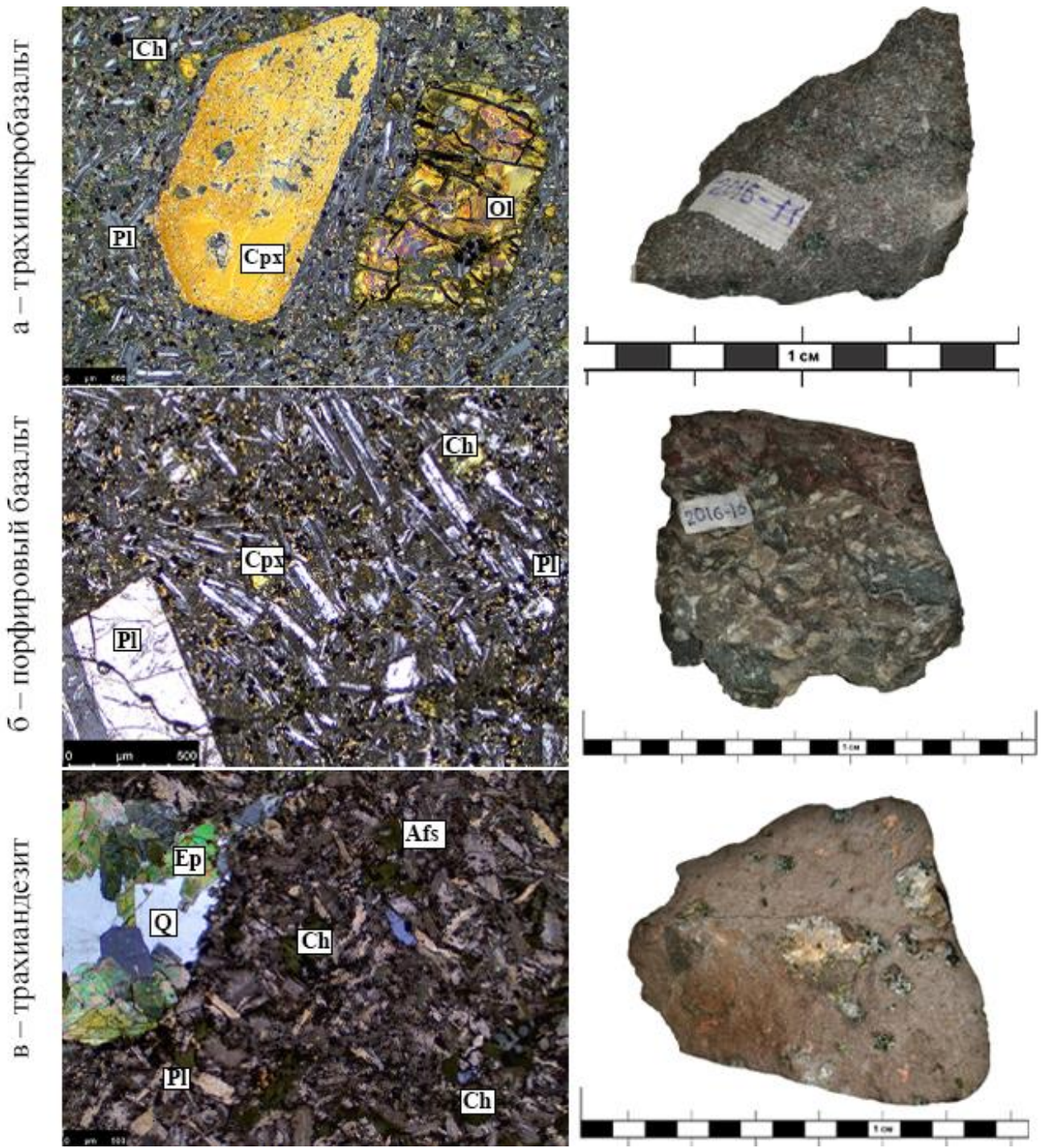
4.1 Петрографический состав вулканитов грабенов

По положению в разрезе и по результатам петрографических исследований, вулканиты грабенов на основе текстурно-структурных особенностей и минерального состава, а также на основе систематики и классификации магматических пород отнесены к трем толщам: нижней слабодифференцированной, средней дифференцированной и верхней контрастной трахибазальт-трахит-дацитовый.

4.1.1 Нижняя слабодифференцированная толща (D_1bz)

Вулканиты Саралинского грабена. Наиболее распространены такие представители нижней слабодифференцированной толщи как: трахипикробазальты, базальты, долериты, трахиандезиты.

Трахипикробазальты на свежем сколе имеют темную серовато-буровато-зеленую окраску и мелко-, среднезернистую порфировую структуру (рисунок 8а). Цвет выветрелых поверхностей пород также несколько различен, от привычных желтовато-коричневых до буро-коричневых. Под микроскопом отчетливо устанавливается порфировидная структура, где вкрапленники представлены



аббревиатуры: Afs – щелочной полевой шпат, Bi – биотит, Ch – хлорит, Cpx – клинопироксен, Ep – эпидот, Ol – оливин, Pl – плагиоклаз, Ti Mgt – титаномагнетит, Q – кварц

Рисунок 8 – Микро- и макрофотографии вулканитов нижней слабодифференцированной толщи Саралинского грабена

оливином и клинопироксеном с микролитовой основной массой. Размер вкрапленников составляет от 0,2 до 0,8 мм, реже до 1,5 мм. У крупных кристаллов

оливина отмечается коррозия. Они «разъедаются» проникающим в них стеклом, а также замещаются рудным минералом и серпентинитом. Фенокристаллы клинопироксена обнаруживают призматическую форму, в других срезах таблитчатую с чётко оформленными гранями. Редкие вкрапленники замещаются агрегативным скоплением рудного вещества. Содержание клинопироксена уступает количеству оливина – 20 % и 40 % соответственно. Основная масса сложена микролитами плагиоклаза, клинопироксена и оливина размерностью менее 1 мм. В основной массе наблюдается обилие рудного вещества и вулканического стекла. Магнетит представлен вкрапленностью зёрен субизометричной, либо неправильной по форме зерен, с размером до 0,4 мм. В заметной степени породы подвержены автометасоматическим изменениям: хлоритизации, серпентинизации, карбонатизации, особенно ей подвержены разновидности, изначально содержащие стекло в основной массе.

Базальты имеют мелкозернистую и стекловатую структуру и зеленовато-серую окраску, где основная масса имеет серо-зеленый, а вкрапленники зеленовато-серый цвет. Цвет выветрелых поверхностей также несколько различен, от привычных светло-жёлто-коричневых до вишнево-бурых (рисунок 8б). Под микроскопом отчетливо устанавливается порфировая структура, где вкрапленники представлены клинопироксеном (титан-авгитом) (~ 30 %) и плагиоклазом (~ 20 %), в меньшей степени оливином (~ 10 %), биотитом (~ 5 %) и роговой обманкой (~ 5 %).

Интерсертальная основная масса сложена беспорядочно ориентированными микролитами плагиоклаза, зёрнами пироксена, оливина и роговой обманки, погруженных в стекловатый базис. Базальты подвержены автометасоматическим и наложенным изменениям в виде хлоритизации, серпентинизации, карбонатизации, серицитизации, эпидотизации и баритизации. Макроскопически установлено наличие сульфидной минерализации, представленной минералами пирита и халькопирита.

Трахиандезиты имеют мелкозернистую структуру и серо-красную, рыжую окраску (рисунок 8в). Цвет выветрелых поверхностей так же несколько различен,

от привычных коричнево-жёлтых до тёмно-бурых. Под микроскопом отчетливо устанавливается порфиридная структура, где вкрапленники представлены плагиоклазом, в меньшей степени клинопироксеном (авгитом?), оливином и биотитом. Характерно миндалекаменное строение.

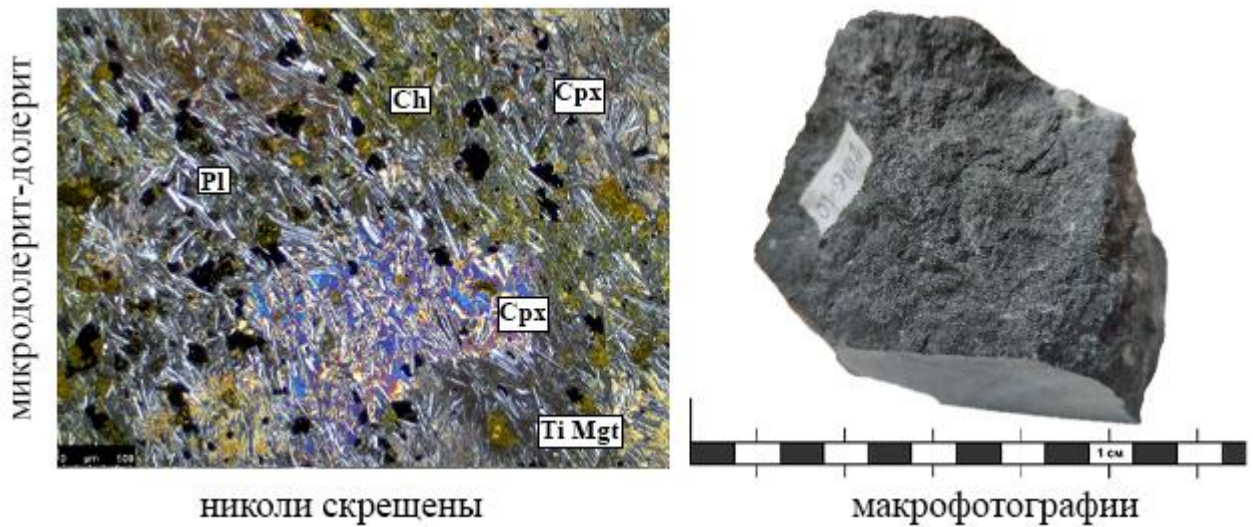
Оливин образует субизометричные и неправильные зерна размером от 0,3 до 0,5 мм. Трещины корродированы проникающим в них стеклом. Слагает 5 % площади шлифа. Клинопироксен образует таблитчатые и неправильные зерна. Во вкрапленниках по своим размерам он меньше, чем оливин, как правило, это зерна 0,2 мм, редко до 0,6 мм. Вкрапленники пироксена полностью замещены агрегативным скоплением рудного вещества. Слагает в пределах 15 % площади шлифа. Плагиоклаз является преобладающим минералом на площади шлифа и обнаруживает призматическую и таблитчатую форму, слагая до 40 % площади. Зёрна вкрапленников подвержены замещению агрегативным скоплением хлорита, содержат включения вулканического стекла.

Основная масса имеет микролитовую микроструктуру и характеризуется присутствием беспорядочно-ориентированных микролитов клинопироксена, плагиоклаза, вулканического стекла с примесью калиевого полевого шпата. В угловатых итерстициях между микролитами расположены скопления зерен темноцветов, также итерстиции заполнены хлоритом, кварцем.

Эпидот и кварц заполняют отдельные участки – миндалины и слагают до 20 % поверхности шлифа. Цвета интерференции эпидота яркие синие, зеленые, желтые и т. д.

Микродолериты–долериты – мелкозернистые массивные породы тёмно-серой до чёрной окраски. Цвет выветрелых поверхностей тёмно-бурых. Под микроскопом устанавливается пойкилоофитовая и микродолеритовая микроструктуры. Вкрапленники представлены оливином (2–4 %), клинопироксеном (~ 60 %), плагиоклазом (~ 35 %) и рядом рудных минералов (1–3%) (рисунок 9).

Оливин имеет неправильные или округлые зерна, располагающиеся между лейстами пироксена и плагиоклаза. Оливин сильно изменён серпентином.



аббревиатуры: Ch – хлорит, Срх – клинопироксен, Pl – плагиоклаз, Ti Mgt – титаномагнетит

Рисунок 9 – Микро- и макрофотография микродолерита–долерита

Клинопироксен (авгит) представлен ксеноморфными зёрнами с размером от 0,5 до 3 мм. Плагиоклаз располагается в более крупных зернах клинопироксена и представлен вполне идиоморфными коротко- и длиннопризматическими кристаллами, а также гломеропорфировыми сростками, которые содержат 3–5 таких кристаллов и имеют размер до нескольких миллиметров. Вкрапленники плагиоклаза вполне свежи и прозрачны, кристаллы обычно сдвойникованы.

Рудные минерала представлены ксеноморфными зернами черного цвета, которые не просвечивают в проходящем свете.

Вторичные минералы представлены: хлоритом, серицитом и серпентином.

Вулканиды Растайского грабена. Нижняя толща грабена представлена базальтами и трахибазальтами, базальтовыми трахиандезитами. Из-за ограниченного набора представительного каменного материала данной части разреза под микроскопом изучены только вулканиды трахибазальтов и базальтов. В работах предшественников указывается, что широким развитием в толще пользуются оливин-пироксеновые порфириты аналогичные трахипикробазальтам Саралинского грабена [Гринёв, 1994; Государственная ... , 2019].

Трахибазальты обычно скрытокристаллические массивные породы с светло-серой до бурой окраски. Под микроскопом отчетливо устанавливается их

порфи́ровая структура. Порфи́ровые вкра́пленники представлены оливи́ном (~ 20 %), монокли́нным пироксе́ном (~ 20 %), плагио́клазом (~ 50 %), КПШ (~ 5 %) и магнетитом (~ 5 %) (рисунок 10а).

Оливин в шлифе обнаруживается в виде реликтов зерен с характерными шестиугольными гранями и высоким рельефом. Полностью замещается серпенти́ном и окислами железа. В более светлоокрашенных породах доминирует плагио́клаз, а в тёмных пироксе́н. Зерна имеют различную форму от «сферической» до вытянутых призматических выделений. Плагио́клаз имеет прямоугольные, призматические формы с криволинейными границами.

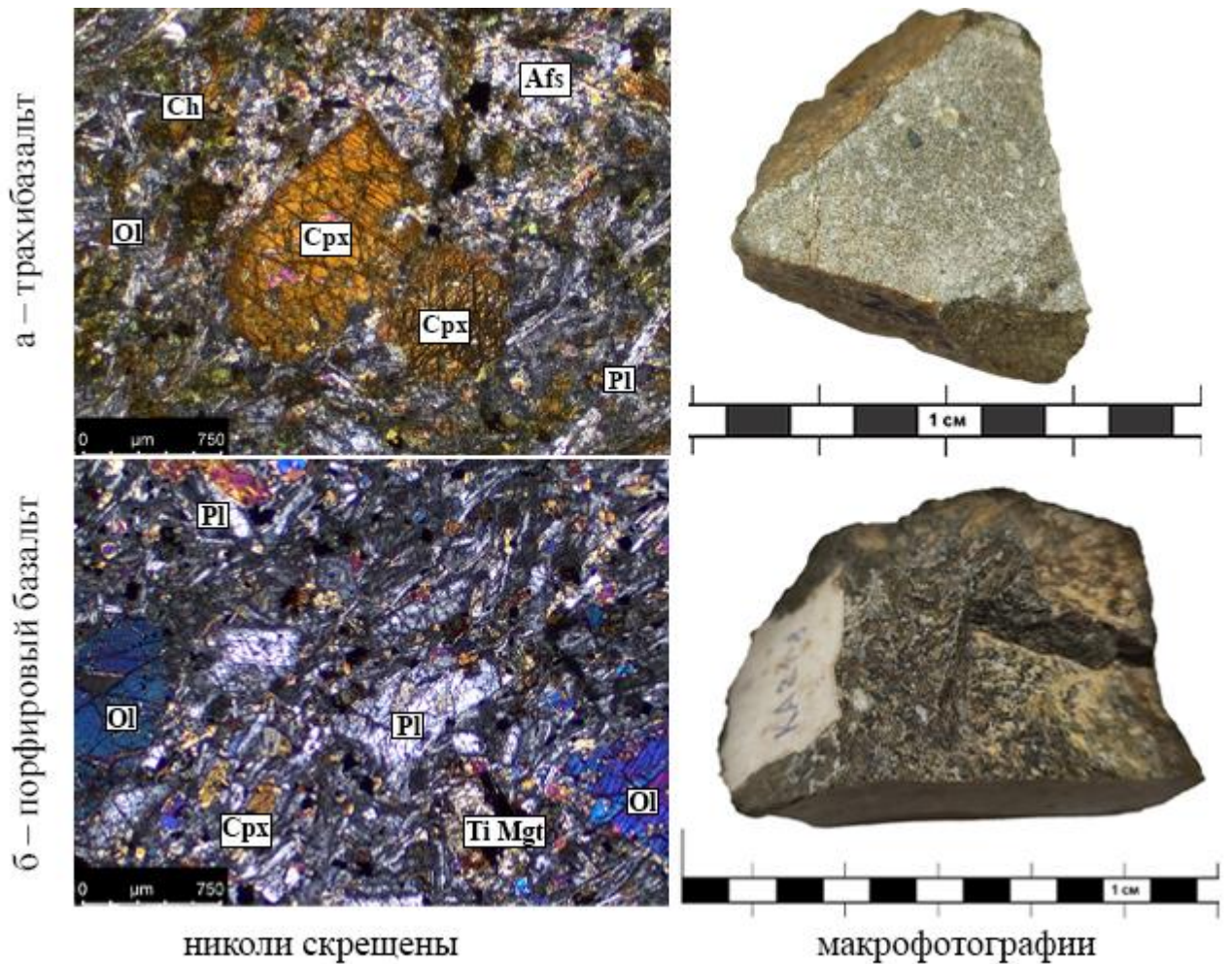
Микроструктура основной массы типичная интерсерта́льная и отличается присутствием беспорядочно ориентированных микролитов с длиной около 0,1 мм. Основная масса сложена клинопироксе́ном, вулканическим стеклом и микролитами плагио́клаза с рудным минералом, щелочными полевыми шпатами. Рудный минерал представлен тонкорассеянной вкра́пленностью.

В заметной степени порода подвержена аутометасоматическим изменениям (хлоритизации, карбонатизации, серицитизации) особенно разновидности, изначально содержащие стекло в основной массе. Нередко в породе проявлены зёрна и микропрожилки кварца.

В трахибазальтах отмечается наличие сульфидной минерализации, в частности пирита и халькопирита.

Базальты зеленовато-серой до чёрной окраски. Цвет выветрелых поверхностей бурый. Обладают как афировой, порфи́ровой (от мелко- и редковкрапленной до крупно- и обильновкрапленной), так и гломеропорфи́ровой структурами, массивной, трахитоидной, миндалекаменной текстурами. Вкра́пленники представлены оливи́ном (~ 15 %), клинопироксе́ном (~ 25 %) и плагио́клазом (~ 50 %) (рисунок 10б).

Оливин образует субизометричные и неправильные зерна размером от 0,3 до 0,5 мм и сильно трещиноват. Трещины корродированы проникающим в них



аббревиатуры: Afs – щелочной полевой шпат, Ch – хлорит, Cpx – клинопироксен,
Ol – оливин, Pl – плагиоклаз, Ti Mgt – титаномагнетит

Рисунок 10 – Микро- и макрофотографии вулканитов нижней слабодифференцированной толщи Растайского грабена

стеклом. Пироксен имеет неправильные или плохообразованные индивиды. Зёрна плагиоклаза подвержены замещению агрегативным скоплением карбонатов, серицита, глинистых продуктов и содержат включения вулканического стекла. Титаномагнетит (~ 10 %) встречается в виде вкрапленников в породах, при этом имеет как неправильными формы выделений, так и изометричные квадратные, ромбовидные зерна, а также образует мелкую рассеянную сыпь микрозёрен.

Микроструктура основной массы является типичной интерсертальной, отличается присутствием беспорядочно-ориентированных микролитов плагиоклаза и вулканического стекла, обильно вкрапленными мелкими зернами

магнетита, пироксена и оливина. Длина микролитов составляет менее 0,1 мм, при этом отношение длины к ширине составляет 1:4.

Базальты подвержены аутометасоматическим и наложенным постмагматическим изменениям в виде хлоритизации, серпентинизации, карбонатизация, серицитизация, эпидотизация и баритизации. Макроскопически установлено наличие сульфидной минерализации, представленной минералами пирита, халькопирита, галенита и сфалерита.

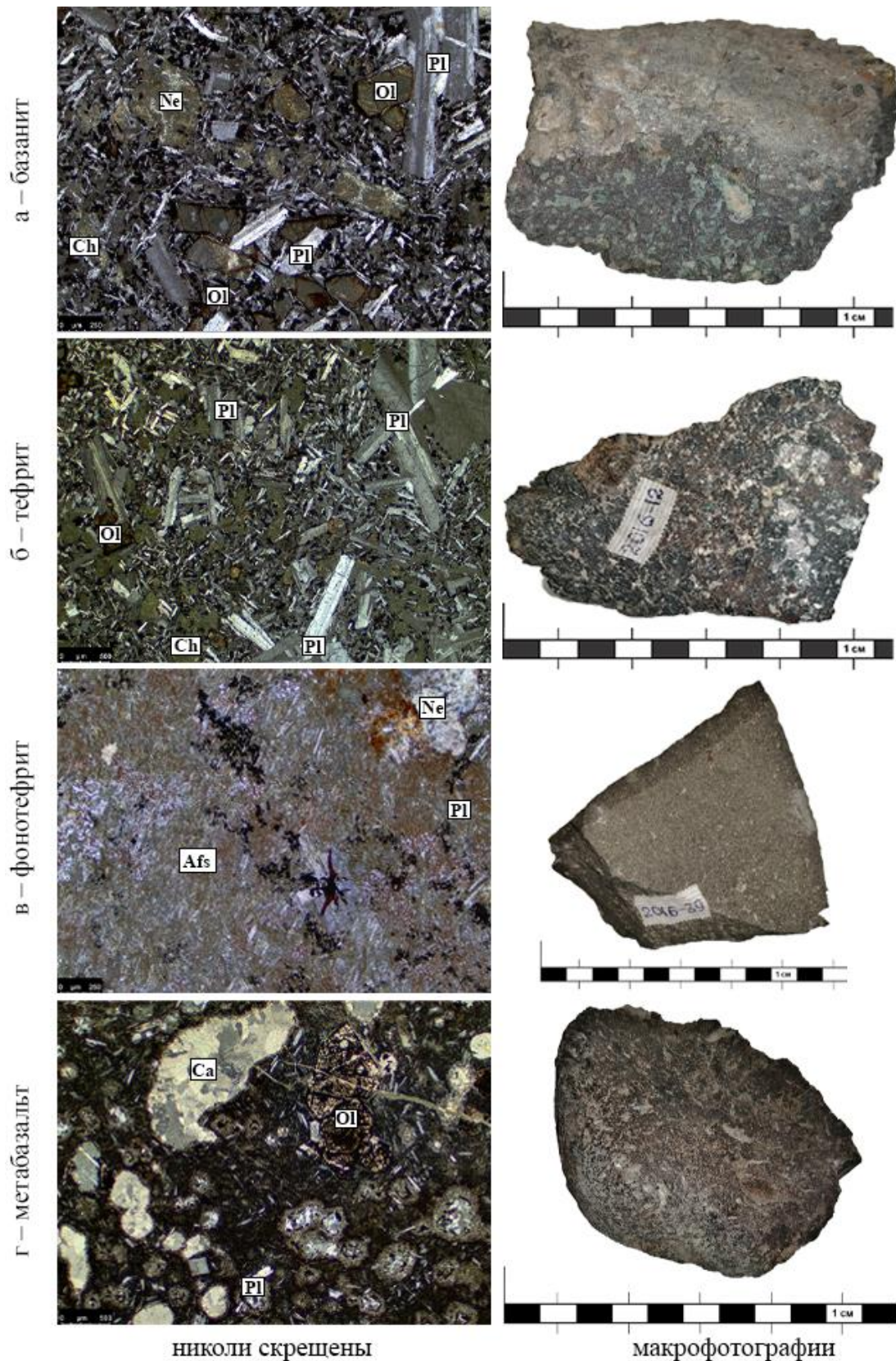
4.1.2 Средняя дифференцированная толща (D_{1br} ?)

Вулканиды Саралинского грабена в этой части разреза представлены базанитами, тефритами, фонотефритами и metabазальтами.

Базаниты темно-серой, зеленовато-серой до бурой окраски с порфировой структурой. Цвет выветрелых поверхностей бурый. Под микроскопом можно выделить мелкопорфировую структуру и широкое распространение структур замещения (рисунок 11а), выполненных агрегатами хлорита. Порфировые выделения представлены оливином (~ 24 %) и клинопироксеном (~ 20 %); темноцветы почти полностью замещены хлоритом, гидроокислами железа. Плаггиоклаз составляет ~ 45 %, щелочной полевой шпат (~ 10 %), рассеян в лейстах плаггиоклаза.

Оливин и клинопироксен представлены в виде реликтов и полностью замещаются хлоритом и по периферии зёрен наблюдается кайма, выполненная окислами железа. Плаггиоклаз во вкрапленниках имеет прямоугольные и призматические формы зерен, размерностью от 0,2 до 3 мм. Вкрапленники плаггиоклазов частично замещаются агрегатами серицита и хлорита. В них отмечается наличие хорошо фиксируемых полисинтетических двойников.

Интерсертальная основная масса частично раскристаллизована и представлена зёрнами плаггиоклаза и его мелко гломеропорфировыми сростками, неправильными зёрнами щелочного полевого шпата, вулканическим стеклом и рудным минералом.



аббревиатуры: Afs – щелочной полевой шпат, Ca – кальцит, Ch – хлорит, Срх – клинопироксен, Ne – нефелин, Ol – оливин, Pl – плагиоклаз

Рисунок 11 – Микро- и макрофотографии вулканитов средней дифференцированной толщи Саралинского грабена

Основная масса в значительной степени замещена агрегатами хлорита и серицита. Рудный минерал представлен тонкорассеянной изотропной вкрапленностью.

Тефриты имеют темную, п-струю окраску, где отдельные вкрапленники имеют окрас от светло-бурого до белёсого и темно-серый до зеленоватого окрас основной массы. Текстура массивная, плотная. По аналогии с базанитом под микроскопом можно выделить мелко-, среднепорфировую структуру и более широкое распространение структур замещения (рисунок 11б), выполненных агрегатами хлорита. Порфиновые выделения представлены оливином (~ 15 %), плагиоклазом (~ 55 %), клинопироксеном (~ 20 %) и щелочными полевыми шпатами (~ 10 %).

Оливин и клинопироксен пользуются ограниченным распространением и представлены в виде реликтов и полностью замещаются агрегатом серпентино-хлорита. Размер зёрен основной массы не превышает 0,1 мм. Плагиоклаз вкрапленников представлен призматическими формами зёрен, размерностью от 0,4 до 4 мм с хорошо фиксируемыми полисинтетическими двойниками.

Пилотакситовая основная масса частично раскристаллизована и представлена микролитами плагиоклаза, пироксена, вулканического стекла и рудного минерала. В значительной степени замещена агрегатами хлорита, карбонатов и рудной «пылью».

Фонотефриты темно-серой до бурой окраски с мелкопорфировой структурой. Текстура массивная, плотная. Под микроскопом можно выделить порфировую структуру на фоне пилотакситовой основной массы (рисунок 11в). Порфиновые выделения представлены оливином (~ 10 %), клинопироксеном (~ 10 %), плагиоклазом (~ 45 %) и калишпатом (~ 25 %).

Оливин и клинопироксен с размерностью зёрен до 0,1 мм пользуются ограниченным распространением и представлены лишь реликтами. Плагиоклаз во вкрапленниках обычно представлен призматическими зёрнами до 1 мм, которые подвержены коррозии и замещены серицитом. Отмечается наличие хорошо фиксируемых полисинтетических двойников. По ним определяется что

плагиоклаз в основном представлен лабрадором, но отмечается и наличие зерен альбита.

Пилотакситовая основная масса сложена микролитами плагиоклаза и в значительной степени замещена агрегатами хлорита, серицита, барита и вулканическим стеклом (до 10 %).

Макроскопически установлено наличие сульфидной минерализации, представленной халькопиритом.

Метатрахибазальты. В составе вулканитов средней толщи установлены мелкопорфировые metabазальты, как результат проявления поздне- и постмагматической пропилитизации. Породы выглядят довольно крепкими тёмно-серого (почти чёрного), буроватого и серого цветов. Обладают афировой структурой и массивной текстурой. Под микроскопом устанавливается порфировая структура, где вкрапленники представлены реликтами титан-авгита (~ 10 %) и оливина (~ 10 %), плагиоклазом (~ 35 %), реже биотитом (~ 5 %), КПШ (~ 2 %) на фоне интерсертальной основной массы (рисунок 11г).

Оливин образует субизометричные реликтовые зёрна размером от 0,3 до 3 мм, которые «разъедаются» проникающим в них стеклом. Большинство кристаллов титан-авгита и оливина почти полностью замещены хлорит-карбонатными агрегатами. Плагиоклаз во вкрапленниках обнаруживает призматическую и таблитчатую форму. Размер зёрен по длине составляет от 0,2 до 2 мм. Кристаллы подвержены сильному вторичному замещению скоплениями агрегатов серицита, глинистых продуктов и карбонатов, а также нередко содержат включения вулканического стекла. Биотит наблюдается в виде пластинчатых выделений размером около 0,5 мм и их сростков, имеющих неправильные очертания. Окраска интенсивная буро-коричневая, плеохроизм очень резкий. Зёрна КПШ имеют неправильные ксеноморфные очертания, достигают размера в 0,2 мм.

Основная масса имеет интерсертальную структуру со слабо различимыми микролитами плагиоклаза, биотита и клинопироксена, так как в значительной степени она состоит из вулканического стекла и продуктов замещения

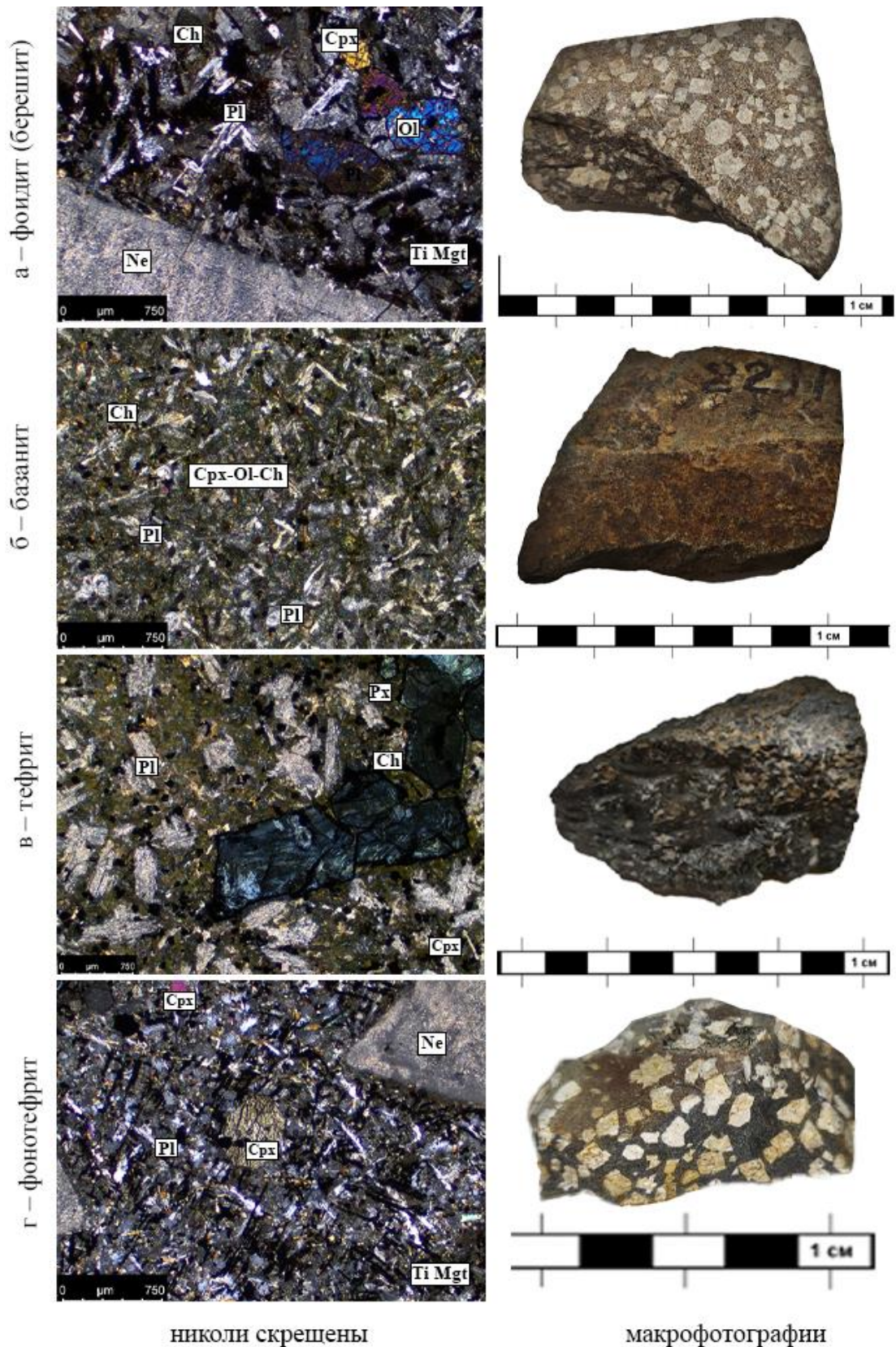
вкрапленников (~ 40 %). Основная масса изменена продуктами замещения, имеющими бурый оттенок, в отличие от пепельно-серого цвета замещающих вкрапленники плагиоклаза и оливина, что говорит об содержании в основной массе К-На полевых шпатов. В основной массе нередко отмечается наличие тонких (кливажных) трещин, выполненных прожилками кварц-карбонат-эпидотового состава. Минералы прожилков распространяются и на вмещающие их породы.

Вулканыты Растайского грабена в средней толще разреза представлены фойдитами (нефелинитоидными берешитами), базанитами, тефритами, фонотефритами, что подтверждается на TAS-диаграмме.

Фойдиты (нефелинитоидные берешиты) имеют серо-бурый до тёмно-бурого цвет. Текстура массивная, плотная. Структура порфировая. В качестве вкрапленников доминирует нефелин, присутствует ПШ размером до 10 мм. Под микроскопом можно выделить порфировую для вкраплений нефелина и гломеропорфировую структуру для сростков плагиоклаза (~ 20–30 %) и широкое распространение структур замещения, минералов серицита и хлорита (~ 5–10 %) (рисунок 12а). Кроме нефелина (~ 40–50 %) и плагиоклаза, вкрапленники представлены эгирин-авгитом-эгирином (~ 10 %) и оливином (~ 10 %).

Нефелин в большей степени замещён шпреуштейном, образующими тонкозернистые сероватые землистые агрегаты. Оливин представлен мелкими зёрнами округлой и неправильной формы до 1,5 мм с обильным замещением окислами железа, серицита, а также включениями зёрен титаномагнетита размером до 1 мм. Эгирин-авгит в породе встречается в виде редких хорошо образованных кристаллов размером до 1–2 мм. Нефелин во вкрапленниках имеет прямоугольные формы с размером порфировых выделений от 0,2 мм до 10 мм, в среднем размер сростков нефелина около 5–10 мм. Призмочки плагиоклаза во вкрапленниках имеют размер от 0,3 до 2 мм и замещаются агрегатами серицита.

Основная масса сложена микролитами нефелина (до 50 %), в меньшей степени эгирин-авгитом и призмочками основного плагиоклаза, погружёнными в стекловатый базис. Строение основной массы затушёвывается обильными



аббревиатуры: Ch – хлорит, Cpx – клинопироксен, Ne – нефелин, Ol – оливин, Pl – плагиоклаз, Px – пироксен, Ti Mgt – титаномагнетит

Рисунок 12 – Микро- и макрофотографии вулканитов средней дифференцированной толщи Растайского грабена

наложенными изменениями в виде замещения агрегатами вторичных минералов.

Макроскопически установлено наличие сульфидной минерализации, представленной минералами пирита и галенита.

Базаниты характеризуются темно-бурой до чёрной окраски со скрытокристаллической структурой. Цвет выветрелых поверхностей бурый. Под микроскопом можно выделить порфиновую структуру и широкое распространение структур замещения (рисунок 126) нефелина шпреуштейном, оливина и пироксена агрегатами серпентина и агрегатами хлорита. Порфиновые выделения представлены оливином (~ 20 %) и клинопироксеном (~ 15 %), щелочные полевые шпаты (~ 15 %). Плаггиоклаз (~ 50 %) замещается серицитом и карбонатами, буроватыми агрегатами пелита.

Оливин и клинопироксен представлены в виде реликтов и полностью замещены серпентином и хлоритом. Плаггиоклаз во вкрапленниках имеет прямоугольные и призматические формы зёрен размером от 0,1 до 1,5 мм. Вкрапленники плаггиоклаза замещены частично агрегатами серицита и хлорита. Агрегаты щелочного полевого шпата представлены призматическими формами с размером до первых миллиметров.

Интерсертальная и местами диабазовая основная масса сложена зёрнами щелочного полевого шпата, а также плаггиоклазом, интерстиции между которым выполнены хлоритом и вулканическим стеклом. Рудный минерал представлен тонкорассеянной вкрапленностью.

Базаниты подвержены аутометасоматическим и наложенным гидротермальным изменениям в виде хлоритизации, серпентинизации, карбонатизация, серицитизация, эпидотизация и баритизации. От базанитов Саралы отличаются меньшим содержанием оливина и размерностью кристаллов.

Тефриты имеют тёмно-серый, почти черный цвет с бурым окрасом выветрелых поверхностей. Текстура массивная, плотная. Под микроскопом отмечается порфировая структура на фоне диабазовой основной массе. Порфиновые выделения представлены реликтами оливина (~ 10 %) и

клинопироксена (~ 15 %), плагиоклазом (~ 55 %), и щелочными полевыми шпатами (~ 10 %).

Оливин и клинопироксен представлен только мелкими реликтами размером до 0,5 мм. Плагиоклаз представлен призматическими кристаллами размером до 2–3 мм, замещёнными агрегатами серицита. Щелочной полевой шпат представлен агрегатами с размером до первых миллиметров, замещённые буроватым пелитом (рисунок 12в). Диабазовая основная масса представлена беспорядочно ориентированными лейстовидными зёрнами плагиоклаза, реликтами пироксена и рудного минерала. В значительной степени замещена агрегатами хлорита и вулканического стекла (~ 10 %).

Фонотефриты темно-серой до бурой окраски с порфировой структурой. Текстура массивная, плотная. Под микроскопом устанавливается порфировая структура на фоне интерсертальной основной массы (рисунок 12г). Порфировые выделения представлены нефелином (до 10 %), реликтами оливина (~ 10 %), клинопироксеном (до 10 %) и плагиоклазом (~ 40 %).

Оливин пользуются ограниченным распространением и представлен лишь реликтами и кристаллами неправильной формы. Нефелин представлен зёрнами до 10 мм и интенсивно замещёнными сероватыми землистыми агрегатами шпреуштейна, сильно трещиноват и раздроблен. Клинопироксен представлен шестигранниками с размером кристаллов до 0,5 мм. Плагиоклаз во вкрапленниках обычно представлен призматическими зёрнами до 1 мм, которые подвержены коррозии и замещены серицитом. Отмечается наличие хорошо фиксируемых полисинтетических двойников.

Стекловатая основная масса в значительной степени замещена агрегатами хлорита, серицита и продуктами девитрификации стекла. Микроструктура типичная интерсертальная и характеризуется присутствием беспорядочно ориентированных микролитов с длиной около 0,1 мм. Сложена кристаллами плагиоклаза, клинопироксена, реликтами оливина, погружёнными в стекловаты базис.

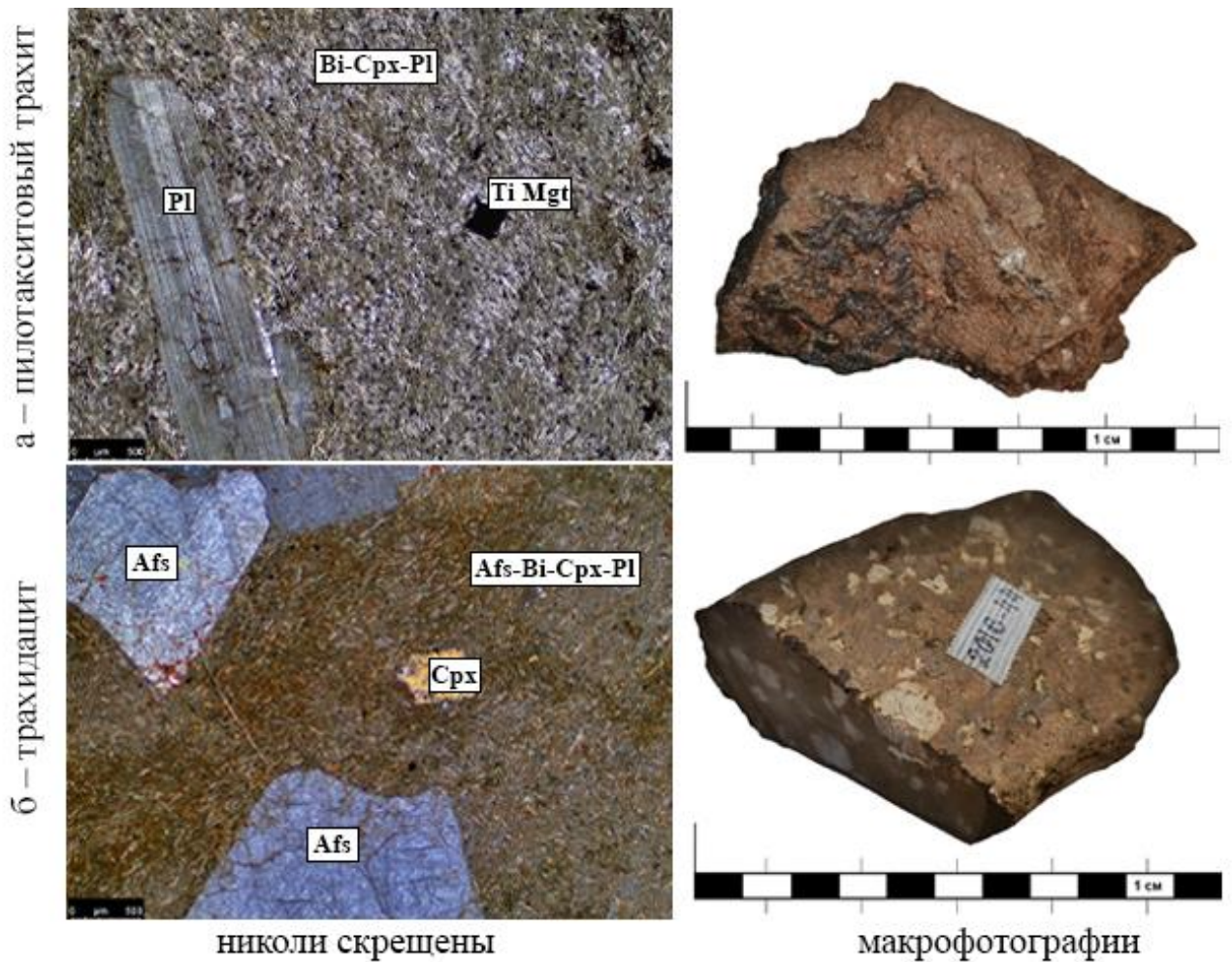
4.1.3 Верхняя трахибазальтовая и трахит-дацитовая толща грабенов

Верхнюю толщу вулканитов Саралинского грабена представляют щелочные трахиты и трахидациты, представленные эруптивными и флюидно-полосчатыми фациями.

Трахиты макроскопически это породы серовато-бурого, бурого, кирпичного, буровато-серого цвета, массивной, полосчатой, флюидально-полосчатой текстур. На фоне скрытокристаллической основной массы отмечаются порфиновые вкрапленники калиевого полевого шпата (~ 40–50 %), плагиоклаза (~ 20–30 %), реже эгирина (~ 10%) (рисунок 13а).

КПШ выделяется по характерным пертитовым вроскам с размерностью зёрен до 0,3 мм. Минерал подвержен серицитизации, замещается мелкими агрегатами вторичных минералов. Плагиоклаз во вкрапленниках в одних срезах имеет длиннопризматическую форму зёрен размером от 1 до 5 мм, в других близкую к таблитчатой. Редко встречаются вкрапленники призматического эгирин-авгита и реликты оливина.

Основная масса слагается девитрифицированным стеклом, содержащим микролиты полевого шпата и незначительным количеством зародышей темноцветного минерала (~ 5 %) и кварца до 5 %. Обычно основная масса структурирована по типу горошчатой микроструктуры, где горошчатые округлые образования выполнены стеклом с обильными микролитами калиевых полевых шпатов и образуют протяженные цепочки-микророски, ограниченное пространство между ними выполняют микролиты полевых шпатов и темноцветных минералов, а также наложенные серицит-хлоритовые агрегаты и обильные вкрапления. Основными вторичными минералами, развитыми по трахитам, являются: агрегаты хлорита и пелита, барита и охотскита. Ранее охотскит был установлен в вулканитах, содержащих марганцевое рудопроявление в западной части Южно-Минусинской впадины [Кассандров, ..., 2009]



аббревиатуры: Afs – щелочной полевой шпат, Bi – биотит, Cpx – клинопироксен, Pl – плагиоклаз, Ti Mgt – титаномagnetит

Рисунок 13 – Микро- и макрофотографии вулканитов нижней слабодифференцированной толщи Саралинского грабена

Трахидациты в основном буровато-серой окраски, обычно с порфировой структурой. Вкрапленники представлены щелочным полевым шпатом, клинопироксеном, плагиоклазом, биотитом и кварцем.

Щелочной полевой шпат представлен прямоугольными зёрнами с закругленными краями размерностью от 2 до 15 мм (рисунок 13б). Полевые шпаты, как правило, изменены вторичными процессами: серицитизированы, пелитизированы. Клинопироксен пользуется ограниченным распространением и представлен таблитчатыми зёрнами размером от 0,1 до 0,2 мм. Плагиоклаз во вкрапленниках имеет таблитчатую форму, часто с краёв корродирован. Средний

размер зерен от 1 до 1,5 мм. Биотит наблюдается в виде пластинчатых выделений размером около 0,2 мм и их сростков, имеющих неправильные очертания.

Основная масса тонкозернистая кварц-полевошпатовая с микролитами клинопироксена и биотита. К вторичным изменениям можно отнести развитие обильной пелитизации, хлоритизации, баритизации и карбонатизации.

Вулканиды Растайского грабена в верхней толще разреза представлены метабазальтами и трахибазальтами.

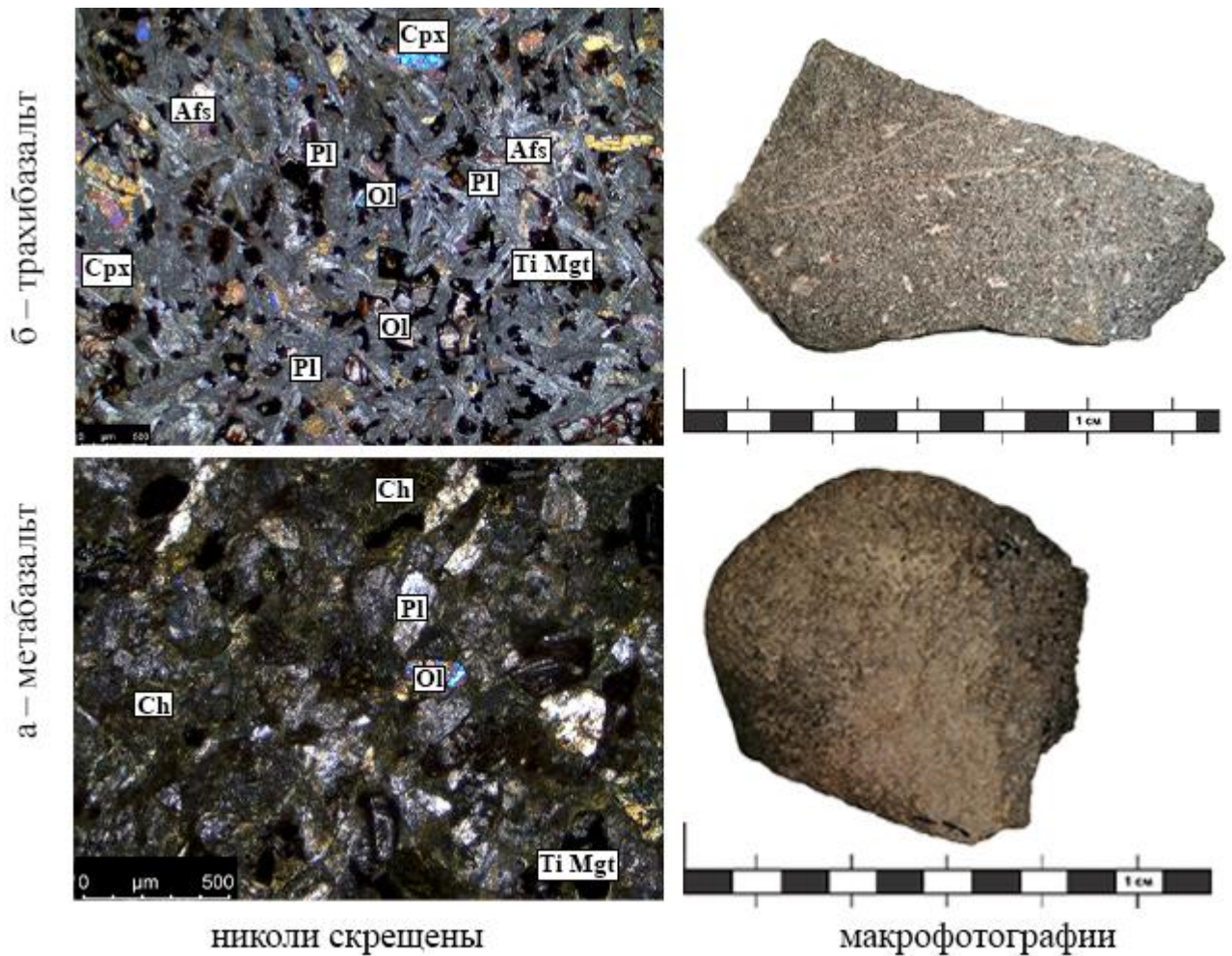
Метабазальты имеют буроватую до черной окраску. Обладают афировой структурой и массивной текстурой. Под микроскопом устанавливается порфировая структура, где вкрапленники представлены оливином (~15 %), реликтами титан-авгита (~ 10 %) и плагиоклазом (~ 50 %) на фоне интерсертальной основной массы (рисунок 14а). Оливин образует субизометричные реликтовые зёрна размером от 0,3 до 1 мм, которые «разъедаются» проникающим в них стеклом (рисунок 14а).

Большинство кристаллов титан-авгита и оливина почти полностью замещены хлорит-серицит-карбонатными агрегатами и (или) хлоритом. Плагиоклаз во вкрапленниках обнаруживает прямоугольную и таблитчатую форму. Размер зёрен составляет от 0,2 до 1 мм. Кристаллы подвержены сильному вторичному замещению агрегатами эпидота, хлорита и серицита, а также нередко содержат включения вулканического стекла.

Основная масса имеет интерсертальную структуру со слабо различимыми микролитами плагиоклаза, клинопироксена и оливина, так как в значительной степени она состоит из вулканического стекла (~ 15 %) и хлорита. В породах отмечается микротрещиноватость, выполненная прожилками кварц-карбонат-эпидотового, баритового, карбонат-цеолитового состава.

Макроскопически установлено наличие сульфидной минерализации, представленной пиритом и халькопиритом.

Трахибазальты обычно скрытокристаллические массивные породы с светло-серой до буровато-красной окраски. Под микроскопом устанавливается порфировая структура. Порфировые вкрапленники представлены оливином (~ 20



аббревиатуры: Afs – щелочной полевой шпат, Ch – хлорит, Cpx – клинопироксен,
Ol – оливин, Pl – плагиоклаз, Ti Mgt – титаномагнетит

Рисунок 14 – Микро- и макрофотографии вулканитов верхней дифференцированной толщи Растайского грабена

%), моноклинным пироксеном (~ 20 %), плагиоклазом (~ 50 %) и реже КПШ (~ 5 %) (рисунок 14б).

Оливин в шлифе обнаруживается как в чистом виде с размером зёрен до 2 мм, так и в виде реликтов, которые полностью замещается окислами железа. Клинопироксен с размерностью зёрен до 3 мм образует неправильные формы, часто корродированные. Плагиоклаз имеет прямоугольные, призматические кристаллы размером до 8 мм, образуя гломеропорфировые сростки. КПШ представлен кристаллами призматического габитуса размером до 1–2 мм.

Основная масса сложена клинопироксеном, оливином, вулканическим стеклом (~ 5 %) и микролитами плагиоклаза, щелочными полевыми шпатами.

Микроструктура типичная интерсертальная. Содержание титаномагнетита в основной массе значительное. Обычно он тесно ассоциируется с реликтами оливина и клинопироксена.

В заметной степени породы подвержены аутометасоматическим изменениям (хлоритизации, карбонатизации).

В описанных толщах достаточно широкую распространённость имеют стекловатые мелко-тонкообломочные туфы, миндалефиры, шлаковые корки, туфо-лавы и др. Из них туфы состоят, главным образом, из обломков кристаллов и пород основного состава. По кристаллическому составу большинство туфов относится к базальтовым. В их составе отмечается наличие кристаллокластического и пирокластического материалов и представлены кристаллами оливина, пироксена, плагиоклазов, а также обломков пород – вмещающих кварцитов. До 5 % объема представлено материалом осадочно-хемогенного происхождения: известняками, доломитами, глинистыми минералами, окислами железа. Весь материал сцементирован вулканическим стеклом. По составу туфы подразделяются на литовитрокластические, литовитрокристаллокластические и литокластические.

4.2 Минералогический состав породообразующих, акцессорных, рудных и наложенных минералов вулканитов

Изучение палеотипных вулканических пород всегда в той или иной мере осложняется их аутометасоматическими или наложенными изменениями, препятствующие определению первичного состава породообразующих минералов. В исследованных вулканитах к таким относятся в первую очередь оливин и нефелин. Первый почти всегда замещён агрегатами серпентина-хлорита и окислами (гидроокислами) железа. Сохранившиеся зёрна редки и как правило не попадают в препараты для изучения под электронным микроскопом. В меньшей степени это характерно для пироксена, особенно вулканитов основного состава, замещаемого примерно по той же схеме, что и оливин. Нефелин, в силу

очень узких пределов изоморфизма стехиометрического состава легче и быстрее других минералов замещается тонкозернистым агрегатом минералов, называемым шпреуштейном (нефелин-содержащий агрегат минералов, состоящий в основном из окрашенного железом в красноватые оттенки спутанно-волокнистого натролита). В определённой мере это препятствует качественно оценить условия кристаллизации и дифференциации вулканитов, как и присутствие разного количества девитрифицированного и замещённого вторичными продуктами вулканического стекла пород.

Из-за положения пород на TAS-диаграмма и сложности определения состава ряда породообразующих минералов, в частности нефелина, был использован принцип пересчёта химического состава пород на содержания нормативных минералов, что даёт возможность уточнить классификацию вулканитов, аналогичную таковой по модальному составу. В качестве метода пересчёта был использован хорошо известный метод CIPW (В. Кросс, Дж. Иддингс, А. Пирсон, Х. Вашингтон), достаточно обоснованный реально наблюдаемыми в магматических породах парагенезисами, экспериментами и термодинамическими расчётами.

При пересчете химических составов вулканитов грабен на минеральные миалы были получены результаты, близкие к данным рентгеноспектрального анализа (таблица 4). Несоответствие связано лишь с появлением нормативных корунда и гиперстена, что объясняется скорее всего тем, что данный метод рассчитывает содержания слишком большого количества минеральных фаз, многие из которых отсутствуют в изучаемых породах. При этом во всех вулканитах, за исключением трахитов и трахиандезитов встречается нормативный нефелин. Пересчёты анализов методом CIPW подтвердили правильность положения составов вулканитов средней толщи в полях щелочных образований. Тем не менее, основные тенденции состава исходных парагенезисов пород и их смены от основных субщелочных к щелочным и высокощелочным (фоидитовым), согласно полученным данным (таблицы 5, 6), прослеживаются достаточно уверенно.

Таблица 4 – Нормативный минеральный состав вулканитов Саралинского и Растайского грабенов, рассчитанный методом CIPW

Разновидности	Кол-во расчётов		Минералы, мас. %:													Сумма, мас. %	
			<i>ap</i>	<i>il</i>	<i>mt</i>	Полевые шпаты			<i>co</i>	<i>di</i>	<i>ol</i>	<i>hy</i>	<i>ne</i>	<i>le</i>	<i>q</i>		
						<i>or</i>	<i>ab</i>	<i>an</i>									
Саралинский грабен																	
Тефриты-базаниты		4	0.77	3.76	2.9	2.34	14.99	13.28	-	30.73	10.64	-	20.59	-	-	100.0	
Фонотефриты		1	1.79	4.15	2.78	17.1	34.54	11.53	-	8.20	12.05	-	7.86	-	-		
Пикробазальты		6	0.96	2.54	2.79	2.31	13.22	21.06	-	37.06	4.10	-	15.96	-	-		
Базальты-трахибазальты		6	0.56	2.72	2.5	5.88	16.32	29.46	-	26.96	10.14	-	5.46	-	-		
Трахиандезиты	I	3	7	0.89	4.22	2.57	0.3	59.81	8.35	-	11.17	6.19	-	6.5	-		-
	II	4		1.57	3.79	3.2	18.76	43.91	1.43	3.38	-	-	19.6	-	-		4.36
Трахиты	I	5	11	0.17	1.32	1.85	27.96	32.70	1.10	2.17	-	-	14.5	-	-		18.59
	II	6		0.17	1.31	1.66	20.58	39.96	4.67	-	6.93	-	9.23	-	-		15.49
Растайский грабен																	
Фоидиты		4	0.62	2.31	2.52	5.46	-	32.4	-	15.19	18.38	-	21.13	1.99	-	100.0	
Тефриты		3	1.3	1.25	2.31	17.7	15.24	28.02	1.17	-	14.1	-	18.89	-	-		
Базаниты		5	1.72	2.65	2.59	9.34	12.91	30.13	-	11.42	14.18	-	15.07	-	-		
Фонотефриты		2	1.3	1.25	2.33	15.08	23.83	13.6	-	12.75	8.33	-	21.53	-	-		
Трахибазальт	I	1	6	0.66	2.24	2.79	7.97	13.5	28.84	5.89	-	-	27.04	-	-		11.08
	II	5		0.95	3.07	2.63	1.62	28.02	31.24	-	9.19	14.75	-	8.53	-		-
Трахилейкобазальт	I	3	5	0.64	1.72	1.95	1.37	36.53	24.0	-	10.01	13.08	-	10.71	-		-
	II	2		2.05	3.44	2.93	8.38	37.06	7.79	4.68	-	-	27.9	-	-		5.78
Трахиандезит*		4	0.81	2.47	1.1	5.82	61.46	12.13	-	6.13	-	5.04	-	-	5.04		
Трахит*		4	0.19	0.70	1.08	28.20	45.77	2.01	1.34	-	-	7.66	-	-	13.04		
<p><i>Примечание</i> – звёздочкой указано (*) – расчёты проведены на основании результатов химанализа вулканитов из работы [Геологическое ... , 1989]. Условные обозначения: <i>ap</i> – апатит, <i>il</i> – ильменит, <i>mt</i> – магнетит, <i>or</i> – ортоклаз, <i>ab</i> – альбит, <i>an</i> – анортит, <i>co</i> – корунд, <i>di</i> – диопсид, <i>ol</i> – оливин, <i>hy</i> – гиперстен, <i>ne</i> – нефелин, <i>le</i> – лейцит, <i>q</i> – кварц</p>																	

Таблица 5 – Минералогический состав разновидностей вулканитов Саралинского грабена

Классификация минералов	Серия	Субщелочная							Щелочная
	Порода / Минерал	Базальты			Метабазальты		Трахиты, трахидациты		Фонотефрит
		Пойкило-офитовый габбро-долерит (3 шлифа)	Порфиновый базальт (6 шлифов)	Гломеро-порфиновый трахибазальт (3 шлифа)	Порфиновый мета-базальт (4 шлифа)	Порфиновый мета-базальт-трахиандезит (6 шлифов)	Пило-такситовый трахит (7 шлифов)	Порфиновый, трахидацит (9 шлифов)	Порфиновый фонотефрит (1 шлиф)
Породообраз.	Меланократовые	*Оливин	●	●	●		●		
		Ti-авгит	●	●	●	●	●		
		Эгирин						●	
		Роговая обманка	●	●					
		Гедрит					●		●
		Куммингтонит	●						
		Биотит		●			●		
	Лейкократовые	Лабрадор	●	●		●			●
		Альбит				●	●		●
		КПШ	●		●			●	
		Ортоклаз					●	●	●
		Нефелин			●				●
		Кварц						●	●
Рудные оксиды	Ильменит	●	●	●	●		●	●	
	Ti-магнетит	●	●	●	●		●	●	
	Магнетит				●	●	●	●	
	Рутил							●	
Акцессорные	Карбонат P3Э					●			
	Фосфат P3Э					●			
	Полуторная окись церия							●	

Продолжение таблицы 5

Классификация минералов	Серия	Субщелочная							Щелочная
	Порода / Минерал	Базальты			Метабазальты		Трахиты, трахидациты		Фонотефрит
		Пойкило-офитовый габбро-долерит (3 шлифа)	Порфиновый базальт (6 шлифов)	Гломеро-порфиновый трахибазальт (3 шлифа)	Порфиновый мета-базальт (4 шлифа)	Порфиновый метабазальт-трахиандезит (6 шлифов)	Пило-такситовый трахит (7 шлифов)	Порфиновый, трахидацит (9 шлифов)	Порфиновый фонотефрит (1 шлиф)
Акцессорные	Апатит	●	●	* ●	* ●	●	●		●
	Флюорит								●
	Циркон	●	●					●	
	Бадделеит								
Самородные элементы и сплавы	Олово				●		●		
	Серебро	●	●	●			●	●	
	Медь			●					
	Железо			●		●	●		
	Cu-Zn	●	●		●				
	Cu-Ni			●			●		
	Cu-Sn	●	●						
	Cu-Sn-Sb	●	●	●					
	Fe-Zn			●					
	Fe-Cr-Ni	●	●	●					
	Fe-Cu	●	●						
	Fe-Ni-Cu	●	●	●			●		
	Ni-Cu-Sn, Hg	●	●				●		
Ag с Pd, Ru			●				●		
Сульфиды	Галенит	●	●	●					
	Халькопирит	●	●						
	Пирит	●	●						
	Сфалерит	●	●						
	Ковеллин			●					

Окончание таблицы 5

Классификация минералов	Серия Порода / Минерал	Субщелочная							Щелочная
		Базальты			Метабазальты		Трахиты, трахидациты		Фонотефрит
		Пойкило- офитовый габбро- долерит (3 шлифа)	Пор- финовый базальт (6 шлифов)	Гломеро- порфиро- вый тра- хиба- зальт (3 шлифа)	Порфиро- вый мета- базальт (4 шлифа)	Порфиновый метабазальт- трахиандезит (6 шлифов)	Пило- такситовый трахит (7 шлифов)	Порфиро- вый, трахи- дацит (9 шлифов)	Порфиновый фонотефрит (1 шлиф)
Сульфиды	Халькоцит			•			•		
Вторичные	Альбит	•	•	●					
	Кальцит			•	•	•			•
	Иллит			•					
	Мусковит						•		
	Хлорит	* •	* •	•	•	* ●	* ●	* •	* •
	Эпидот	•	•				•		
	Титанит			●	•		•		●
	Кварц	•	•	•	•	●	●		
	Анальцим	•	•						
	Барит							•	•
	Охотскит								•
	Пренит						•		
	Родохрозит								•
<p>Примечание – звездочкой указано (*) – наличие минералов установлено при изучении пород в шлифах; чем крупнее условный знак, тем большее содержание минерала в установленной разновидности</p>									

Таблица 6 – Минералогический состав разновидностей вулканитов Растайского грабена

Классификация минералов	Серия	Субщелочная				Щелочная	Высокощел.		
	Порода / Минерал	Базальты			Метабаз.	Брекчии	Щелочная	Высокощел.	
		Пойкило-офитовый габбро-долерит (4 шлифа)	Порфиновый трахибазальт (6 шлифов)	Порфиновый базальт (2 шлифа)	Порфиновый метабазаьт (6 шлифов)	Базальтовая брекчия (2 шлифа)	Порфиновый тефрит (5 шлифов)	Порфиновый берешит (3 шлифа)	
Породообразующие	Меланократ.	*Оливин	●	●		●		●	
		Ti-авгит	●	●		●*	●*		
		Керсутит	●					●	
		Роговая обманка		●				●	
		Гедрит		●	●			●	
	Лейкокраг.	Нефелин						●	●
		Лабрадор		●		●	●		
		Альбит	●	●	●	●	●	●	●
		КПШ	●	●	●				
		Ортоклаз					●		
Рудные оксиды	Ильменит			●	●				
	Ti-магнетит	●	●	●	●	●	●	●	
	Магнетит			●			●	●	
	Рутил			●				●	
Акцессорные	Апатит	●	●	●				●	
	Монацит			●				●	
	Алланит			●					
	Циркон	●	●						
	Бадделеит			●	●	●			
Самородные и сплавы	Медь			●					
	Fe-Zn			●					
	Fe-Cu	●	●	●					

Продолжение таблицы 6

Классификация минералов	Серия	Субщелочная				Щелочная	Высокощел.	
	Порода / Минерал	Базальты			Метабаз.	Брекчии	Щелочная	Высокощел.
		Пойкило-офитовый габбро-долерит (4 шлифа)	Порфиновый трахибазальт (6 шлифов)	Порфиновый базальт (2 шлифа)	Порфиновый метабазаьт (6 шлифов)	Базальтовая брекчия (2 шлифа)	Щелочная Тефриты	Высокощел. Фоидиты
		Порфиновый тефрит (5 шлифов)	Порфиновый берешит (3 шлифа)					
Неустановленные минеральные типы	¹ Циркон (+U, Th)	•						
	² Собственный минерал U-Th		•		•			•
	³ Собственный минерал U-Th-Nb						•	•
	⁴ Собственный минерал Nb +Ta, U							•
	⁵ Nb-Ta-U-Zr-РЗЭ						•	•
	⁶ Мо-ниобат		•					
	Nb-Ta, Ba							•
Сульфиды	Галенит	•	•			•		•
	Халькопирит	•	•	•	•		•	
	Пирит		•	•	•	•	•	•
	⁷ Пирит (+Co)				•			
	⁸ Пирит (+Ni, Co)				•			
	Пирротин		•			•		
	Сфалерит		•					•
	Халькозин		•					•
Вторичные	Альбит				•			•
	Кальцит		•			•	•	
	Хлорит	•	•	•	•*	•	•	

Окончание таблицы 6

Классификация минералов	Серия	Субщелочная				Щелочная	Высокощел.	
	Порода / Минерал	Базальты			Метабаз.	Брекчии	Щелочная Тефриты	Высокощел. Фоидиты
		Пойкилоофитовый габбро-долерит (4 шлифа)	Порфиновый трахибазальт (6 шлифов)	Порфиновый базальт (2 шлифа)	Порфиновый метабазаьт (6 шлифов)	Базальтовая брекчия (2 шлифа)	Порфиновый тефрит (5 шлифов)	Порфиновый берешит (3 шлифа)
Вторичные	Эпидот	●	●	●	●		●	
	Мусковит	●	●				●	
	Серицит				●		●	
	Титанит	●	●	●				
	Кварц		●			●	●	
	Барит		●			●	●	
	Fe-карбонат	●						
<p><i>Примечание</i> – звёздочкой указано (*) – наличие минералов установлено при изучении пород в шлифах; чем крупнее условный знак, тем большее содержание минерала в установленной разновидности.</p> <p>Состав оксидов собственных минералов U, Th, Nb, PЗЭ (в скобках % оксидов):</p> <p>Микровключение в магнетите:</p> <p>1) Fe(51.6–68.8)Th(2.4–7.8)U(0.94–3.16)Zr(3.0–14.6);</p> <p>2) U(41.3)Th(27.3)Fe(17.0)Pb(2.7)Zr(3.2)PЗЭ(Y, Ce, 4.4)Nb, Ta(2.4) – 2 анализа;</p> <p>3) Fe(54.6)Ca(1.7)U(12.0)Th(5.0)Nb(7.8)Ta(1.4);</p> <p>Изоморфное огранённое зерно:</p> <p>4) SiO₂(6–8.7)[Ca(3.3)Ti(3.7)Fe(2.0)]Nb(41.0)Ta(1.6)U(10.0)-Th(0.7)Ce(3.0) – 2 анализа;</p> <p>5) SiO₂(5.0)Ca(3.0)Nb(43.4)Ta(1.5)U(12.1)Zr(3.1)-PЗЭ(La,Ce,Nd,8.2) – 2 анализа;</p> <p>6) Мо-ниобат с U-Th и PЗЭ: Ca(9.5)Nb(26.2)Mo(19.7)PЗЭ(8.3)U-Th(2.3);</p> <p>7) Co(6.67–7.31)Fe(39.02–39.87)S₂(50.6–51.04) – 3 анализа;</p> <p>8) Ni(6.62–6.82)Co(18.44–18.69)Fe(23.91–24.68)S₂(47.04–47.17) – 2 анализа.</p>								

Для трахипикробазальтов, трахибазальтов это: оливин, титан-авгит (фассаит), ± амфиболы, основные плагиоклазы, ± альбит, ± КПШ; для базальтоидов: оливин, титан-авгит-эгирин-авгит; нефелин, основной плагиоклаз, альбит, КПШ; фоидитов: фаялит; эгирин-авгит-эгирин; нефелин; основной-средний плагиоклаз, альбит; КПШ; для трахитов и трахидацитов: ± реликты оливина, эгирин, эгирин-авгит, ± арфведсонит, ± нефелин (в трахитах), средний-кислый плагиоклаз, КПШ, ± кварц (?) (таблица 7).

В отношении сульфидов следует отметить, что они заметно подвергаются выветриванию и выщелачиванию, а также замещению гидроокислами железа. Тем не менее при осмотре коренных обнажений в вулканитах периодически обнаруживаются довольно значимые количества сульфидов – до 5 редко 10 % от объёма пород.

Наложённым изменениям в той или иной степени подвержены все разновидности субщелочных и щелочных образований с преобладающим развитием хлорита, кальцита и в некоторых разновидностях барита. Основными вторичными минералами, развитыми по породам, являются: альбит (исключительно базальтовые разновидности), хлорит, мусковит, кварц, титанит, анальцит, барит (трахитовые разновидности у Саралы), родохрозит и охотскит (у трахитов Саралы). Интенсивность вторичных изменений различна, участками интенсивная вплоть до формирования кварцевых жил, пропилитов и metabазальтов, специализированных на благородные металлы.

Особо следует отметить наличие многочисленных микровключений во вкрапленниках, основной массе, нередко в миндалинах вулканитов самородных металлов и сплавов. Их состав свидетельствует о доминирующем восстановленном характере магматогенно-флюидного режима вулканизма и о его масштабном характере.

Специализация вулканитов на повышенное содержание микровключений самородных металлов, особенно Fe, Cu, Ni, Cr, Sn, Ag и представителей редкометалльно-редкоземельно-радиоактивной минерализации говорит о связи

Таблица 7 – Парагенезисы породообразующих минералов вулканитов Саралинского и Растайского грабенов

Минералы	Саралинский грабен						Растайский грабен					
	габродолерит	трахипикробазальт	трахибазальт	трахит	трахидацит	фонотефрит	габродолерит	трахибазальт	базальт	тефрит	базанит	фоидит
Оливин	●	●	●	●*	●*		●	●	●	●	●	●
Ti-авгит (фассаит)	●	●	●				●	●		●	●	
Керсутит										●		
Эгирин				●	●					●	●	
Роговая обманка	●	●						●				
Гедрит					●			●	●	●		
Куммингтонит	●											
Биотит		●										
Лабрадор	●	●				●				●	●	
Альбит					●		●		●	●	●	●
КПШ	●	●	●	●			●		●	●	●	
Ортоклаз				●	●							
Нефелин			●	●		●				●	●	●
Кварц				●	●							
<p><i>Примечание</i> – звездочкой указано (*) – наличие минералов установлено при изучении пород в шлифах; ● – основные и ● – второстепенные минералы</p>												

магматизма с мантией и указывает на плюм-рифтогенную природу раннедевонского вулканизма грабенов.

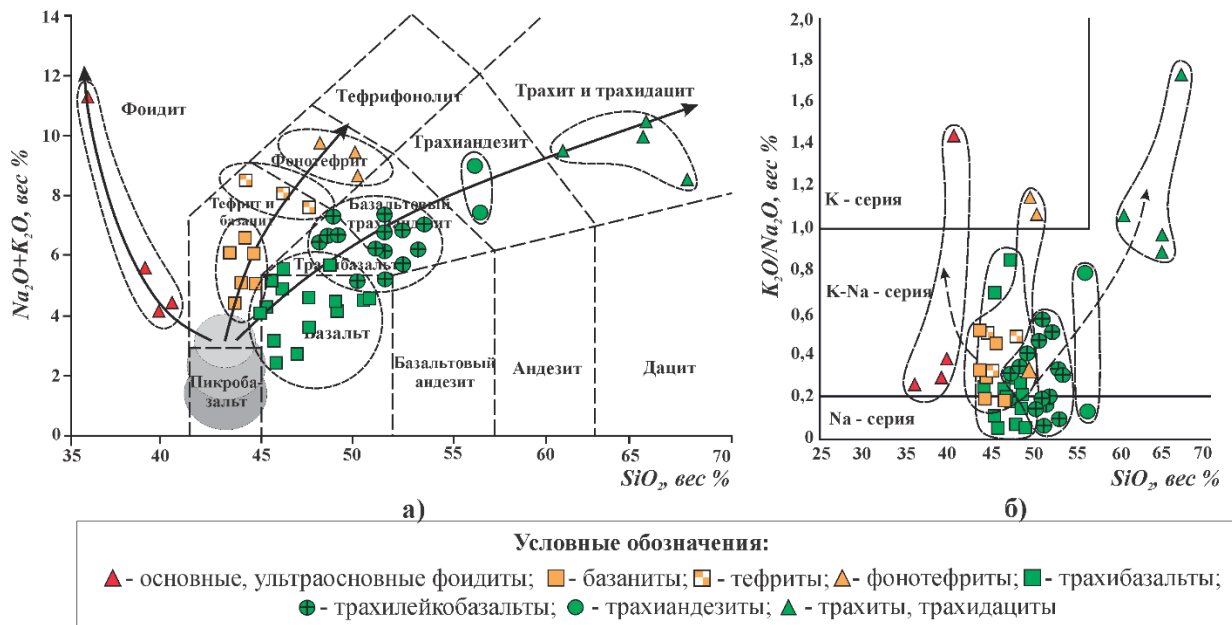
5 ПЕТРОХИМИЧЕСКИЙ И ГЕОХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ

5.1 Петрохимия вулканитов грабенов

Для корректного определения классификации и номенклатуры исследованных вулканитов, помимо петрографических данных, была использована TAS (total alkali – silica) диаграмма в координатах: $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ [Le Maitre et al., 2002]. В качестве оси абсцисс используется содержание кремнезема (SiO_2) и оси ординат сумма щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$). Данная диаграмма обладает классифицированными вариациями составов пород, что позволяет установить реальную их номенклатуру, основные тренды дифференциации и составов пород, формирующих эти тренды, как вещественных свидетелей работы мантии и последующей дифференциации исходных расплавов (рисунок 15, 16). Изученные вулканиты Саралинского и Растайского разрезов, включая трахитовые тела северной части Саралинского грабена характеризуются представительными анализами автора (58 анализов РФА) и анализами из работы [Болтухин и др., 1972], характеризующие базальты Саралинского (12 анализов «мокрой» химии) и Растайского (23 анализа РФА) грабенов. Составы пород грабенов приведены в таблице (Приложение В).

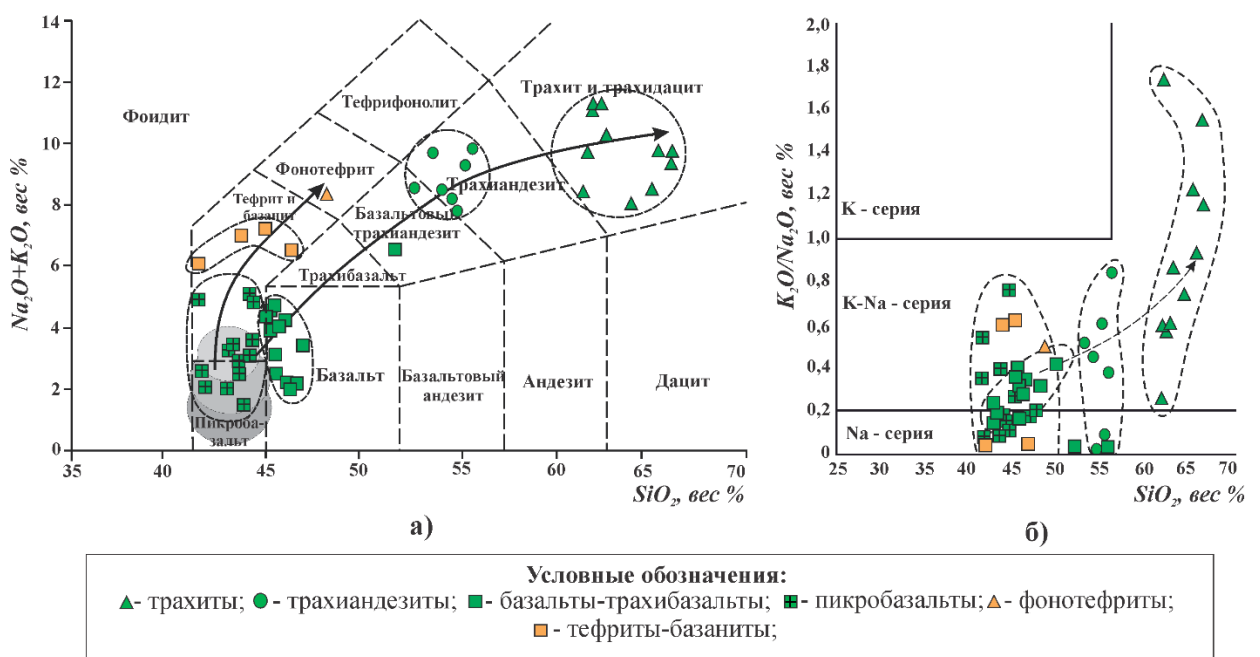
Интерпретация TAS-диаграммы показывает, что вулканиты Растайского грабена (рисунок 15а) образуют три хорошо проявленных тренда: субщелочной (трахибазальты, базальты, базальтовые трахиандезиты, трахиты); щелочной (базаниты, тефриты, фонотефриты, тефрифенолиты); и высокощелочной – фойдитовый (берешиты, нефелинитоидные берешиты). Весьма характерно, что аналогичное распределение составов пород наблюдается и у петротипов щелочно-габброидных плутонов провинции, выделенных О. М. Гринёвым в ходе геологической съемки территории и специализированного изучения плутонов (1983–1990 гг.) [Гринёв, 1990].

Фигуративные точки составов пород Саралинского грабена (рисунок 16а) образуют два проявленных тренда дифференциации: субщелочной –



а – TAS-диаграмма [Le Maitre et al., 2002]; б – классификационная диаграмма $K_2O/Na_2O - SiO_2$ [Pecserillo, Taylor, 1976]

Рисунок 15 – Петрохимические классификационные диаграммы для вулканитов Растайского грабена



а – TAS-диаграмма [Le Maitre et al., 2002]; б – классификационная диаграмма $K_2O/Na_2O - SiO_2$ [Pecserillo, Taylor, 1976]

Рисунок 16 – Петрохимические классификационные диаграммы для вулканитов Саралинского грабена

трахипикробазальт-базальт-трахибазальт-трахиандезит-трахитовый и щелочной – трахибазальт-базанит-фонотефритовый. Согласно TAS-диаграмме суммарная щелочность и вариации содержания кремнезема пород отражают основную направленность эволюции химизма вулканитов, разделяющих их на субщелочные, щелочные (Сарала) и высокощелочные серии (Растай) или тренды дифференциации. Кроме того, необходимо отметить, что все тренды на TAS-диаграммах начинаются в области сочленения полей пикробазальтов, трахибазальтов и базанитов (рисунок 15а, 16а), что, по всей вероятности, указывает на состав первичной магмы щелочно-мафитовой провинции. Характерно, что тренды дифференциации в целом согласуются с последовательностью залегания вулканитов в разрезе грабенов, а также Горячегогорского вулканического плато региона – базырской, берешской и ашпанской свит. Это выражается в накоплении и щелочей и кремнезема к конечным членам выделенных трендов. Для нижней вулканогенной толщи грабена, параллелизуемой с базырской свитой Горячегогорского плато, характерен субщелочной базальт-трахибазальтовый, трахиандезибазальтовый состав.

Средняя толща щелочных мафитов (базанит-тефрифонолитов) соответствует по составу берешской свите, перекрывающей нижнюю субщелочную.

При этом следует отметить особенность петрографического состава высокощелочной серии Растая, аналога берешской свиты Горячегогорского плато. В вулканитах макроскопически довольно редко можно видеть вкрапленники нефелина, тогда как на TAS-диаграмме (рисунок 15а) породы однозначно занимают поля щелочных мафитов. По-видимому, это обусловлено стекловатым и миндалекаменным составом вулканитов, быстрое извержение которых не позволило сформировать вкрапленники нефелина и полевых шпатов, но насытило породы миндалинами, с анальцимом, цеолитами, кальцитом. Высокощелочные породы-фоидиты третьего тренда TAS-диаграммы представлены двумя разновидностями – основными и ультраосновными фоидитами (берешитами и нефелинитоидными берешитами (региональные петрографические названия

богатых нефелином пород). В Горячегорском плато они входят в состав берешской толщи. Нефелинитоидный берешит от берешита отличается максимальным содержанием нефелина во вкрапленниках и основной массе, при минимальном содержании плагиоклаза, К-На полевых шпатов, оливина и эгирина, эгирин-авгита. В петрохимическом отношении отмеченные особенности выражены для установленных трендов вулканогенных толщ в вариациях содержаний (в %): SiO_2 (35,91–52,4); Al_2O_3 (15,69–23,24); Na_2O (1,45–8,76); K_2O (0,22–4,4); CaO (2,63–15,6). Уменьшение содержания оксидов наблюдается для MgO (8,71–1,08); TiO_2 (2,12–0,64), а для Al_2O_3 , Fe_2O_3 , P_2O_5 характерно нелинейное поведение (не согласуемое с трендами кристаллизационной дифференциации).

По специфике щёлочности породы грабенов разделяются на Na, К–Na и ограниченно К разновидности (рисунок 15б, 16б). К–Na специфика представлена довольно широкими вариациями содержаний щелочей, возрастающими к конечным членам выделенных серий, главным образом за счет калия. Особенно явно это наблюдается у трахитов и трахидацитов Саралинского грабена (рисунок 15б).

Отмеченные тенденции вариаций составов пород наглядно прослеживаются на бинарных вулканогенных диаграммах (рисунок 17, 18). Весьма характерной чертой эволюции состава вулканитов, согласного с последовательностью их формирования, является наличие кроме основного тренда дифференциации, осложняющих его дополнительных трендов, присущих основным разновидностям вулканитов. В одних случаях они совпадают с основным трендом, в других, осложняют его, что, возможно, свидетельствует о наличии в магматической системе промежуточных очагов или других возможных факторов изменения составов исходных магм. Петрографически это выражается в широких количественных вариациях вкрапленников нефелина, полевых шпатов и в меньшей степени оливина и пироксена.

Следует так же отметить, что поля фигуративных точек вулканитов грабенов субщелочного и щелочного трендов в той или иной степени

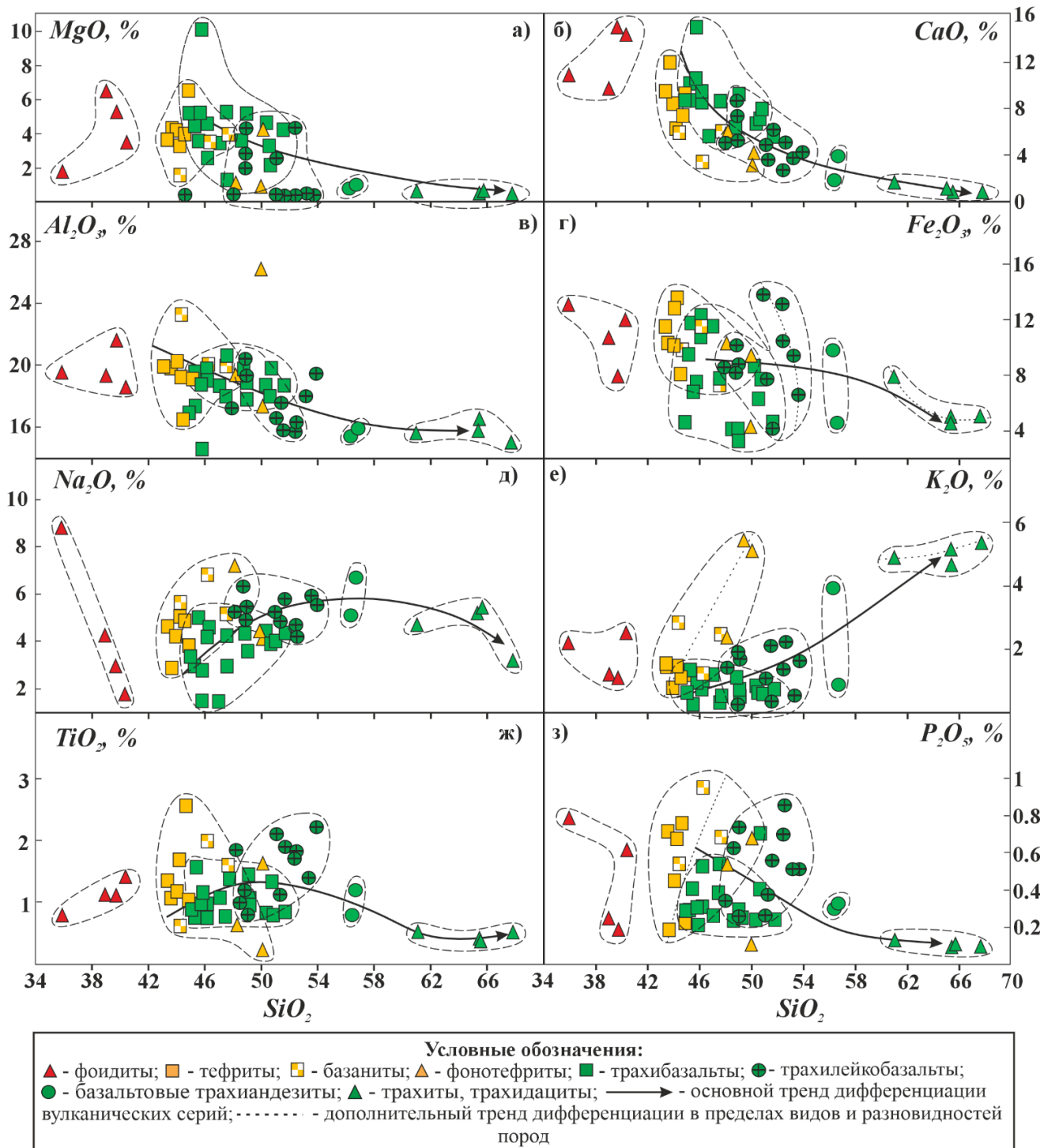


Рисунок 17– Вариации содержания петрогенных окислов (мас. %) в зависимости от содержания кремнезёма (мас. %) в вулканитах Растайского грабена

перекрывают друг друга, что говорит об их наиболее тесном вещественном и генетическом родстве и о наличии именно на стадии образования базанитов-тефритов и трахилейкобазальтов возникновения фойдитовых расплавов (возможно в следствие массовой отсадки кристаллов основного плагиоклаза). В этом плане поле фойдитов у Растая является автономным, максимально

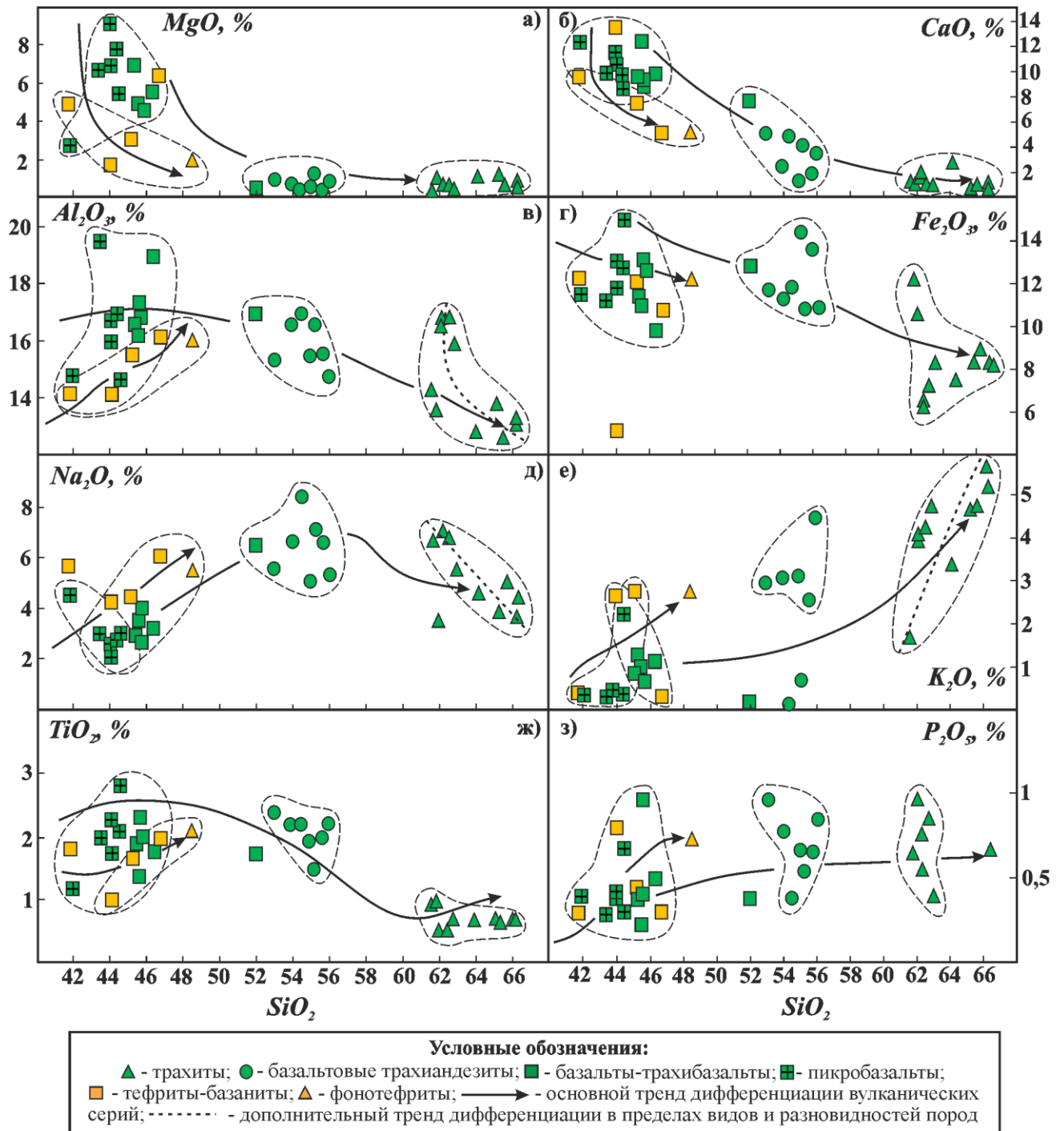


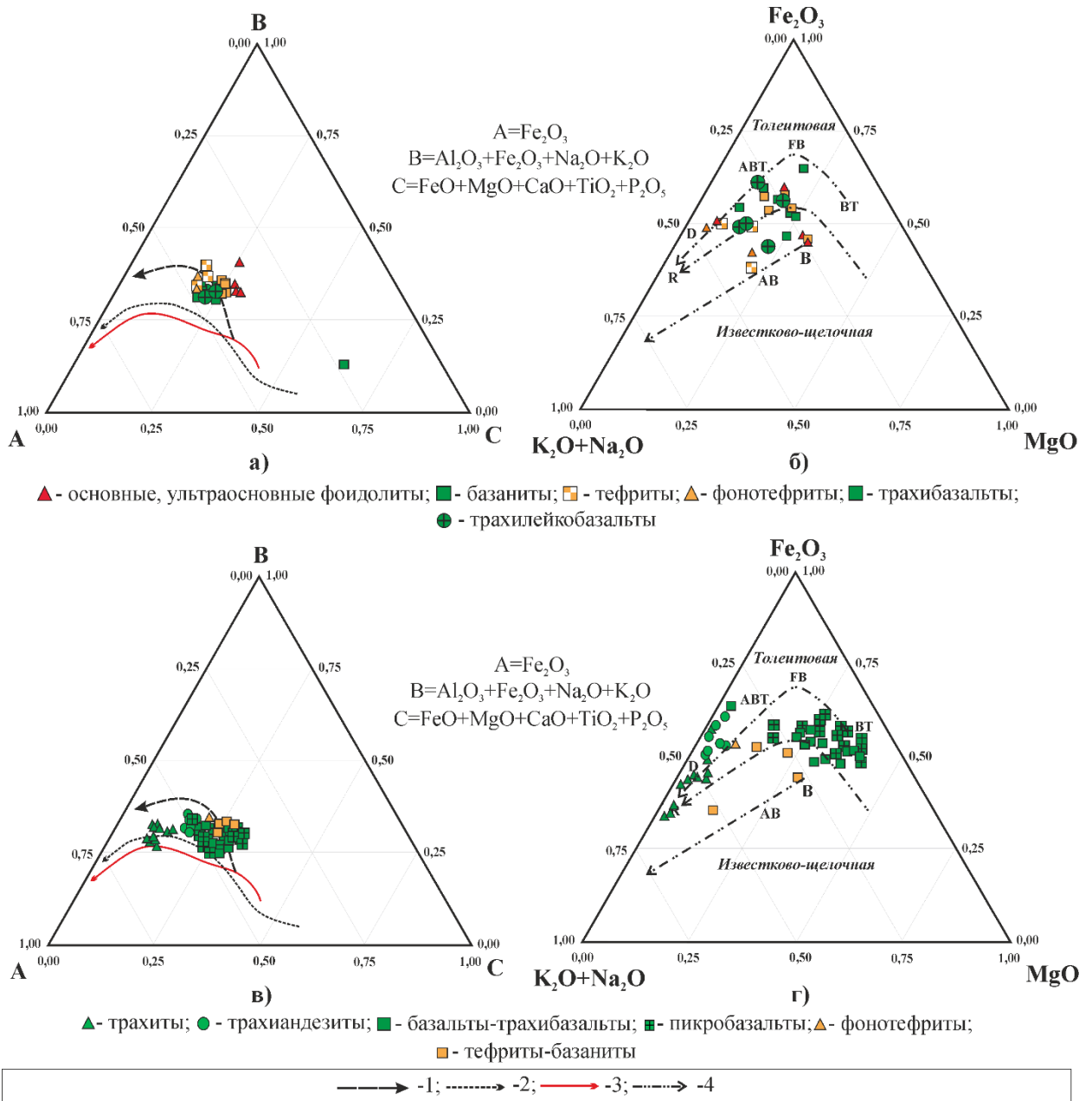
Рисунок 18 – Вариации содержания петрогенных окислов (мас. %) в зависимости от содержания кремнезёма (мас. %) в вулканитах Саралинского грабена

недонасыщенным SiO_2 и пересыщенным Al_2O_3 и Na_2O . В целом для окислов установленных трендов характерны три тенденции дифференциации (от ранних пород к поздним): уменьшение содержаний – MgO , CaO , TiO_2 ; увеличением содержаний – K_2O , Al_2O_3 и нелинейное многовекторное распределение – Fe_2O_3 , Na_2O , P_2O_5 .

Вариации содержаний основных оксидов относительно кремнезёма у вулканитов Саралинского грабена несколько иное. Общие тенденции эволюции оксидов сохраняются, но перекрытие базанит-тефритов с полями пикробазальтов-базанитов заметно меньше и после них продолжается образование трахиандезитов. Фоидиты в этом тренде отсутствуют, а так же тренд базанитов-тефритов у Саралинского грабена выражен заметно слабее. Отмеченная разница характера вещественных вариаций серий грабенов наводит на мысль о том, что именно в её происхождении кроется загадка возникновения или же не возникновения фоидитовых (высокощелочных и глинозёмистых) расплавов.

Диаграмма ABC (рисунок 19а, 19в) [Гринёв, 1990] позволяют оценить степень сходства-отличия дифференцированности вулканитов по основным петрогенным оксидам и в сравнении с реперами: габбро-диорит-гранит [Коржинский, 1977], а также вулканитами структур центрального типа Исландии [Герасимовский и др., 1978], а также щелочно-габброидной серии Кузнецкого Алатау [Гринёв, 1990] и исследуемых вулканитов. По степени дифференцированности вулканиты грабенов соответствуют щелочно-габброидному тренду дифференциации, но при этом трахиты-трахидациты Саралы ложатся вдоль тренда дифференциатов вулканитов центрального типа Исландии – производных магматизма Срединно-Атлантического хребта. На тройной диаграмме AFM (рисунок 19б, 19г) вулканиты начальных членов исследуемых серий (базитов) грабенов располагаются в поле известково-щелочных серий, тогда как трахиандезиты Саралы располагаются в поле толеитового ряда пород, занимая место андезибазальтов, андезитов. В целом данная диаграмма устанавливает бимодальное распределение изученных вулканитов Саралинского грабена.

Сравнение трендов дифференциации петрогенных компонентов вулканитов и плутонов провинции с трендами главных магматических серий: габбро-диорит-гранит Урала и базальт-андезит-дацит-риолит острова Исландия показало, что, начиная с первых дифференциатов исследуемых серий пород провинции, субщелочных базальтов и габбро они значительно отклоняются от индикаторных



расшифровка аббревиатур: толеитовая серия: ВТ – базальт, FB – ферробазальт, АВТ – андезибазальт; известково-щелочная серия: В – базальт, АВ – андезибазальт, А – андезит, D – дацит, R – риолит. Реперные петрохимические тренды: 1 – щелочных габброидов Кузнецко-Алатауских провинций по [Гринёв, 1990]; 2 – серии габбро-диорит-гранит по [Коржинский, 1977]; 3 – серии вулканитов центрального типа Исландии по [Герасимовский и др., 1978]; 4 – тренды эволюции магм

Рисунок 19 – Эволюционные тренды дифференциации вулканитов Растайского (а-б) и Саралинского (в-г) грабенов

серий в сторону явного накопления Al_2O_3 , Fe_2O_3 , Na_2O , K_2O (вершина В диаграммы рисунка 19) и эта тенденция нарастает к конечным членам серий. При этом накопление имеет не линейный (не дифференциальный), а аномальный характер.

Если учесть, что тренд серии базальт-андезит-дацит-риолит формировался в условиях срединно-океанического хребта Атлантики, то есть при отсутствии континентальной коры, то становится понятно, что в случае с исследуемыми дифференциатами наличие земной коры, по-видимому, играет решающую роль в петрогенезисе щелочных серий провинции. Логичнее всего предположить, что в данном случае проявлено активное участие флюидно-магматическое взаимодействие в ходе выплавления и дифференциации исходных магм [Гринёв, 1990; Гринёв и др., 2023].

К тому же у пород Растайского грабена эта тенденция проявлена заметно сильнее, нежели у Саралинского, то есть они в большей степени обогащены Al_2O_3 , Fe_2O_3 , Na_2O , K_2O . Можно предполагать, что эти отличия имеют отношение к появлению–не появлению флюидитовых расплавов пород провинции, проявленных на стадиях выплавления первичных магм и взаимодействия их с литосферной мантией и корой.

Таким образом, состав и последовательность образования и внедрения дифференциатов как вулканитов, так и пород плутонов щелочно-мафитовой провинции Кузнецкого Алатау позволяет предположить, что первичными магмами являлись пикробазальтовые и трахибазальтовые расплавы, место которых определено на TAS-диаграммах (рисунок 15а, 16а).

5.2 Распределение редкоземельных и высокозарядных элементов

Анализ уровней содержания и распределения редких и рассеянных элементов серий пород грабенов вскрывает ряд важных особенностей условий их выплавления и дифференциации.

Редкие и рассеянные элементы. Согласно данным (таблица 8) и (Приложение Г), микроэлементы, характерные для мафитов, содержатся в значимых количествах. В ряду субщелочные-щелочные-высокощелочные вулканы Растая, их средние содержания составляют (в г/т): Cr (23,07–37,9–163,4); Ni (16,29–30,4–72,6); Co (23,3–23,1–27,8); Sc (13,0–11,6–14,9); Cu (45,5–75,8–29,0); Zn (102,9–105,5–100,0); Pb (9,53–8,7–10,1); в ряду субщелочные-щелочные вулканы Саралы (г/т): Cr (31,6–16,38); Ni (12,27–8,01); Co (10,5–9,48); Sc (8,87–5,83); Cu (5,35–4,44); Zn (138,7–32,02); Pb (18,3–8,78). Наиболее ярко геохимическая спецификация вулканитов проявляется в содержании прежде всего (в г/т): Растай – Rb (0,92–101,23), Ba (81,16–1960,0), Sr (181,0–2002,6), Zr (65,72–300,9), Nb (7,29–59,28), Th (1,17–11,22), U (0,38–9,05); Сарала – Rb (0,2–148,27), V (0,5–401,76), Sr (10,3–922,6), Zr (33,75–1018,9), Y (5,23–97,39), Nb (1,94–60,84), Th (0,27–17,44), U (0,16–7,67). При этом Sr, Nb, U в целом незначительно накапливаются к конечным членам, выделенных по уровню щелочности, трендов; Rb и Ba в основном накапливаются в группе щелочных пород. Содержание REE (в г/т) в субщелочных вулканитах Растая изменяется в пределах 60,38–258,4 и 23,77–459,51 у Саралы; щелочных 69,2–275,7 и 28,38–93,16 соответственно, и высокощелочных Растая 65,74–256,3; соотношение LREE/HREE изменяется в них (г/т): Растай – 4,4–9,2; 3,6–9,2; и 4,0–7,9 соответственно; Сарала – 1,9–4,13; 2,13–3,09, что свидетельствует о довольно постоянном характере этих параметров в ходе магмогенерации и дифференциации.

Согласно специальным исследованиям, известно, что характерные для мафитов Cr, Ni, Co, V связываются с различными степенями плавления мантийного вещества субстрата [Добрецов и др., 2010; Кузьмин, Ярмолюк, 2014; Мехоношин и др., 2016; Pirajno, Santosh, 2014], а отношение Ni/Co используется для определения первичности магматических дифференциатов [Фролова, Бурикова, 1997]. Это соотношение по средним составам вулканитов соответствует значениям (таблица 8): Растай – для субщелочных лав (0,67–0,72), щелочных лав (1,31) и высокощелочных лав (2,61); Сарала – для субщелочных (0,7–1,39), для

Таблица 8 – Среднее содержание основных оксидов (%) и микроэлементов (г/т) в основных разновидностях девонских вулканитов Растайского и Саралинского грабен

Серия	Растайский грабен						Саралинский грабен					Кларк в земной коре [Бычков, 2021]
	Субщелочная				Ще-лочная	Высо-коще-лочная	Субщелочная				Щелоч-ная	
	Тра-хиба-зальт	Трахи-лейко-базальт	Трахи-анде-зит	Трахит			Пикро-базальты	Трахиба-зальты	Трахи-анде-зиты	Трахиты		
SiO ₂	47,58	50,99	56,48	64,90	45,85	38,75	43,68	46,71	54,71	63,70	45,22	
TiO ₂	1,06	2,94	1,01	0,43	1,30	1,11	2,00	1,84	2,06	0,68	1,70	
Al ₂ O ₃	18,51	17,66	15,69	15,59	19,80	19,77	16,39	17,14	15,88	14,48	15,19	
Fe ₂ O ₃	7,45	8,87	7,21	5,52	10,38	10,86	12,48	11,74	12,01	8,34	10,37	
MnO	0,22	0,17	0,18	0,18	0,17	0,21	0,20	0,17	0,12	0,12	0,23	
MgO	4,18	3,18	0,89	0,36	3,56	4,24	6,49	4,57	0,66	0,63	3,58	
CaO	9,04	5,25	2,97	0,77	6,95	12,53	10,25	9,46	3,14	0,97	8,07	
Na ₂ O	3,58	5,18	5,87	4,59	5,04	4,45	2,96	3,84	6,38	5,28	5,20	
K ₂ O	0,75	1,45	2,45	5,00	2,13	1,78	0,66	0,85	2,41	4,40	1,76	
P ₂ O ₅	0,35	0,54	0,31	0,09	0,58	0,46	0,40	0,48	0,69	0,12	0,51	
ППП, %	3,63	2,52	2,58	1,86	3,53	5,18	3,85	2,53	1,22	0,84	5,1	
Σ щел.	4,33	6,63	8,32	9,59	7,17	6,23	3,61	4,68	8,79	9,68	6,96	
Σ	96,34	98,75	95,65	99,28	99,29	9,33	99,36	99,32	99,28	99,55	96,93	
Cs	0,70	0,94			1,056	0,569	0,26	2,12	0,47	0,19	0,85	5,8
Cr	24,71	21,44			37,95	163,44	64,09	23,55	30,06	8,72	16,38	35
Ni	16,54	16,04			30,40	72,65	26,79	10,18	10,47	1,64	8,01	18,6
V	96,64	104,89			100,02	88,79	109,37	79,40	75,23	2,30	36,31	53
Co	22,87	23,80			23,13	27,76	22,01	14,44	8,38	1,18	9,48	11,6
Sc	11,91	14,28			11,63	14,98	14,39	9,92	9,62	1,57	5,83	7
Cu	21,68	69,36			75,83	29,01	6,09	5,89	4,25	5,20	4,44	25
Zn	90,26	115,71			105,57	100,05	236,80	42,35	223,34	52,54	32,02	65
Pb	8,43	10,64			8,73	10,14	3,16	6,23	20,89	42,96	8,78	17
Rb	15,32	20,30			37,10	32,03						110
Ba	347,1	583,81			903,44	923,02	127,52	163,99	325,04	197,21	88,57	668
Sr	758,8	704,73			863,78	1127,91	362,65	491,08	226,94	38,74	59,93	319
Zr	154,7	211,68			186,84	169,11	93,41	85,05	186,42	328,16	70,20	237
Nb	15,69	26,78			33,17	26,81	4,89	5,59	12,16	20,28	5,06	26

Окончание таблицы 8

Серия	Растайский грабен						Саралинский грабен					Кларк в земной коре [Бычков, 2021]
	Субщелочная				Ще- лочная	Высо- коще- лочная	Субщелочная				Щелоч- ная	
	Тра- хиба- зальт	Трахи- лейко- базальт	Трахи- -анде- зит	Тра- хит			Пикро- ба- зальты	Трахи- ба- зальты	Трахи- анде- зиты	Тра- хиты		
Hf	3,07	4,09			3,32	2,60	0,95	1,42	1,45	4,38	1,14	5,8
Ta	0,85	1,49			1,80	1,40	0,25	0,28	0,52	1,08	0,12	2
Y	26,98	27,87			29,33	28,65	17,25	14,61	26,61	31,73	11,56	20,7
Th	4,86	7,07			6,15	4,81	0,72	0,88	4,06	5,68	1,46	10,3
U	1,84	2,81			3,10	3,76	0,37	0,49	1,76	1,93	0,88	2,5
La	25,45	37,16			35,55	31,54	9,31	9,78	21,82	29,68	9,02	32
Ce	45,96	66,46			62,91	55,81	22,11	21,63	47,50	58,56	19,22	73
Pr	6,20	8,35			7,67	6,84	3,19	2,92	5,48	6,24	2,47	7,9
Nd	26,54	35,01			32,66	28,58	14,38	12,45	23,99	25,69	10,52	33
Sm	5,45	6,84			6,61	5,69	3,46	2,85	5,55	5,40	2,34	5,7
Eu	1,58	1,79			1,87	1,73	1,21	0,94	1,47	1,08	0,65	1,24
Gd	4,98	5,86			5,80	5,16	3,63	2,91	5,59	5,39	2,29	5,2
Tb	0,79	0,90			0,91	0,84	0,57	0,46	0,87	0,92	0,36	0,85
Dy	4,14	4,55			4,70	4,37	3,50	2,79	5,41	5,91	2,15	5,2
Ho	0,95	0,99			1,03	1,00	0,73	0,58	1,15	1,29	0,45	1,04
Er	2,73	2,85			2,96	2,90	1,94	1,60	3,21	3,77	1,27	3,4
Tm	0,49	0,51			0,53	0,53	0,29	0,23	0,49	0,60	0,19	0,5
Yb	3,23	3,28			3,40	3,36	1,76	1,48	3,04	3,90	1,18	3,1
Lu	0,42	0,41			0,44	0,43	0,26	0,22	0,47	0,60	0,18	0,48
Σ REE	128,9	174,97			167,04	148,75	66,34	60,85	126,03	149,02	52,28	172,61
LREE/HREE	3,22	4,25			3,8	3,57	2,43	2,59	2,70	2,42	2,54	4,67
Ni/Co	0,72	0,67			1,31	2,61	1,21	0,70	1,25	1,39	0,84	
Co/Ni	1,38	1,48			0,76	0,38	0,82	1,41	0,8	0,72	1,18	
Th/U	2,64	2,52			1,98	1,28	1,95	1,80	2,31	2,94	1,66	

щелочных (0,84), что указывает на малые степени селективного плавления субстрата рассматриваемых грабенов, так и на большую относительную близость фойдитов к первичным выплавкам в случае с вулканитами Растая.

Противоположные отношения Co/Ni в рассматриваемых вулканитах изменяются (таблица 8): Растай – субщелочные (1,38–1,48), щелочные (0,76), высокощелочные (0,38); Сарала – субщелочные (0,72–1,41) и щелочные (1,18). Можно выделить разновидности вулканитов с Co/Ni отношением меньше 1, что указывает на относительно низкую температуру минералообразования; с Co/Ni отношением близким к 1, для этих разновидностей предполагается средняя температура образования; и с отношением больше 1, свидетельствующем о высокой температуре минералообразования и о возможном влиянии магматических гидротерм [Kun et al., 2014]. Халькофильные Cu, Zn, Pb содержатся в исследованных сериях ниже или в околокларковых значениях (за исключением пикробазальтов и трахиандезитов Саралы), тем не менее формируя заметно проявленную минерализацию.

Наиболее ярко геохимическая специализация пород грабенов выражена повышенными и высокими содержаниями Sr, Zr, U, Ti, P, у Растая к ним добавляются Ba, Nb, Th. При этом для K, P, Ti и в меньшей степени Sr и Ba установлено, что специализация расплавов на них закладывается на ранних стадиях плавления мантийного субстрата [Гринёв и др., 2023] и они полностью переходят в расплав. Подобная специализация характерна для определенного типа магм и продуцирующего их мантийного субстрата. В первую очередь это источники EM2, метасоматическая обогащенная мантия, магмы E-MORB, OIB и магмы рифтовых зон.

В ходе последующей дифференциации они, напротив, накапливаются в конечных членах серии, исключая Ti. На этом основании различия в количественном содержании этих элементов в дифференцированных сериях связывают с разной глубиной центров магмогенерации. В качестве подтверждения этих явлений приводят результаты экспериментального изучения эвтектики $TiO_2-MgO-SiO_2$, в которой с увеличением давления равновесие

системы сдвигается в сторону TiO_2 , что подчеркивает доминанту фактора глубинности в эволюции магмогенерирующей системы. Вариации и содержания TiO_2 в субщелочных, щелочных, и фойдитовых трендах изученных вулканитов Растая составляет: 0,43–2,94 %; 1,3 %; и 1,11 % соответственно, что свидетельствует о близких глубинах выплавления исходных расплавов этих серий. Практически тоже самое характерно и для распределения TiO_2 в субщелочных, щелочных вулканитах Саралы – 0,68–2,06 % и 1,7 % соответственно.

Средние содержания типоморфных макроэлементов вулканитов в субщелочных, щелочных и фойдитовых сериях Растая составляют (г/г): Ba – 347–583,8; 903,4; 923,0; Sr – 704,73–758,8; 863,8; 1127,9; Zr – 154,7–211,68; 186,8; 169,1; Nb – 15,69–26,78; 33,17; 26,8; Th – 4,86–7,07; 6,15; 4,81; U – 1,84–2,81; 3,1; 3,76. В субщелочных и щелочных сериях Саралы (г/г): Ba – 127,5–325; 88,57; Sr – 38,74–491,08; 59,93; Zr – 93,41–328,16; 70,2; Nb – 4,89–20,28; 5,06; Th – 0,72–5,68; 1,46; U – 0,37–1,93; 0,88. Уровни содержания этих элементов в вулканитах несколько превышают уровни содержания пород плутонов провинции [Гринёв, 1990; Врублевский, Гертнер, 2021 и др.], но в целом сопоставимы с уровнями характерными для щелочных базальтов рифтовых зон континентов. Как видим, по содержанию микроэлементов в рассматриваемых, разных по щелочности, серий провинции содержания несколько разнятся, что можно расценивать как показатель вариаций глубины залегания магматических центров, а также на незначительные вариации малых степеней плавления мантийного субстрата. Аналогичный вывод получен и при изучении вулканитов Горячегогорского плато провинции [Воронцов и др., 2022].

Важным фактором щелочного магмогенеза по мнению большинства исследователей является флюидно-магматическое взаимодействие, которое обуславливает обогащение расплавов большей частью характерных для них микроэлементов, особенно крупноионных [Фролова, Бурикова, 1997]. Индикатором подобных процессов является содержание и отношение Th/U. Установлено, что у пород, представляющих кристаллизаты первичных магм,

данное отношение является минимальным [Смыслов, 1974; Condomines et al., 1988]. Th/U отношение по средним данным составляет (таблица 4): для субщелочной серии Растая – 2,52–2,64, щелочной – 1,98 и фойдитовой – 1,28; для субщелочной серии Саралы – 1,95–2,94, щелочной – 1,66. Эти значения указывают на то, что субщелочные и щелочные породы характеризуются первично-магматическими отношениями Th/U, а фойдиты – магматическими с наложением метасоматических процессов. Довольно широкие вариации в количественных содержаниях, типоморфных для исследуемых пород, элементов определяются режимом взаимодействия плавления субстрата с флюидным потоком.

Редкоземельные элементы (REE), важнейшие индикаторы состава исходного субстрата, характера генерации и дифференциации исходных расплавов варьируют в сопоставимых и ограниченных пределах изученных серий (Приложение Г) (г/т): Растай – субщелочные (60,38–258,8, среднее 159,59), щелочные (69,24–275,74, среднее 167,04), высокощелочные (65,74–256,31, среднее 148,75); Сарала – субщелочные (23,77–438,91, среднее 120,3), щелочные (28,4–93,1, среднее 52,3). Вариации LREE/HREE составляют: Растай – у субщелочных 2,9–11,5, среднее 6,22; щелочных 3,1–12,7, среднее 7,69; и высокощелочных 3,03–13,27, среднее 6,74; Сарала – у субщелочных 1,9–4,14, среднее 2,54; щелочных – 2,13–3,1, среднее 2,54. Вероятно, это говорит о довольно стабильном составе мантийного субстрата, но подверженного вариациям степени его плавления, возможно глубине залегания и об устойчивых тенденциях дифференциации первичных расплавов в пределах серий и представляющих их разновидностей вулканитов.

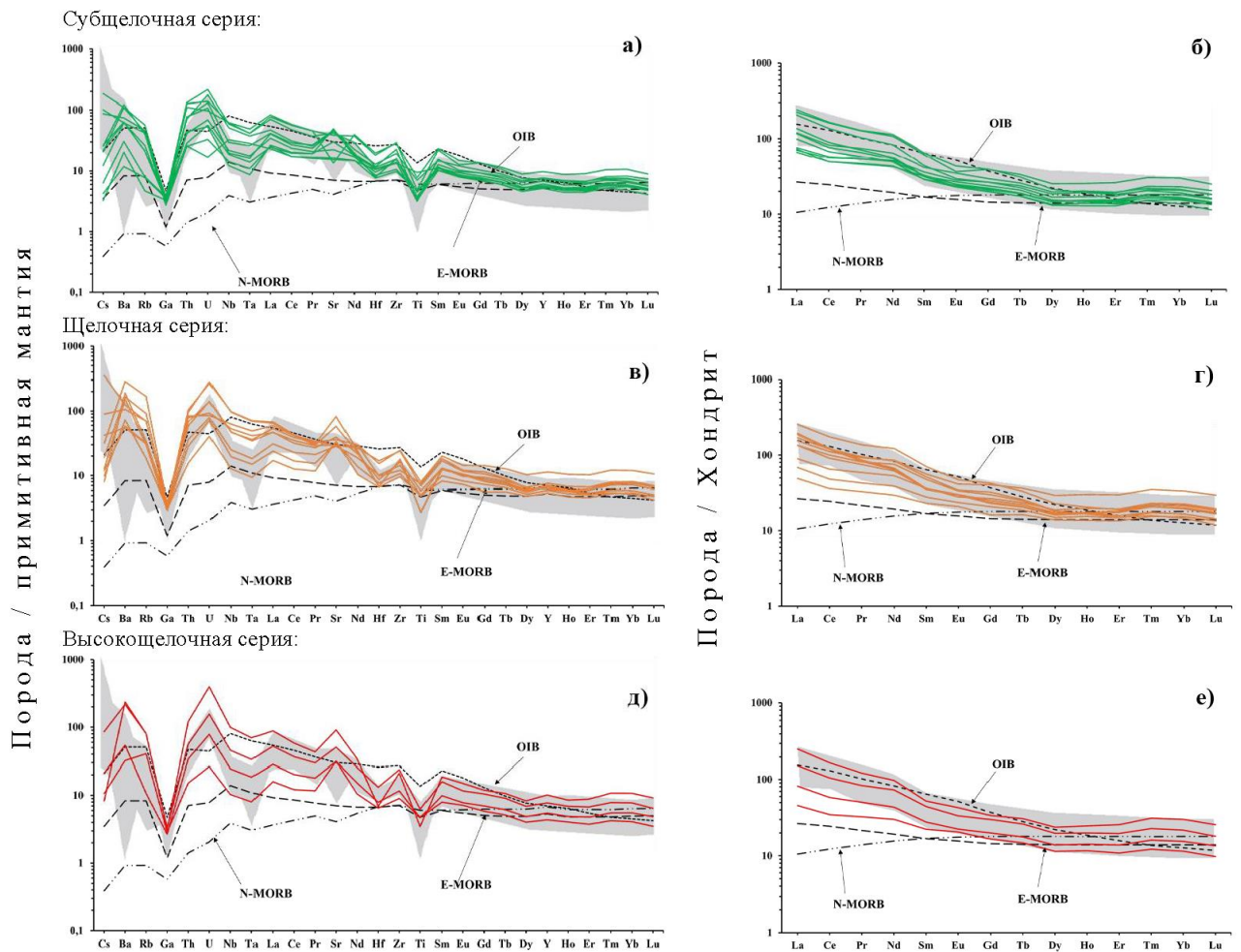
Анализ мультиэлементных спектров вулканитов грабенов выделенных серий и сравнение их с известными реперами (N-MORB, E-MORB, OIB) позволяют сделать следующие выводы (рисунок 20, 21). Для всех рядов пород характерны положительные Ba, Rb, Th, U, La, Sr, Zr и Sm и отрицательные Ga, Nb-Ta, Hf, Ti аномалии. Nb-Ta аномалия, характерная для IAB [Yong-Fei Zheng, 2019], относительно выражена для базальтов Растая, менее выражена у

субщелочных пород и почти исчезает у вулканитов щелочного и высокощелочного трендов дифференциации.

Салическая часть вулканитов Саралинского грабена (трахиандезиты, трахиты и трахидациты), обнаруживают те же геохимические черты, что и отмеченные для базальтоидов (рисунок 21 в-г), но при этом у первых они выражены значительно резче. Отметим, что в спектрах базальтоидов и трахитов Саралы слабо проявлен Eu минимум. Более того, отрицательные пики микроэлементов у салитов выражены резче, чем у базальтоидов Саралы и Растая, причем не только у Ga, Ta и Hf, но и у Sr и Ti. То есть, салиты по отношению к базальтоидам резко обеднены этими элементами вследствие фракционирования исходных магм и возможного влияния других факторов эволюции магматической системы, например, контаминации коровым веществом.

По уровню концентрации элементов вулканиты грабенов ближе всего соответствуют, а для ряда элементов превосходят, уровни OIB. Отмечаются также характерные для OIB малоамплитудные минимумы и максимумы, проявленные на (рисунок 20, 21). Конформность геохимических спектров пород выделенных трендов говорит об их генетическом единстве. Заметные отличия в количественных содержаниях микроэлементов спайдерграммы от Cs до Tb по отношению к мантийным реперам N-MORB, E-MORB говорят о вкладе в эти отличия процессов плавления субстрата, магматической дифференциации, взаимодействия литосферной мантии и возможной коровой контаминации.

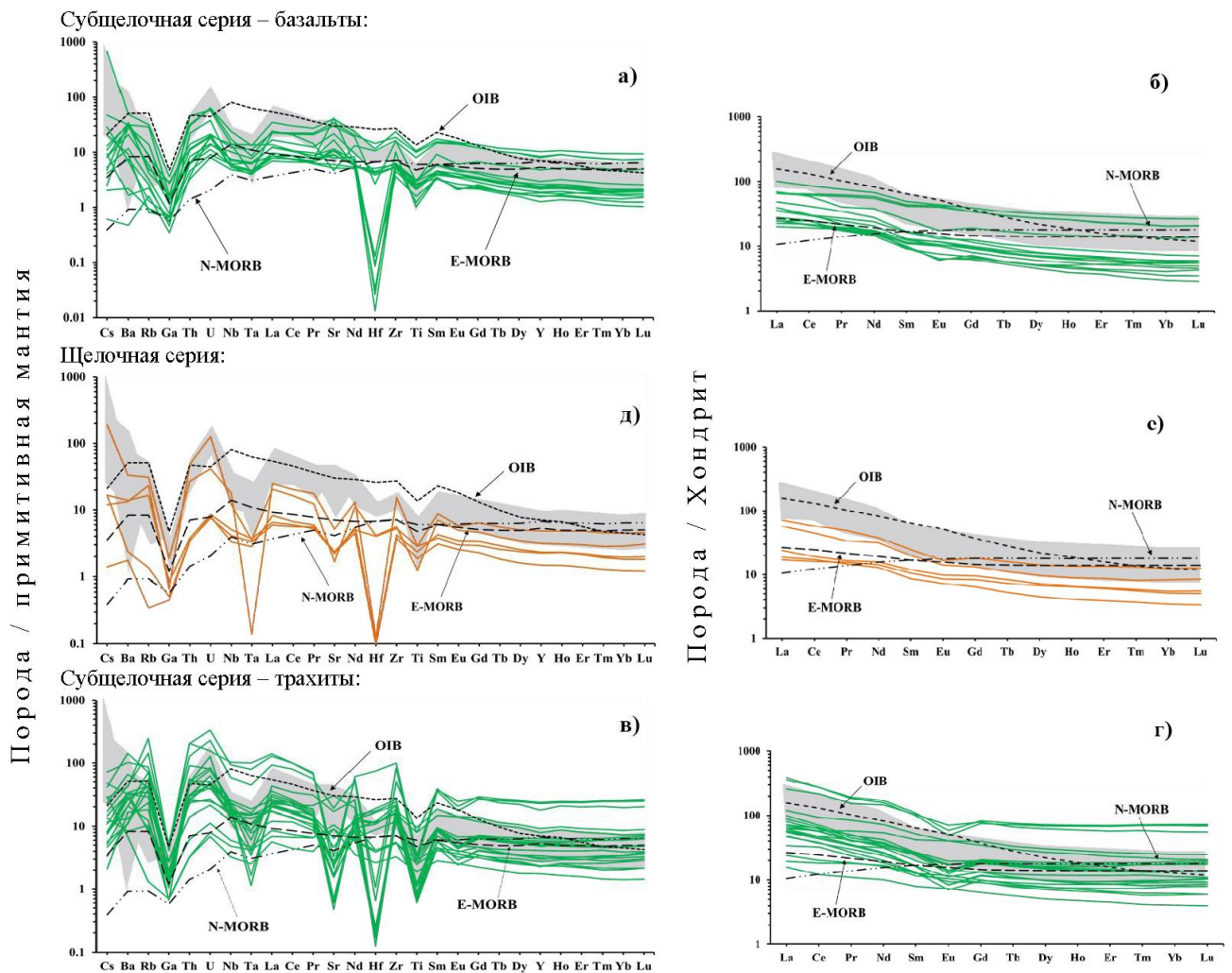
При этом содержания средних и тяжелых REE (от Dy до Lu) сопоставимы с мантийными реперами, которые в определенной степени характеризуют магмогенерирующий субстрат. Еще более примечательна в этом отношении картина распределения геохимических спектров фойдитов (высокощелочных пород) Растайского грабена (рисунок 20). На этих спайдерграммах геохимические спектры фойдитов отчетливо конформны друг к другу, но заметно разнятся по уровню содержания микроэлементов, что особенно ярко проявлено в левой части спектров. Причем имеющиеся четыре геохимических спектра фойдитов фрактально занимают всё пространство между реперами E-MORB и OIB, и даже



а-б – субщелочная (базальт-трахибазальтовая) серия; в-г – щелочная (базанит-тефрит-фонотефритовая) серия; д-е – высокощелочная (фоидитовая) серия: спектры базальтов океанических островов (OIB), нормальных (N-MORB) и обогащённых (E-MORB) базальтов срединно-океанических хребтов даны согласно [Sun, McDonough, 1989]. Серое поле – базальты Горячегогорского плато [Гринёв и др., 2017]. Нормирование исходных данных проводилось по эталонам хондрита (C1) и примитивной мантии (PM), согласно [Sun, McDonough, 1989]

Рисунок 20 – Мультиэлементные спайдерграммы содержания микроэлементов в вулканитах Растайского грабена

превышают последний. Если учесть, что E-MORB представляет обогащенную метасоматозом мантию, то можно предполагать, что именно эти процессы вносят совокупный вклад в формирование рассматриваемых вулканитов, особенно щелочных и высокощелочных.



а-б – субщелочная (трахипикробазальт-трахиандезитовая) серия; в-г – щелочная (трахибазальт-базанит-фонотефритовая) серия; д-е – субщелочная (трахитовая) серия: спектры базальтов океанических островов (ОИВ), нормальных (N-MORB) и обогащённых (E-MORB) базальтов срединно-океанических хребтов даны согласно [Sun, McDonough, 1989]. Серое поле – базальты Горячегогорского плато [Гринёв и др., 2017]. Нормирование исходных данных проводилось по эталонам хондрита (C1) и примитивной мантии (PM), согласно [Sun, McDonough, 1989]

Рисунок 21 – Мультиэлементные спайдерграммы содержания микроэлементов в вулканитах Саралинского грабена

Дополнительным репером на спайдерграммах изученных вулканитов являются микроэлементные составы вулканитов нижней базальской свиты Горячегогорского плато [Гринёв и др., 2017] (серый фон) (рисунок 20, 21). Вулканиты грабенов, при доминирующем сходстве с базальтами, отличаются

повышенными содержаниями микроэлементов, отсутствием ярко выраженных положительных пиков содержаний Cs, Sr и Ba (для Растая) и заметно меньшим Nb–Ta минимумом у вулканитов Растая, что сближает породы по этим параметрам с вулканитами берешской свиты плато. Опубликованные недавно новые геохимические и изотопно-геохимические данные по базырской, берешской и ашпанской свитами Горячегогорского плато так же свидетельствуют о вещественном единстве их с вулканитами грабена [Воронцов и др., 2022].

Анализ спайдерграмм выделенных серий, кроме отмеченных признаков явного генетического родства как между сериями, так и вулканитами базырской свиты Горячегогорского плато (рисунок 20, 21) позволяет выявить еще одну тенденцию процессов плавления мантийного субстрата и последующей дифференциации выплавов. В правой части геохимических спектров (от Dy до Lu) наблюдается максимальное сближение содержаний и характера распределения REE у мантийных реперов N-MORB, E-MORB, OIB и исследуемых вулканитов, тогда как в направлении левой части диаграмм геохимические спектры этих образований веерообразно расходятся, причем спектры N-MORB и E-MORB теряют элементы от Cs до Tb, исключая лишь щелочную серию Саралы, а остальные породы обогащаются ими. При этом исследуемые вулканиты в наибольшей степени соответствуют OIB. В принципе это обогащение вулканитов является равнодействующей совокупности процессов селективного плавления, магматической дифференциации, а так же, как показывают приведенные выше примеры и работы последних лет [Гринёв, 1990; Гринёв и др., 2017; Воронцов, Ярмолук, 2017; Воронцов и др., 2022 и др.], флюидно-магматического взаимодействия, а также мантийно-корового взаимодействия.

5.3 Изотопная (U–Pb) геохронология вулканитов грабенов

Возраст терригенно-вулканогенной молассы грабенов Кузнецкого Алатау определён как раннедевонский на основе находок соответствующей флоры в отложениях базальной красногорской свиты. Лишь для вулканитов Тайдонской

грабен-синклинали имеется одно определение возраста изотопно-геохимическим методом, равное 359–413 млн лет, что отвечает среднему палеозою – девону (В. С. Меньшиков и др., 1988). Предпринятое изотопно-геохимическое исследование цирконов вулканитов Саралинского и Растайского грабенов проводятся впервые.

Были проведены исследования цирконов из 4 образцов вулканитов грабенов: Растайского – порфировый берешит, миндалекаменный порфировый трахибазальт; Саралинского – порфировый пикробазальт и пилотакситовый трахит. Из них было извлечено 33 зерна циркона (таблица 9), по которым проведены U–Pb изотопные исследования методом лазерной абляции и масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой. Изображения катодолюминесценции показывают, что большинство цирконов имеют типичную для них зональность в пределах большой однородной центральной зоны, за которой следуют гораздо более тонкие, плохо различимые зональные полосы. При этом, у некоторых зёрен отсутствует какая-либо зональность и они часто содержат следы растворения, рекристаллизации, замещения. Их облик свидетельствует о одновременном преобразовании первичных кристаллов, связанный, по-видимому, с поствулканическими тектонотермальными событиями и поэтому их U–Pb системы часто нарушены, а возраст омоложен (рисунок 22, 23).

Анализ содержаний U и Th в цирконах может давать важную генетическую информацию, а именно позволяет определить природу циркона вследствие разных геохимических свойств этих элементов. Среднее значение отношения Th/U для магматических разностей, по данным ряда авторов, лежит в интервале от 0,32 до 0,70, тогда как значения ниже 0,3 или 0,1 предполагают «гидротермальное» происхождение кристаллов циркона [Rubatto, 2002; Hoskin, Schaltegger, 2003; Fu et al., 2009]. Однако, «гидротермальное» происхождение довольно неопределенный термин [Шардакова и др., 2021]. Он указывает лишь на степень структурной упорядоченности и особенности состава, но далеко не всегда характеризует природу процесса, поэтому используем его как условный.

Для установления природы цирконов, разделим их на 3 условные группы с разными временными интервалами: I группа – < 500 млн лет, II группа – 500–1400

Таблица 9 – Результаты изотопных U–Pb исследований циркона (LA-Q-ISP-MS) вулканитов Саралинского и Растайского грабенов

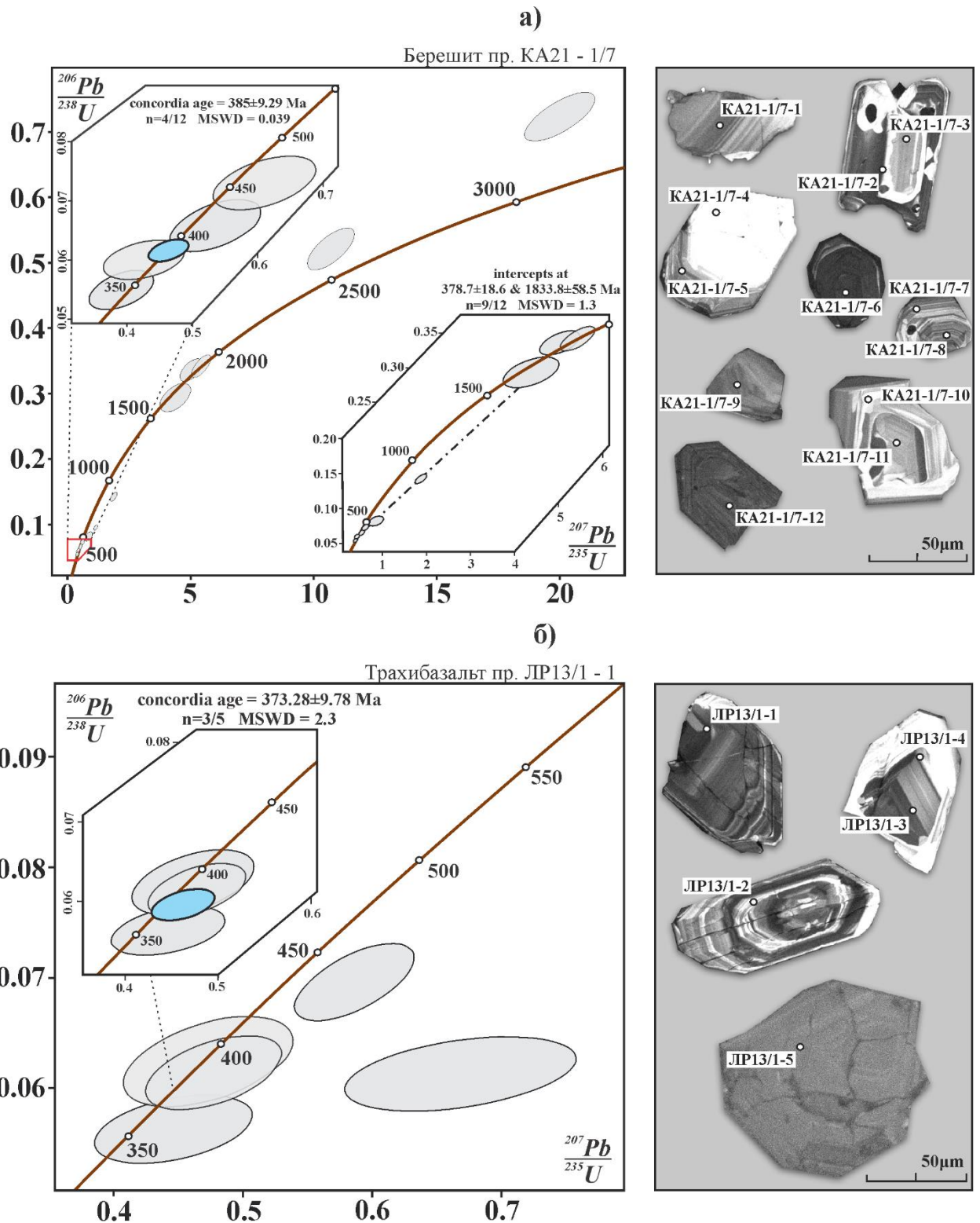
Точка анализа	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, г/г	2 se, %	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2 se, %	Rho	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ age (Ma)	2 se, %	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age (Ma)	2 se, %
Саралинский грабен									
2016-3:	Пилотакситовый трахит								
3-1	0.5986	6.26	0.0762	2.93	0.47	475	29.73	473	13.87
3-2	0.6318	6.26	0.0777	3.25	0.52	485	30.35	482	15.65
3-5	0.5316	7.04	0.0713	3.38	0.48	418	29.44	444	14.99
3-6	0.5741	5.73	0.0763	3.30	0.58	447	25.62	474	15.64
3-7	0.5604	6.86	0.0742	3.13	0.46	438	30.05	461	14.42
3-8	0.6128	6.89	0.0794	3.42	0.50	467	32.17	492	16.85
3-9	0.6046	6.84	0.0802	3.39	0.50	464	31.72	497	16.86
3-10	0.6179	5.71	0.0795	2.94	0.52	474	27.05	493	14.51
-11	0.6283	7.29	0.0817	3.57	0.49	484	35.27	506	18.06
3-12	0.6195	5.91	0.0797	3.05	0.52	482	28.51	494	15.09
3-13	0.5615	8.18	0.0749	4.13	0.50	443	36.22	465	19.20
3-14	0.5910	7.49	0.0763	3.43	0.46	469	35.12	473	16.20
3-15	0.6318	7.42	0.08	3.52	0.47	498	36.96	495	17.42
3-22	0.4354	8.78	0.0595	3.67	0.42	365	32.03	372	13.65
3-23	0.4521	7.78	0.059	4.19	0.54	372	28.93	369	15.46
3-24	0.4056	6.34	0.0539	3.31	0.52	347	21.99	340	11.25
2016-1:	Порфиновый пикробазальт								
1-1	7.7564	7.532	0.2680	5.319	0.71	2229	168	1523	81.00
1-2	4.6458	7.150	0.2320	4.846	0.68	1765	126	1344	65.13
1-3	7.6573	5.29	0.391	3.47	0.66	2190	115.96	2121	73.64
1-4	9.6746	6.64	0.347	4.44	0.67	2410	160.14	1913	84.88
1-5	2.6701	9.09	0.1707	5.54	0.61	1303	118.43	1011	56.00
1-6	0.8225	16.81	0.0343	7.65	0.45	528	88.78	217	16.59
1-7	1.4195	12.50	0.0417	7.26	0.58	835	104.36	262	19.03
1-8	5.3341	6.95	0.33	4.98	0.72	1871	130.05	1813	90.28
1-9	2.3551	7.49	0.1195	4.79	0.64	1230	92.08	726	34.79
1-10	3.3412	10.34	0.221	5.97	0.58	1465	151.50	1280	76.37
1-11	3.4948	6.60	0.239	4.30	0.65	1515	99.95	1381	59.41
1-12	3.4766	5.93	0.2325	4.29	0.72	1525	90.36	1342	57.57
1-13	0.6726	9.06	0.051	4.62	0.51	511	46.31	320	14.78
1-14	5.8271	7.32	0.33	4.99	0.68	1940	142.03	1810	90.39
1-15	0.1395	20.40	0.0222	7.72	0.38	137	27.95	142	10.97
Растайский грабен									
КА21-1/7:	Порфиновый берешит								
1/7-1	0.8578	16.23	0.0819	7.27	0.45	637	103.38	506	36.80
1/7-2	0.4259	12.03	0.06	4.61	0.38	371	44.64	377	17.38
1/7-3	0.3912	10.43	0.0549	5.02	0.48	349	36.41	344	17.26

Окончание таблицы 9

Точка анализа	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, г/г	2 se, %	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, г/г	2 se, %	Rho	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ age (Ma)	2 se, %	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age (Ma)	2 se, %
1/7-4	4.3760	11.97	0.294	6.20	0.52	1660	198.66	1648	102.23
1/7-5	5.0289	7.50	0.336	4.28	0.57	1844	138.36	1857	79.57
1/7-6	1.1491	6.45	0.0954	3.60	0.56	781	50.41	587	21.14
1/7-7	10.7059	7.41	0.521	5.09	0.69	2515	186.48	2680	136.40
1/7-8	20.0082	5.92	0.723	4.27	0.72	3069	181.80	3480	148.53
1/7-9	5.4345	6.01	0.34	4.21	0.70	1883	113.12	1883	79.35
1/7-10	0.6107	10.62	0.073	5.17	0.49	464	49.28	453	23.40
1/7-11	0.5350	10.76	0.0658	5.56	0.52	412	44.32	410	22.80
1/7-12	1.8755	5.94	0.1422	3.99	0.67	1036	61.57	855	34.16
LR-13/1:	Порфиновый трахибазальт								
13/1-1	0.4773	9.07	0.0614	4.51	0.50	393	35.63	384	17.32
13/1-2	0.6683	11.01	0.0613	4.52	0.41	526	57.90	383	17.30
13/1-3	0.4730	11.40	0.0624	5.38	0.47	383	43.66	389	20.94
13/1-4	0.4462	11.27	0.0563	4.55	0.40	384	43.28	353	16.07
13/1-5	0.5861	6.50	0.0696	4.15	0.64	494	32.13	433	17.95
<i>Примечание</i> – Изотопный анализ циркона проводился на квадрупольном масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой Agilent 7900 в ЦКП «Аналитический центр геохимии природных систем» НИ ТГУ (Томск)									

млн лет; III группа – > 1,4 млрд лет. В исследуемой выборке Th/U-отношение в I группе цирконов варьируется от 0,08 до 0,47, во II – от 0,1 до 0,56, т.е. находятся между типично «магматическими» и «гидротермальными» разностями. В цирконах III группы значения варьируются от 0,32 до 0,82, что соответствует «магматическим» разностям.

Большинство проанализированных точек анализов с высокими концентрациями U и Th имеют признаки значительной потери Pb. Так для берешитов Растайского грабена на диаграмме Везерилла (рисунок 22а) выявлена одна возрастная генерация, которая хронологически соответствует ~ (385 ± 9,29) млн лет (четыре точки: 1/7-2; 1/7-3; 1/7-10; 1/7-11), что соответствует границе эйфельского и живетского ярусов среднего девона, согласно (Стратиграфическая шкала, 2019). При этом все двенадцать анализов выровнены вдоль дискордии, которая имеет два пересечения с конкордией (рисунок 21а): верхнее пересечение

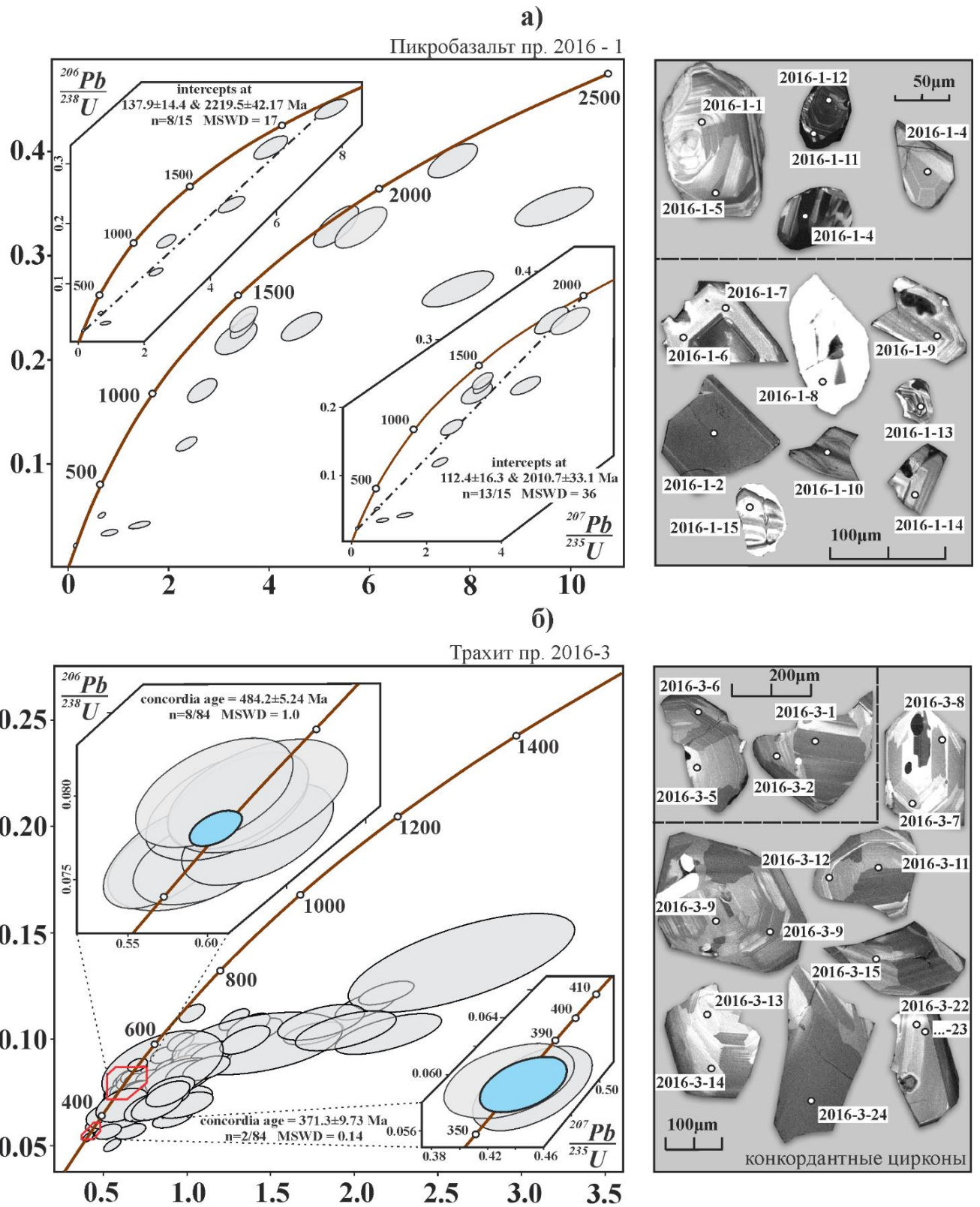


(а) диаграмма с конкордиями для цирконов (12 точек) из порфиروهого берешита;

(б) диаграмма с конкордиями для цирконов (5 точек) из порфиروهого
трахибазальта

Рисунок 22 – U-Pb диаграммы с конкордиями для цирконов из вулканитов

Растайского грабена



(а) диаграмма с конкордиями для цирконов (15 точек) из пикробазальта; (б) диаграмма с конкордиями для цирконов (84 точки) из порфирикового трахита

Рисунок 23 – U-Pb диаграммы с конкордиями для цирконов из вулканитов

Саралинского грабена

с возрастом ($1833,8 \pm 58,5$) млн лет и нижнее пересечение с возрастом ($378 \pm 18,6$) млн лет. Возраст ($1833,8 \pm 58,5$) млн лет интерпретируется как время образования цирконов, тогда как возраст ($378 \pm 18,6$) млн лет, соответствует времени метаморфического и/или термального события. Для порфировых трахибазальтов (рисунок 22б) выявлена также одна возрастная генерация, которая соответствует $\sim (373,28 \pm 9,78)$ млн лет (три точки: 13/1-1; 13/1-3; 13/1-4), что совпадает с границей франского и фаменского ярусов верхнего девона.

Для порфировых пикробазальтов Саралинского грабена (рисунок 23а) возрастныe генерации пересечений с конкордией не установлены, но при этом все точки анализов выровнены вдоль двух дискордий, по которым получены два возрастных интервала: $\sim (2219 \pm 42,17)$ млн лет – $(137,9 \pm 14,4)$ млн лет и $\sim (2010,7 \pm 33,1)$ млн лет – $(112,4 \pm 16,3)$ млн лет. Однако эти возраста имеют очень высокое среднее квадратичное взвешенное отклонение ($MSWD = 17$ и 36), что делает установленный возраст недостоверным.

Из 84 зёрен цирконов пилотакситовых трахитов Саралы (рисунок 23б) на диаграмме Везерилла выявлено как минимум две возрастныe генерации. Первая, хронологически соответствует тремадокскому ярусу нижнего ордовика с возрастом $\sim (484,2 \pm 5,24)$ млн лет ($MSWD = 1$), а вторая – границе франского и фаменского яруса верхнего девона – $(371,3 \pm 9,73)$ млн лет ($MSWD = 0,14$). Обращая внимание на характер распределения точек анализов циркона, установлен факт нарушения изотопной системы с признаками значительной потери Рb, что ставит под сомнение установленные возрастныe генерации.

Делая вывод об изотопной геохронологии вулканитов, становится очевидным, что для получения более достоверных результатов требуются дополнительные исследования подобного рода и, вероятнее всего, на основе изучения бадделеита, с увеличением выборки зёрен или заверки данных более чувствительными методами. Тем не менее, установленный факт повсеместного нарушения изотопной системы цирконов из вулканитов, по-видимому, связан с поствулканическим прогревом пород. Судя по геологическому строению грабенов, это может быть связано, например, с внедрением тел щелочно-

габброидного комплекса (габбро, тералитов), внедрением даек того же состава, а также развитием повсеместной кливажной трещиноватости по вулканитам, выполненной карбонат-кварцевыми жилами, проявлениями барит-полиметаллической (Растай) и редкоземельно-редкометалльной-радиоактивной минерализации.

6 ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА, ГЕОДИНАМИКА И МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ВУЛКАНИТОВ ГРАБЕНОВ

6.1 Геохимическая и изотопно-геохимическая специализация вулканитов

Вопросы, касающиеся источников вещества и первичных магм, анализа геохимической специфики магматитов, как свидетелей работы мантии, имеют первостепенное значение для выяснения петрогенезиса пород, вопросов их геодинамической принадлежности и решаются при помощи различных геохимических методик и разработанных на их основе специальных дискриминационных диаграмм [Балашов, 1976; Vi et al., 2015; Boyce et al., 2015; Cabanis, Lecolle, 1989; Condie, 2001; Gaoxue et al., 2014; He Li et al., 2014; Kelemen et al., 2003; Meschede, 1986; Tarun et al., 2015] и коэффициентов, рассчитанных и представленных в таблице 10.

Один из таких коэффициентов разработан Ю. А. Балашовым (1976). Он считает, что разница в относительной концентрации Eu может служить фундаментальным признаком генетического подразделения пород [Балашов, 1976]: в первичных магмах и сериях пород, формировавшихся в ходе фракционной кристаллизации только темноцветных минералов, нормативное содержание Eu близкое или тождественное хондритовому ($Eu/Eu^* = \sim 1$); в породах, образовавшихся при кристаллизации породообразующих минералов с участием плагиоклазов, должен существовать дефицит (аномалия) относительных содержаний Eu (европиевый минимум).

Опираясь на индикатор Eu/Eu^* , рассчитанный для исследованных пород (таблица 10), можно уверенно сказать, что все члены серий вулканитов грабенов являются мантийными. Вулканиты Саралы и Растая характеризуются значениями показателей Eu/Eu^* , находящимися в пределах 0,8–1,1. Лишь салиты Саралы – трахиты (0,57–0,89), сохраняя мантийные метки и обнаруживая небольшой дефицит Eu, отклоняются от мантийных значений, соответствующих 0,81–1,0

Таблица 10 – Вариации средних отношений редких и редкоземельных элементов в вулканитах Растайского и Саралинского грабенов (в г/г)

Коэффициент	Саралинский грабен						Растайский грабен				
	Субщелочная серия				Щелочная серия	Среднее	Субщелочная серия		Щелочная серия	Высокощелочная серия	Среднее
	Трахи-пикробазальты	Трахибазальты	Трахиандезиты	Трахиты			Трахибазальты	Трахилокбазальты			
Eu/Eu*	0.92-1.1	0.98-1.04	0.8-0.9	0.57-0.89	0.89-0.98		0.87-1.02	0.86-0.99	0.85-1.1	0.93-1.09	
La/Yb	5.29	6.61	7.18	7.61	7.64	6.87	7.88	11.33	10.46	9.39	9.77
La/Lu	35.81	44.45	46.43	49.47	50.11	45.2	60.60	90.63	80.80	73.35	76.3
(Sm/Yb) _N	2.24	2.27	2.20	1.56	2.23	2.1	2.17	2.27	2.0	1.88	2.08
(La/Lu) _N	1.98	2.28	2.62	3.47	2.34	2.54	2.93	3.7	3.33	3.31	3.32
Gd/Yb	2.06	1.97	1.84	1.38	1.94	1.84	1.54	1.79	1.71	1.54	1.65
Zr/Y	5.42	5.82	7.01	10.34	6.07	6.93	5.73	7.6	6.37	5.9	6.4
Zr/Nb	19.10	15.21	15.33	16.18	13.87	15.9	9.86	7.90	5.63	6.31	7.43
Nb/Y	0.28	0.38	0.46	0.64	0.44	0.44	0.58	0.96	1.13	0.94	0.9
Ce/Nb	4.52	3.87	3.91	2.89	3.80	3.8	2.93	2.48	1.90	2.08	2.35
Th/Nb	0.15	0.16	0.33	0.28	0.29	0.24	0.31	0.26	0.19	0.18	0.24
Th/Yb	0.41	0.59	1.34	1.46	1.24	1.01	1.50	2.16	1.81	1.43	1.73
Ta/Yb	0.14	0.19	0.17	0.28	0.10	0.18	0.26	0.45	0.53	0.42	0.42
Y/Nb	3.53	2.61	2.19	1.56	2.28	2.43	1.72	1.04	0.88	1.07	1.18
Yb/Ta	7.04	5.29	5.85	3.61	9.83	6.32	3.80	2.20	1.89	2.40	2.57
TiO ₂ /Yb	1.64	1.79	1.46	0.29	1.75	1.39	0.31	0.46	0.40	0.38	0.39
K, %	0.66	0.85	2.41	4.4	1.76	2.01	0.75	1.45	2.13	1.78	1.52

Примечание – (Sm/Yb)_N и (La/Lu)_N нормированы к хондриту по [Бычков, 2021]

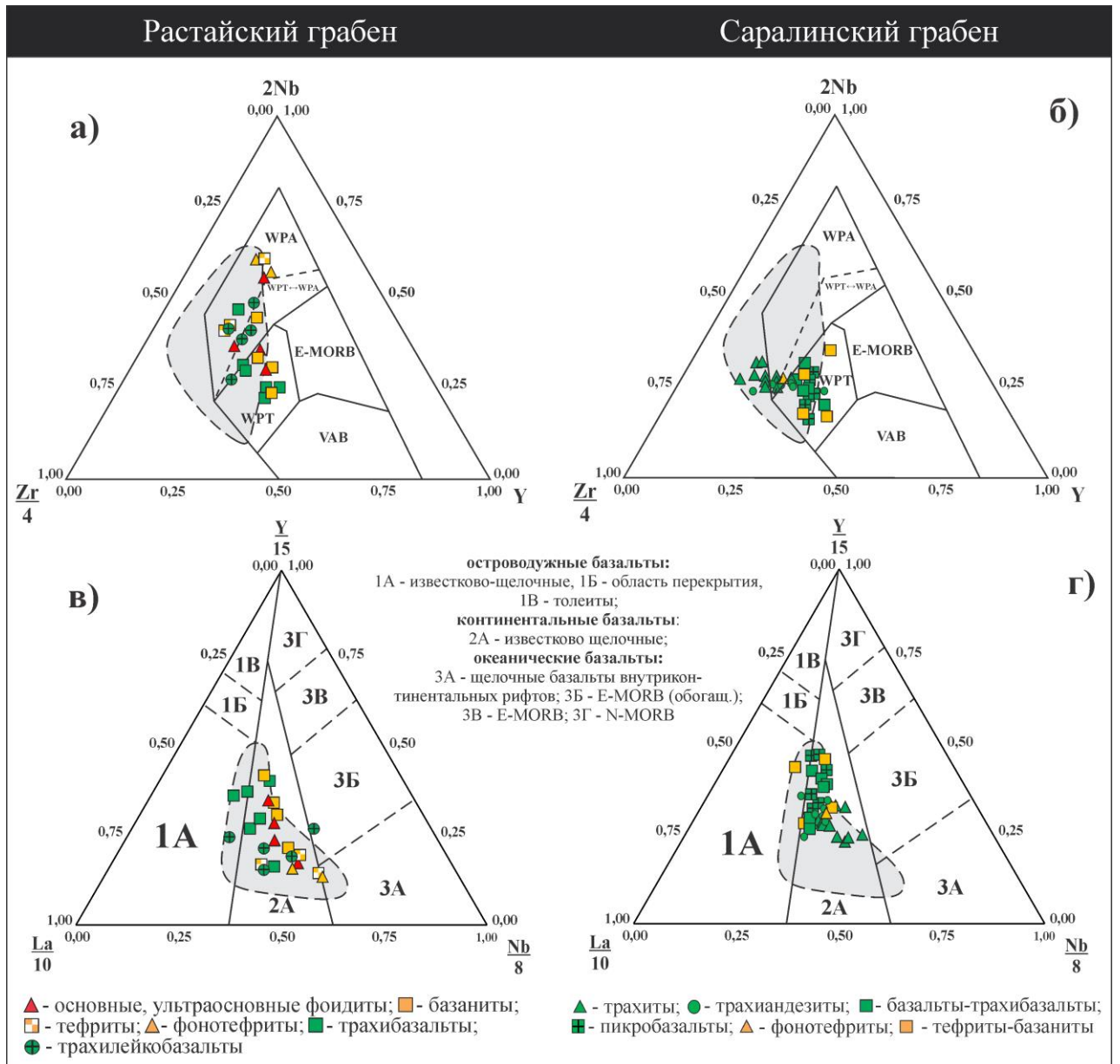
[Балашов, 1976]. Соответственно этим данным, серии грабенов могут считаться мантийными с проявленной фракционной дифференциации первичных магм.

Учитывая наличие резких скачкообразных повышений содержания суммы РЗЭ [Гринёв и др., 2017], в пределах выделенных петрографических разновидностей серий (таблица 10), нельзя исключать, например, проявления ликвации в формировании отдельных членов серий, например, фойдитов или влияния какого-либо другого фактора с похожими последствиями.

Согласно тройным дискриминантным диаграммам $Zr/4-2Nb-Y$, $La/10-Y/15-Nb/8$ [Cabanis, Lecolle, 1989; Meschede, 1986], разработанным для определения геодинамических обстановок формирования базальтов, следует отметить, что составы вулканитов грабенов ложатся в поле внутриплитных толеитов (Сарала), а так же внутриплитных щелочных базальтов (Растай) (рисунок 24 а-б). На диаграмме $La/10-Y/15-Nb/8$ (рисунок 24 в-г) вулканиты грабенов располагаются в поле континентальных известково-щелочных базальтов. В сочетании с близостью реперу ОІВ, установленному при сравнении изучаемых базальтов при помощи спайдерграмм (рисунок 20, 21), можно сделать вывод о том, что по геохимическим данным базальты и базальтоиды грабенов формировались во внутриплитных условиях, близких континентальным рифтам и горячим точкам.

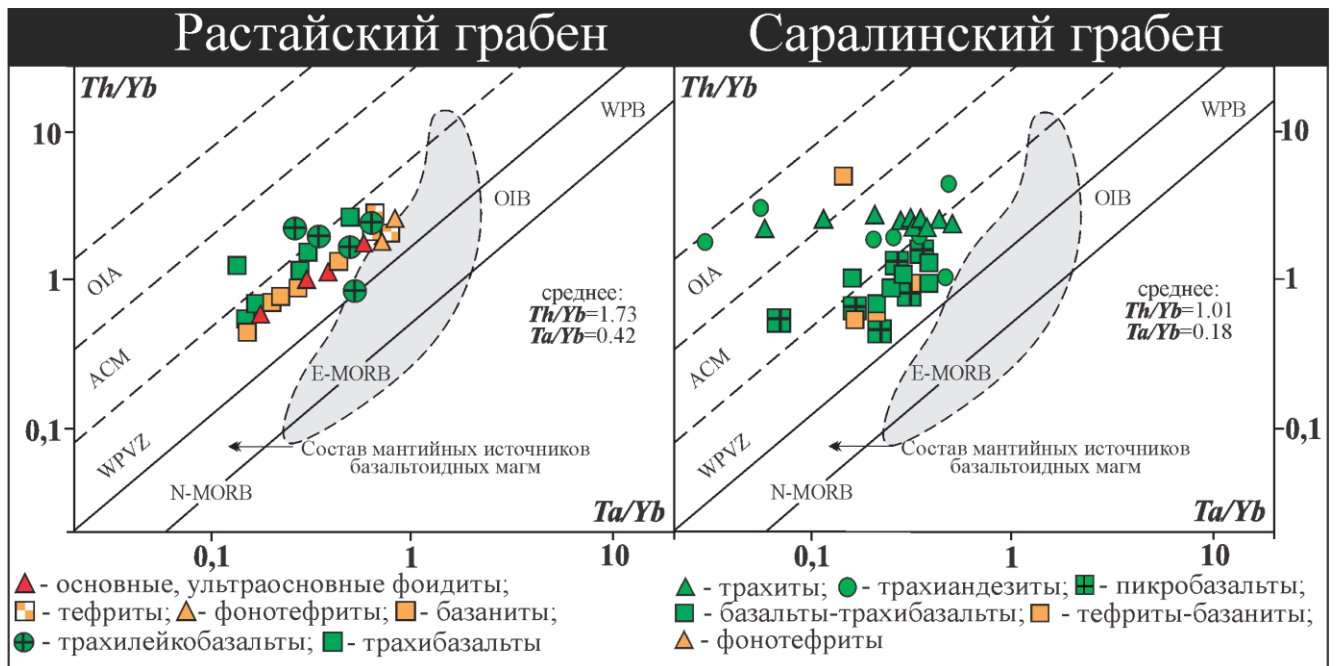
Контурное поле на анализируемых диаграммах отражает составы пород щёлочно-мафитовых плутонов Кузнецко-Алатауской провинции (рисунок 24) и как можно видеть составы вулканитов грабенов занимают либо часть поля составов пород плутонов (Сарала), либо всё это поле (Растай). Это свидетельствует как о вещественной близости пород плутонов и вулканитов грабенов, так и о сходстве геодинамической обстановки их формирования соответствующей плюм-рифтогенному режиму.

В отношении диаграммы $Th/Yb-Ta/Yb$ [Kelemen et al., 2003], так же специализированной на определение геодинамической обстановки формирования пород и корреляции их с мантийными источниками, картина их распределения однозначная (рисунок 25). Довольно плотная группа фигуративных точек



условные обозначения: WPA – внутриплитные щелочные базальты; WPT – внутриплитные толеиты; E-MORB – обеднённые базальты срединно-океанических хребтов; VAB – базальты вулканических дуг. Серое поле – интрузивные породы щелочных мафитов-фойдолитов-нефелиновых сиенитов Кузнецко-Алатауской провинции [Гринёв, 1990]. а-б – тройная диаграмма $Zr/4-2Nb-Y$ [Meschede, 1986]; в-г – тройная диаграмма $La/10-Y/15-Nb/8$ [Cabanis, Lecolle, 1989]

Рисунок 24 – Дискриминационные диаграммы тектонических обстановок для вулканитов Растайского и Саралинского грабенов



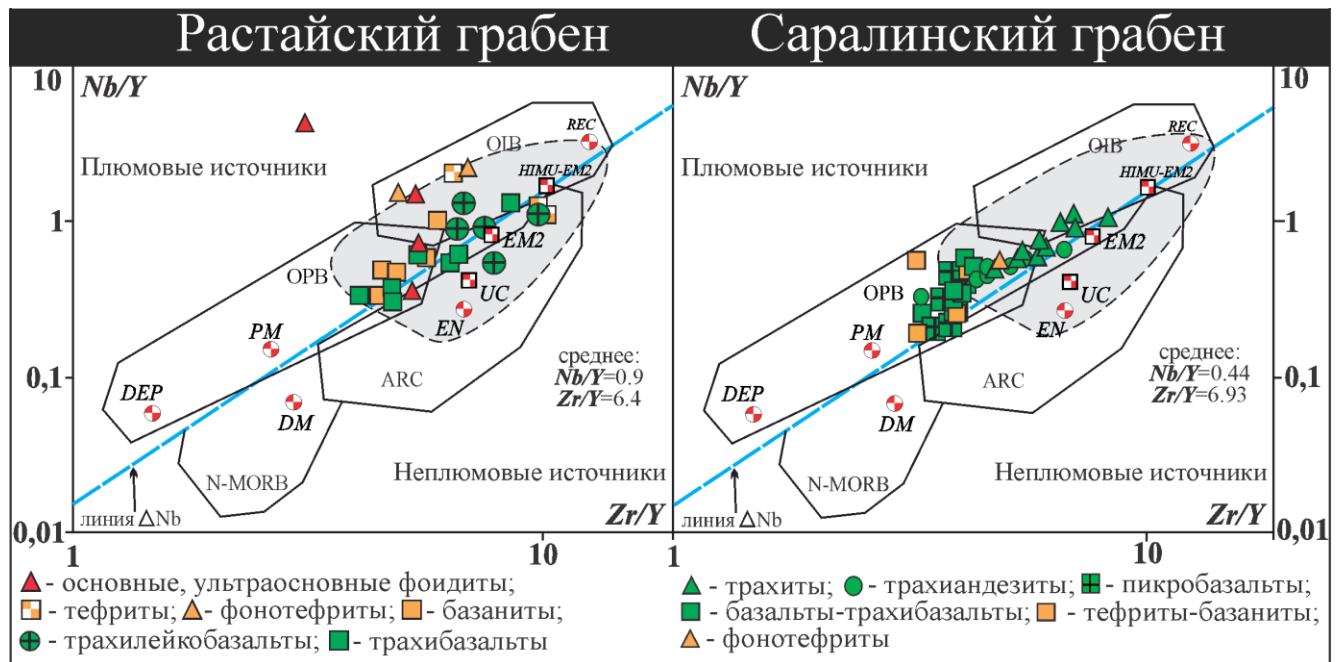
условные обозначения: OIB – внутриплитные континентальные и океанические базальты, E-MORB – базальты срединно-океанических хребтов (обогащенных редкими литофильными элементами); N-MORB – базальты срединно-океанических хребтов (деплетированных); OIA – островные дуги, ACM – активные континентальные окраины, WPVZ – внутриплитные вулканические зоны, WPB – зона составов внутриплитных базальтов. Серое поле – интрузивные породы щелочных мафитов-фойдолитов-нефелиновых сиенитов Кузнецко-Алатауской провинции [Гринёв, 1990].

Рисунок 25 – Бинарная диаграмма Th/Yb–Ta/Yb [Kelemen et al., 2003] для вулканитов Растайского и Саралинского грабенов

вулканитов грабена располагаются в зоне внутриплитных вулканических зон (WPVZ) при соответствии мантийным субстратам E-MORB–OIB (рисунок 25). Часть составов базальтов Растая тяготеют к реперу ACM, соответствующему активной континентальной окраине. Трахиты и трахиандезиты рассеиваются в зону островным дугам (OIA). Характерно, что поле составов щелочных плутонов провинции на данной диаграмме явно смещено в зону мантийных значений индикаторов (мантийных источников магм) E-MORB–OIB.

На диаграмме Конди Nb/Y–Zr/Y [Condie, 2005], разделяющий плюмовые и неплюмовые составы вулканитов, расположение составов пород грабенов

довольно однозначное (рисунок 26). Фигуративные точки составов вулканитов образуют довольно компактное поле вблизи разделительной линии ΔNb , где частично располагаются в краевой части реперного поля ОРВ и в основном в прилегающем к нему поле ОІВ. Стоит отметить, что для вулканитов Саралы характерна обратная тенденция – большая часть точек расположена в ОРВ, меньшая в ОІВ. Часть составов субщелочных базальтов и щелочных базальтоидов



условные обозначения: ОІВ – внутриплитные континентальные и океанические базальты, Е-MORB – базальты срединно-океанических хребтов (обогащенных редкими литофильными элементами); N-MORB – базальты срединно-океанических хребтов (деплетированных); ОІА – островные дуги, АСМ – активные континентальные окраины, WРVZ – внутриплитные вулканические зоны, WРВ – зона составов внутриплитных базальтов; РМ – примитивная мантия; DMM – деплетированная мантия MORB, REC – рециклинговый компонент, EM2 – обогащенная мантия с высоким Rb/Sr, UC – верхняя кора, EN – литосферная мантия, DM – деплетированная мантия, DEP – глубинно-деплетированная мантия. Серое поле – интрузивные породы щелочных мафитов-фойдолитов-нефелиновых сиенитов Кузнецко-Алатауской провинции [Гринёв, 1990].

Рисунок 26 – Бинарная диаграмма Конди Nb/Y–Zr/Y [Condie, 2005] для вулканитов Растайского и Саралинского грабенов

Растая переходят линию ΔNb и располагаются вблизи реперных точек верхней коры, а также смеси умеренно деплетированной мантии, обогащенной мантии и нижней коры (EM2, HIMU–EM2, UC). Фойдиты образуют обособленную группу точек в поле OIB с наибольшей плюмовой компонентой. Рои фигуративных точек вулканитов грабенов располагаются во внутренней части поля составов пород щелочных плутонов Кузнецко-Алатауской провинции. Лишь мафиты Саралы частично выходят за его пределы, располагаясь в поле OPB.

Диаграмма $(Sm/Yb)_N - (La/Lu)_N$ [Bi et al., 2015], позволяет оценить состав и степень плавления мантийного субстрата (рисунок 27) и показывает на двойственное распределение фигуративных точек составов вулканитов грабенов. Основной их тренд простирается по оси шпинелевого лерцолита со степенью плавления до 3 % у Растая и до 10 % у Саралы. Менее насыщенный тренд точек пород располагается между реперным линиями составов шпинелевых и гранатовых лерцолитов при тех же степенях плавления, но уже шпинель-гранатового лерцолита, что возможно указывает на вариации состава протолита. И на этой диаграмме поля составов вулканитов

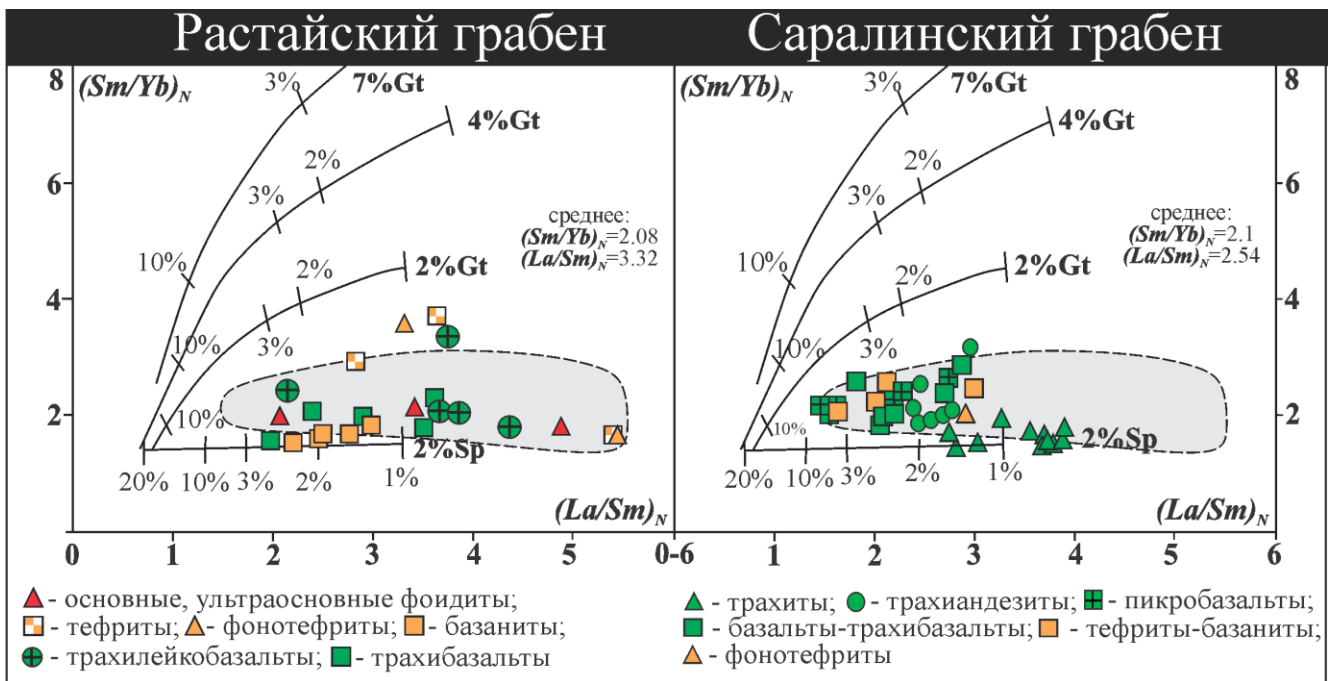


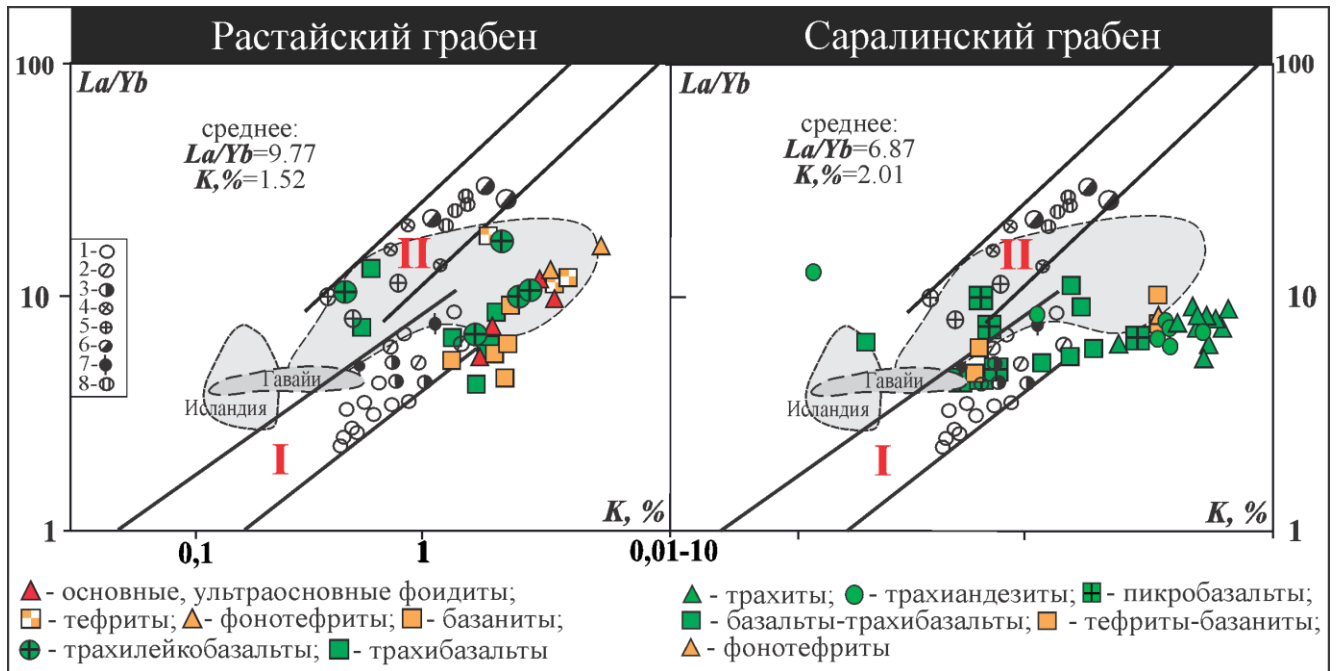
Рисунок 27 – Бинарная диаграмма $(Sm/Yb)_N - (La/Sm)_N$ [Bi et al., 2015] составов и степени равновесного плавления вероятных мантийных субстратов

грабенов совпадают с полями составов пород щелочных плутонов провинции, но имеют в нём более компактное расположение.

Диаграмма La/Yb–K [Балашов, 1976] даёт возможность сравнить изученные вулканиты с исходными расплавами известных провинций мира. На диаграмме реперные составы вулканитов образуют два поля (рисунок 28): первое из них отражает исходные магмы толеитов и высокоглиноземистых базальтов, а второе – базальты океанических островов и Восточно-Африканской системы.

Составы изученных пород так же разделяются на два поля. Большое из них располагается вблизи расплавов гавайитов и высокоглиноземистых базальтов, а меньшее соответствует щелочным базальтам рифтов Восточной Африки. При этом базальты-трахибазальты Саралинского грабена соответствуют континентальным толеитам-траппам Сибирской платформы и высокоглиноземистым и нормальным субщелочным базальтам Стинс Маунтен (Большой Бассейн, штат Орегона США). У Растайского грабена трахибазальты, трахилейкобазальты, тефриты, фонотефриты, фойдиты продолжают тренд поля I и лишь часть трахибазальтов, трахилейкобазальтов располагается в поле II. Подобная картина размещения характерна и для составов вулканитов Саралы, однако общий их тренд ориентирован так, что продолжает тренд гавайитов субпараллельно оси (K, %) и далеко выходит за пределы поля II. Частично эта тенденция характерна и для пород Растайского грабена и, по-видимому, обусловлена геохимической близостью изученных вулканитов горячим точкам (OIB).

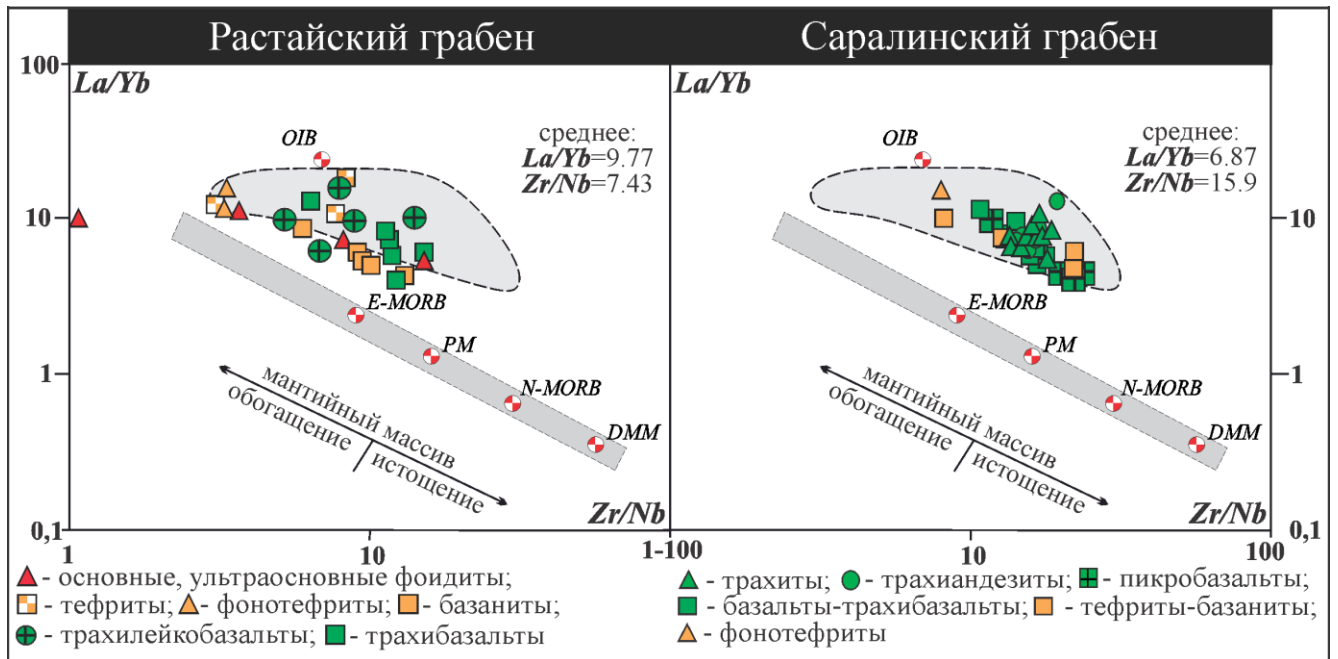
Довольно необычна на данной диаграмме конфигурация поля составов щелочных плутонов Кузнецко-Алатауской провинции. Одна его часть охватывает сектор гавайитов и вулканитов Восточной Африки, а другая продолжается за пределы поля I диаграммы, простираясь по оси (K, %) за пределы поля II диаграммы, где охватывает часть пород Растайского и Саралинского грабенов, но значительная часть составов вулканитов Саралы оказывается на периферии поля составов плутонов, демонстрируя тем самым более калиевый состав пород плутонов провинции и тенденцию их эволюции, сходную с гавайитами.



условные обозначения: 1 – континентальные толеиты – траппы Сибирской платформы; 2 – высокоглиноземистые и нормальные субщелочные базальты Стинс Маунтэн; 3 – высокоглиноземистые базальты Курильских островов и Камчатки; 4 – пикриты и базальты умеренной щелочности Восточно-Африканского и Западно-Африканского рифтов и Коморских островов; 5 – щелочные базальты Гавайских островов; 6 – пикритовые базальты острова Гоф; 7 – субщелочные базальты Коморского архипелага и острова Сен-Поль; 8 – мелилитовые базальты серии повышенной щелочности Восточно-Африканского рифта; I – поле толеитов и высокоглиноземистых базальтов; II – поле щелочных и субщелочных базальтов океанических островов и Восточно-Африканской системы рифтов [Балашов, 1976]. Серое поле – интрузивные породы щелочных мафитов-фойдолитов-нефелиновых сиенитов Кузнецко-Алатауской провинции [Гринёв, 1990]

Рисунок 28 – Корреляция отношения La/Yb с концентрацией K в первичных магмах: толеитах, высокоглиноземистых и щелочных базальтах различных провинций по [Балашов, 1976] и их сравнение с породами грабенов

Диаграмма $La/Yb-Zr/Nb$ [Gaoxue et al., 2014] позволяет оценить к обогащенному или истощенному мантийному массиву принадлежат вулканы грабенов (рисунок 29). Вывод здесь довольно однозначен, довольно плотный рой

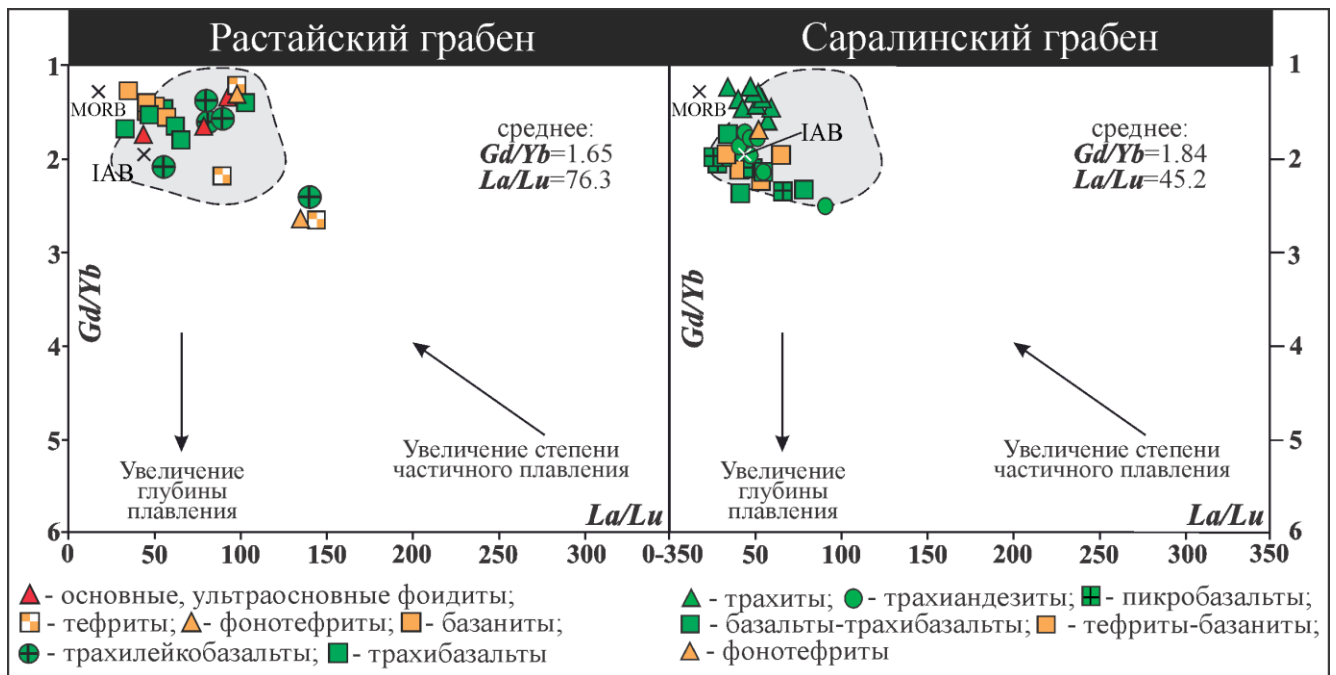


условные обозначения: OIB – внутриплитные континентальные и океанические базальты, E-MORB – базальты срединно-океанических хребтов (обогащенных редкими литофильными элементами); PM – примитивная мантия, N-MORB – базальты срединно-океанических хребтов (деплетированных), DMM – деплетированная мантия MORB. Серое поле – интрузивные породы щелочных мафитов-фойдолитов-нефелиновых сиенитов Кузнецко-Алатауской провинции [Гринёв, 1990].

Рисунок 29 – Бинарная диаграмма $La/Yb-Zr/Nb$ [Gaoxue et al., 2014] геохимических индикаторов источников вещества вулканитов грабенов

фигуративных точек располагается в интервале обогащённых источников E-MORB–OIB с удалением от мантийного массива в сторону OIB. Фойдиты образуют отдельный рой точек, приближенный к мантийному массиву диаграммы. Составы вулканитов грабенов располагаются в контурах поля составов пород щелочных плутонов провинции.

В координатах $Gd/Yb-La/Lu$ [Boyce et al., 2015], оценивающих общие тенденции глубины и степени плавления мантийного субстрата, а также близости пород реперам MORB и IAB, выявляются следующие относительные тенденции распределения составов вулканитов грабена (рисунок 30). Большая часть фигуративных точек вулканитов располагается вблизи расплавов MORB и в



условные обозначения: IAB – базальты активных континентальных окраин и островных дуг; MORB – базальты срединно-океанических хребтов. Серое поле – интрузивные породы щелочных мафитов-фойдолитов-нефелиновых сиенитов Кузнецко-Алатауской провинции [Гринёв, 1990].

Рисунок 30 – Бинарная диаграмма Gd/Yb–La/Lu [Boyce et al., 2015] сравнительной оценки глубины и масштабов плавления протолитов

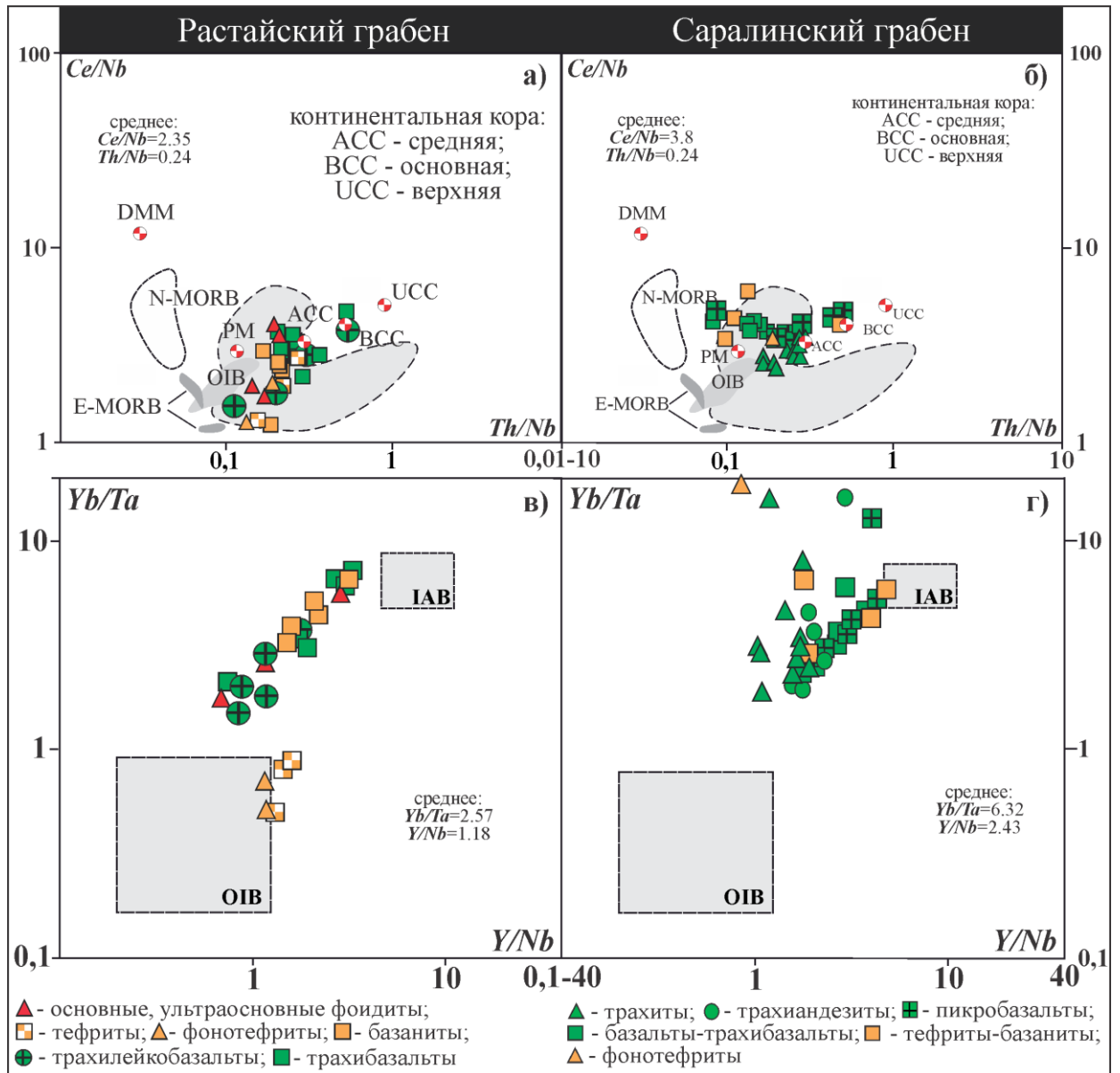
меньшей степени IAB. При этом большая часть субщелочных базальтов Растая и трахиты Саралы характеризуются, согласно диаграмме, меньшей степенью плавления, относительно щелочных базальтоидов. Отдельные фигуративные точки располагаются вне основной группы составов грабенов и должны характеризоваться наименьшей степенью плавления. Та же тенденция проявлена в отношении глубины плавления мантийного субстрата. Наиболее глубинными являются субщелочные базальты, а наименее – щелочные базальтоиды. Наблюдается так же определенная корреляция между степенью плавления и глубиной формирования. Основной же вывод состоит в том, что эти параметры имели вариативный характер при генерации первичных расплавов серий, менявшихся, видимо, в зависимости от интенсивности тектоно-магматической активности в пределах провинции и магмогенерирующего очага.

Составы вулканитов грабенов занимают в основном часть поля составов пород щелочных плутонов провинции и лишь частично располагаются вне его. В координатах $Ce/Nb-Th/Nb$ [Tarun et al., 2015], отражающих два основных реперных тренда: мантийного $DMM-N-MORB-E-MORB$ и мантийно-корового $E-MORB-OIB-PM-ACC-BCC$ взаимодействия (рисунок 31 а-б), рой точек составов вулканитов грабенов однозначно принадлежит второму тренду, свидетельствующему об участии в магмогенезе источников $OIB-PM$, $E-MORB$ и взаимодействии их с веществом нижней и средней коры, причем контаминации в большей степени были подвержены субщелочные базальты. Точки составов фойдитов ближе всего соответствуют OIB и $E-MORB$, а часть пикробазальтов и тефритов-базанитов Саралы образуют дополнительный тренд, протягивающийся в сторону $N-MORB$.

Своеобразным на данной диаграмме является форма поля распределения составов пород плутонов щелочной Кузнецко-Алатауской провинции. Оно имеет V-образную форму, как и основные дискриминационные тренды диаграммы: $DMM-N-MORB-E-MORB$ и $E-MORB-OIB-PM-ACC-BCC$, но смещено по оси Th/Nb на одно деление шкалы, что обусловлено повышенными содержаниями в исследуемых породах содержаний Th и Nb . Рост фигуративных точек вулканитов Растайского грабена располагается диагонально в пределах V-образного поля пород плутонов, соответствуя тренду $E-MORB-OIB-ACC-BCC$, с тенденцией отклонения в сторону источника PM . А рой фигуративных точек вулканитов Саралы распадается на два тренда: один из них, как и у Растая совпадает с трендом $E-MORB-OIB-ACC-BCC$, а другой, представленный пикробазальтами, базальтами, трахибазальтами, тефритами-базанитами отклоняется и достигает положения мантийного источника PM и располагается почти целиком в левой верхней части V-Образного поля составов пород плутонов щелочной провинции.

По всей вероятности, это фиксирует двойственную природу мантийных источников исследуемых магматитов: с одной стороны $E-MORB-OIB$, а с другой $OIB-PM$ и оба тренда направлены в сторону $ACC-BCC$.

Рассмотрение фигуративных точек составов вулканитов грабенов в



условные обозначения: IAB – базальты активных континентальных окраин и островных дуг; OIB – внутриплитные континентальные и океанические базальты, E-MORB – базальты срединно-океанических хребтов (обогащенных редкими литофильными элементами); PM – примитивная мантия, N-MORB – базальты срединно-океанических хребтов (деплетированных), DMM – деплетированная мантия MORB. Серое поле – интрузивные породы щелочных мафитов-фойдолитов-нефелиновых сиенитов Кузнецко-Алатауской провинции [Гринёв, 1990]. а-б – бинарные диаграммы Ce/Nb–Th/Nb [Tarun et al., 2015], в-г – бинарные диаграммы Yb/Ta–Y/Nb [He Li et al., 2014]

Рисунок 31 – Бинарные диаграммы геохимических индикаторов источников вещества вулканитов грабенов

координатах Yb/Ta–Yb/Nb [He Li et al., 2014] с реперами OIB и IAB носит закономерный характер. При этом вулканиты Растая формируют два поля распределения составов пород. Большее из них образует протяженный тренд между полями OIB и IAB и в этом тренде субщелочные базальты располагаются ближе к OIB, а щелочные базальтоиды к IAB. Малое поле фойдитов Растая в части щелочных базальтоидов располагается на краю поля OIB (рисунок 31 в-г). Такое расположение фигуративных точек свидетельствует о том, что при всей близости к составам OIB и IAB, изученные породы имеют хорошо выраженную своеобразие к сходству с тем и другим источниками.

Изотопный Nd–Sr состав пород является важным индикатором процессов магмо- и петрогенезиса [De Paolo, Wasserburg, 1979; Dickin, 2005], а в связи с отсутствием фракционирования радиогенных изотопов допускается, что первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в породах/расплавах могут свидетельствовать о природе их протолита, а также установить дополнительную характеристику изменчивости состава источников расплавов [Воронцов, Федосеев, 2010; Врублевский, Дорошкевич, 2021]. Изотопные Sr–Nd характеристики вулканитов грабенов приведены в таблице 11.

Изучаемые вулканиты регистрируют достаточно стабильные и близкие значения отношений первичных изотопов неодима $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(i)$: Растай – 0,512529–0,512766; Сарала – 0,512237–0,512354. Однако значения $\epsilon\text{Nd}(t)$ характеризуются более широкими вариациями, что может быть связано с возрастанием в расплаве доли вещества EM-типа: Растай (-7,78–(-4,87)), Сарала (-6,5–(-3,89)) и рециклинговой коры. Широкий диапазон первичных изотопных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)$ и $\epsilon\text{Sr}(t)$ вулканитов Растайского (0,70431–0,70501; +3,94–(+14,0)) и Саралинского (0,70408–0,70459; +0,7–(+7,91)) грабенов характеризуется обогащением радиогенного ^{87}Sr , особенно у вулканитов Растая. Обогащение радиогенным ^{87}Sr для пород щелочной провинции Мартайги уже отмечалось для PZ-MZ щелочных комплексов Алтае-Саянской складчатой области [Krupchatnikov et al., 2015; Vorontsov et al., 2021].

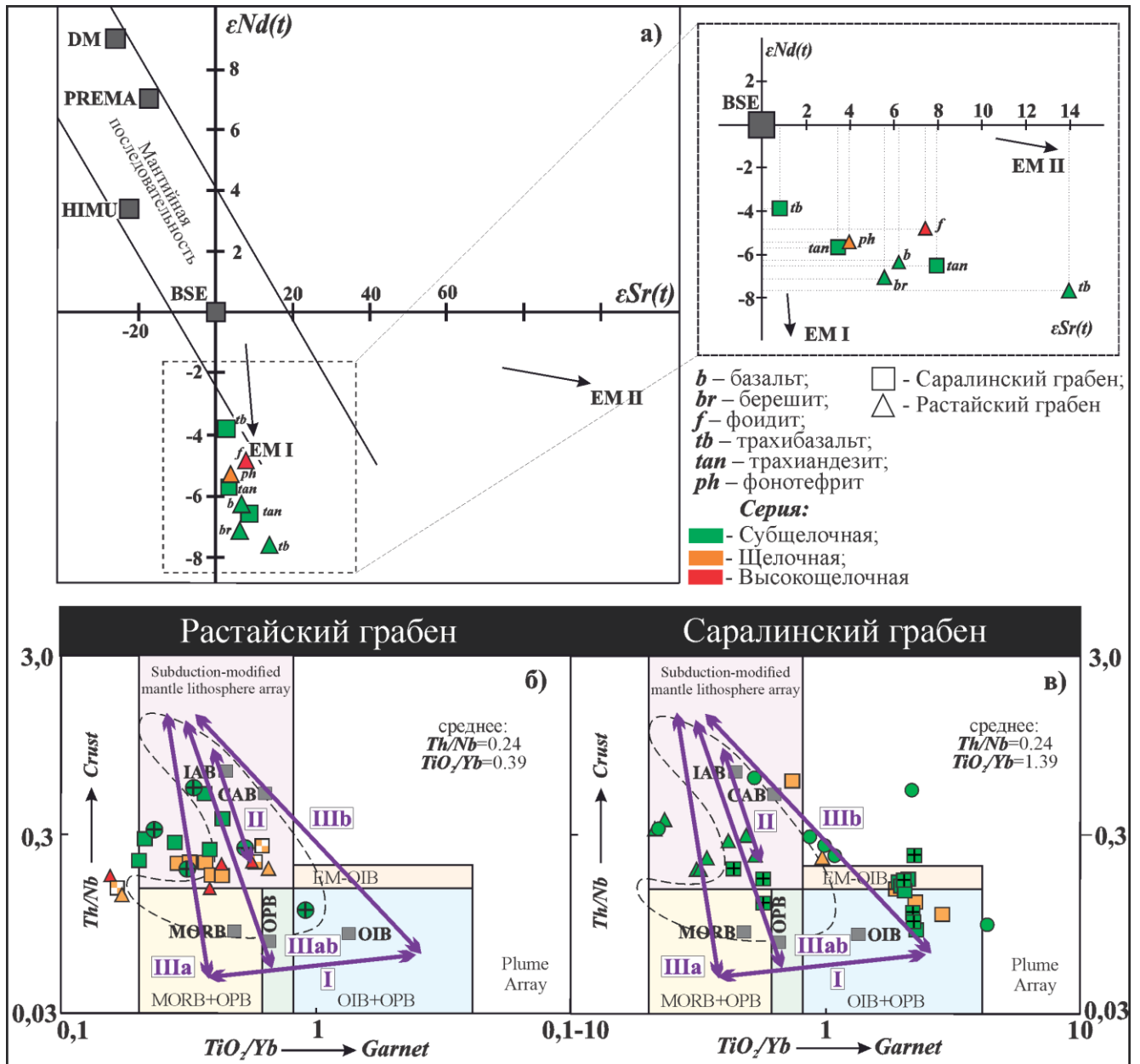
Таблица 11 – Изотопный (Sm–Nd и Rb–Sr) состав вулканитов Саралинского и Растайского грабенов в г/т

№ образца (вал)	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$	$\epsilon\text{Nd}(t)$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})$	Порода
	г/г							
Саралинский грабен								
2016-7	7.817	36.592	0.129129	0.512641 ± 11	0.512302	-6.51	921	Трахиандезит
2016-14	5.283	20.637	0.154742	0.512837 ± 18	0.512431	-3.99	814	Базанит
2016-18	6.161	26.894	0.138478	0.512799 ± 22	0.512436	-3.9	715	Трахибазальт
2016-30	10.243	45.589	0.132894	0.512785 ± 25	0.512437	-3.89	692	Трахит
2016-39	13.649	59.852	0.137837	0.512775 ± 10	0.512414	-4.34	757	Фонотефрит
2016-42	14.131	50.744	0.168325	0.512784 ± 21	0.512343	-5.72	1235	Трахиандезит
Растайский грабен								
КА21-1/5	5.146	30.174	0.103078	0.512624 ± 18	0.512354	-5.51	727	Фонотефрит
КА21-12/5	4.666	24.176	0.116663	0.512543 ± 19	0.512237	-7.78	956	Тефрит
КА21-14/1	4.222	23.964	0.106492	0.512592 ± 15	0.512313	-6.30	796	Базальт
КА21-26/3	3.143	13.033	0.145752	0.512648 ± 70	0.512266	-7.22	1130	Берешит
ЛР-5	7.216	30.090	0.144945	0.512766 ± 41	0.512386	-4.88	855	Фоидит
ЛР-13/3	10.322	56.509	0.110411	0.512529 ± 12	0.512240	-7.73	919	Трахибазальт
№ образца (вал)	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 2\sigma$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	$\epsilon\text{Sr}(t)$	Возраст млн лет	Порода
	г/г							
Саралинский грабен								
2016-7	16.17	551.45	0.082731	0.70504 ± 33	0.70459	+7.91	~ 385	Трахиандезит
2016-14	56.21	343.18	0.462122	0.70700 ± 28	0.70447	+6.2	~ 385	Базанит
2016-18	16.63	641.4	0.073152	0.70448 ± 56	0.70408	+0.7	~ 385	Трахибазальт
2016-42	58.61	170.75	0.968447	0.70958 ± 39	0.70427	+3.42	~ 385	Трахиандезит
Растайский грабен								
КА21-1/5	47.60	1557.6	0.086222	0.70478 ± 35	0.70431	+3.94	~ 385	Фонотефрит
КА21-26/3	36.70	737.2	0.140458	0.70519 ± 39	0.70442	+5.5	~ 385	Берешит
ЛР-5	77.78	2417.8	0.090764	0.70505 ± 47	0.70455	+7.4	~ 385	Фоидит
ЛР-13/3	33.37	245.1	0.384192	0.70712 ± 41	0.70501	+14.0	~ 385	Трахибазальт

На изотопной Sr–Nd диаграмме (рисунок 32а) точки составов вулканитов образуют компактное поле, которое смыкается с трендом мантийной корреляции и находится в квадранте обогащенных (EM1/EM2-типы) источников вещества. Все эти данные указывают на то, что вулканиты грабенов имеют мантийную изотопную сигнатуру и, возможно, обогащены литосферным рециклинговым и коровым веществом, в ходе контаминации первичного мантийного расплава веществом метасоматизированной литосферной мантии и континентальной коры (рисунок 32а). Состав предполагаемого корового компонента характеризуется величиной $\epsilon Nd < (-8)$, что резко отличает его от общепринятых очевидных средних составов верхней ($\epsilon Nd = -25$) или нижней континентальной коры ($\epsilon Nd = -30$) [Геохимия ... , 2008], что возможно обусловлено его рециклинговой и более глубинной природой.

Важным способом для определения тектонической и петрогенетической идентификации источников вулканитов грабенов и их геодинамической плюмовой или смешанной природы является определение «КИП-отпечатка» (вклада крупных изверженных провинций в вещество изучаемых пород) с использованием двух индикаторов неподвижных (инертных) элементов (критериев) [Pearce et al., 2021]: Th/Nb – критерия поступления первичных расплавов в земную кору для мониторинга субдукции-метасоматоза и ассимиляции в земной коре, и Ti/Yb – критерия остаточного граната для мониторинга глубины и степени плавления (плюмовости – неплюмовости) субстрата. Так как субдукция мало влияет на Ti/Yb и поскольку плавление перидотита не приводит к значительному фракционированию Th/Nb, эти два параметра независимы в процессах петрологии и в большинстве случаев дают объективную геохимическую совокупную оценку со стороны вклада плюмовых источников, литосферной мантии и коры [Pearce et al., 2021].

Для исследуемых пород проекция составов вулканитов грабенов на диаграмме Th/Yb–TiO₂/Yb (рисунок 32 б-в) соответствует распределению континентальных базальтов характерных для КИП [Pearce et al., 2021]. Так как генезис КИП включает множество возможных источников астеносферной магмы,



мантийные резервуары: DM (деплетированная мантия), PREMA (преобладающая мантия), HIMU (мантия с высоким соотношением U/Pb), BSE (валовый состав силикатной земли), EM I и EM II (два типа обогащенной мантии, характеризующиеся высокими значениями $^{143}Nd/^{144}Nd$ и $^{87}Sr/^{86}Sr$, соответственно) приведены в соответствии с их современными изотопными параметрами [Zindler, Hart, 1986]. а – изотопный Nd–Sr- состав вулканитов грабенов; б-в – бинарная диаграмма $Th/Nb - TiO_2/Yb$ по [Pearce et al., 2021]

Рисунок 32 – Дискриминационные диаграммы тектонических обстановок для вулканитов Саралинского и Растайского грабенов

то графики известных мантийных базальтовых комплексов КИП показывают наличие определённых трендов, основанных на выделенных трёх различных типах источников, обозначенных в работе [Pearce et al., 2021] как I–III (рисунок 32 б-в). Некоторые КИП состоят только из одного типа, тогда как другие содержат два или более типов мантийных плюмовых источников. В последнем случае переход от одного типа к другому обычно отражает изменение петрогенеза в пространстве и/или во времени в зависимости от вариаций составов мантийных источников (MORB; OIB; EM–OIB и др.) и составов литосферной мантии с участием IAB и SAB или коры.

В нашем случае дисперсия вулканитов Саралинского грабена соответствует базальтам КИП IIIb (OIB, EM–OIB плюма и субдукционно-модифицированной литосферной мантии (SZLM) ± IAB, SAB) и IIIab (MORB, OPB, источник преддуговых и задуговых базальтов плюма и SZLM ± IAB, SAB) типа, а Растайского – IIIab типа, что указывает на очевидное взаимодействие плюма и литосферы [Pearce et al., 2021]. При этом стоит отметить, что вулканиты последнего имеют свой тренд, отличный от трёх основных и залегающий в полях OIB-SMML. Тип IIIb простирается по диагонали от массива SZLM до сегмента OIB-OPB, переходный тип IIIab до зоны перекрытия MORB-OIB группы плюмов. Подобная позиция говорит о том, что предполагаемыми аналогами изученных вулканитов могут являться базальтовые формации континентальных покровов (плато Декан) и рифтогенные бассейны, связанные с внутриконтинентальными КИП (оливин-нормативные базальты группы Каролина) [Pearce et al., 2021]. Дисперсии типа III фиксируют очевидный вклад магм из обоих источников, поскольку они имеют геохимические тренды, распространяющиеся между массивами плюма и SZLM. По сути, это объясняется двумя причинами: взаимодействием плюма с рециклинговой корой и/или взаимодействием плюма с SZLM.

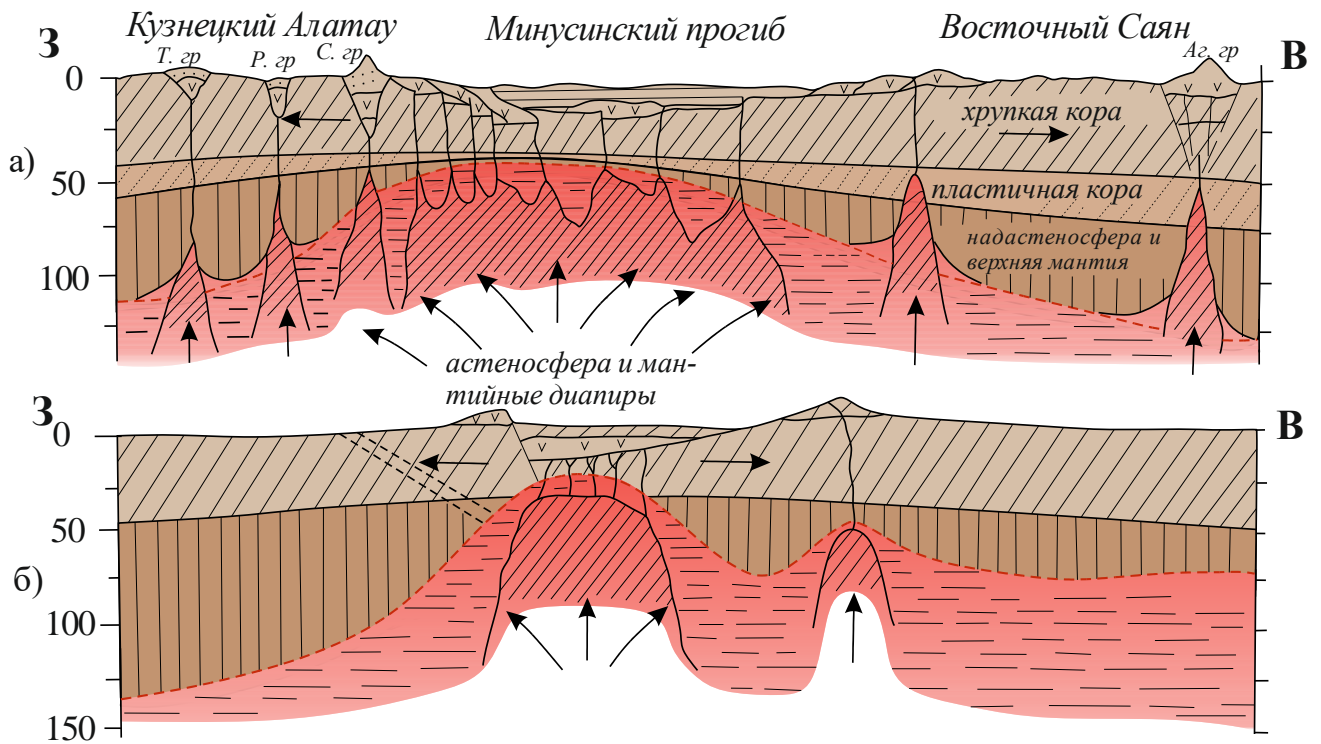
Основным результатом анализа диаграмм Th/Yb–TiO₂/Yb (рисунок 32 б-в) является то, что источником вулканитов грабенов послужили магмы, плюма, образованные из обогащенной мантии, или плюма при низкой степени плавления

нормальной обогащенной мантии, требующей большого взаимодействия с субдукционно-модифицированной литосферной мантией или континентальной корой, что выражается в диагональных трендах простираения, которые классифицируются как тип Шб [Pearce, 2021]. Тип Шаб является переходным между Ша и Шб. При этом Ша тип является противоположной демонстрацией Шб типа (истощенная мантия, высокая степень плавления, небольшое взаимодействие с SMML) и образует почти вертикальные тренды.

Контур составов щелочных габброидов плутонов на диаграмме [Pearce et al., 2021] оконтуривает большую часть фигуративных точек составов вулканитов грабенов, за исключением мафитов Саралинского грабена, приуроченных к квадранту составов OIB и EM-OIB, характеризующему диагональный тип Шб диаграммы, которые в квадранте IAB, CAB характеризуются наибольшей контаминацией с веществом SZLM и, видимо, более конкретно – земной коры. При этом, следует отметить, что в целом поле фигуративных точек составов мафитов плутонов щелочной провинции имеют V-образную конфигурацию. Одна ветвь поля параллельна источникам плутонов I типа (океанического типа), но охватывает верхние сектора MORB-OIB, а также поля базальтов преддуговых и задуговых бассейнов. А вторая ветвь в наибольшей степени параллелизуется с типом Шаб, характерном для вулканитов Растайского грабена.

6.2 Некоторые петрологические и геодинамические аспекты формирования вулканитов

Интерпретация полученных данных при анализе геохимических дискриминационных диаграмм позволяет предположить следующее. Магмогенерирующая зона (очаг) грабенов периодически испытывала декомпрессионный приразломно-многоканальный эффект, способствующий флюидно-магматической деятельности, обусловленный тектонической обстановкой присводового растяжения, характерной для сводовых континентальных рифтов (рисунок 33). Зона магмогенерирующего субстрата



а – Кузнецко-Минусинско-Востоchnосаянская [Гринёв, 1994] рифтогенная структура; б – Кенийская [Logatchev, 1976] рифтогенная структура

Рисунок 33 – Схематические поперечные разрезы рифтогенных сводово-флексурных структур [Гринёв, 1994; Grinev et al., 2019] с дополнениями автора

имела определенный вертикальный размах и включала мантийные «слои» разной вещественно-геохимической специализации, унаследованной от сложной додевонской истории региона, как, например, это представляется в астеносферно-литосферно-коровых моделях Кенийского и Алтае-Саянского рифтов (рисунок 33). Вулканизм имел волновой (импульсный) характер, возобновлявший генерацию последовательно возникавших расплавов, соответствующих субщелочной базальтовой, щелочной базальтоидной и фойдолитовой сериям (Растай) и субщелочной базальтовой и базальтоидной сериям (Сарала), одновременным с вулканитами базырской, берешской и ашпанской свит Горячегогорского плато. Состав субстрата был специализирован на генерацию высокоглиноземистых, щелочных магм при низких степенях его плавления (до 3 % у Растая и до 10 % у Саралы). По составу протолит соответствовал шпинелевому и шпинель-гранатовому лерцолитам. Система магмогенерации оживлялась плюмовыми эманациями, включавшими флюидно-магматическое

взаимодействие вещества плюма и протолита. В пределах литосферы и земной коры, благодаря насыщенности флюидами, расплавы взаимодействовали с разноглубинным литосферным веществом с метками E-MORB, EM2, IAB, а также веществом нижней и средней коры, сохраняя плюмовые метки. Для флюидитов нельзя исключать ликвационную природу с отделением от первичных выплавок, под влиянием пересыщения их флюидными компонентами или образование самостоятельной выплавки.

Особо следует остановиться на происхождении трахитовых и трахидацитовых расплавов. К сожалению, предпринятые исследования цирконов из этих пород не позволили определить достоверный возраст трахитов Саралы. Полученные значения возраста $\sim (371 \pm 9,73)$ млн лет являются омоложенными и не имеют однозначной оценки. Исследования будут продолжены на основе изучения бадделеита из этих пород. Тем не менее, совокупность геохимических данных, включая дискриминационные диаграммы, показывают, что именно трахиты и трахидациты в большей степени имеют признаки участия в их составе корового вещества. В то же время в некоторых образцах трахитов под микроскопом нередко встречаются реликты оливина, замещённые вторичными продуктами, что говорит о их определённом родстве с мафитовыми расплавами магмогенерирующей системы.

В проблеме происхождения трахитов Саралинского грабена, по-видимому, ведущим фактором является тектонический. Имеется в виду периферическое расположение грабена в пределах кольцевой структуры щелочной провинции и одновременно на стыке обрамляющего Кузнецко-Алатауского плеча палеорифта и осевой его депрессионной Тувинско-Минусинской зоны. Это способствовало тому, что при проседании осевой зоны Минусинско-Тувинского свода в конце эмса произошло перекрытие каналов поступления расплавов в обрамляющих эти прогибы проницаемых зонах, что, возможно, послужило причиной формирования коровых промежуточных очагов с генерацией трахитов и трахидацитов. В свою очередь проседание внутренней купольной зоны кольцевой структуры щелочной провинции примерно в это же время усилило эффект формирования салитовых

расплавов корового происхождения. По крайней мере подобный механизм формирования трахитов предполагается Х. Серенсенем [Серенсен, 1976] для крупнейших вулканических трахитовых куполов Восточно-Африканской рифтовой системы.

6.3 Минерагенические свидетельства флюидно-мантийно-корового происхождения вулканитов грабенов

Для оценки минерагенической специализации вулканитов грабенов были использованы данные ICP-MS анализов вулканитов, на основе которых была построена диаграмма содержания и распределения в них металлов в сравнении с этими же характеристиками в земной коре (рисунок 34). Анализ диаграммы показывает, что геохимический спектр металлов в вулканитах практически идентичен у всех разновидностей серий грабенов и весьма близок по количественному содержанию этих металлов. Отмечается некоторое фоновое повышение содержаний анализируемых металлов (от Sc до Ta) для пород Растайского грабена по отношению к Саралинскому (рисунок 34).

По отношению к реперу кларковых содержаний металлов в земной коре, по [Бычков, 2021], металлы от Sc до Zn значительно (от 0,3 до 0,5 порядка), но превышают кларковые содержания их в земной коре (рисунок 34). Исключение составляют несколько более низкие содержания, по сравнению с кларком, Ni, Cu и Ta в щелочной серии Саралы. Следует также отметить явную геохимическую аномалию содержания Вi в породах Растайского грабена.

В отношении благородных металлов вулканиты грабенов выше кларковых по содержанию Au и Ag и заметно меньше по содержанию Pt, тогда как содержания Pd близки как в вулканитах, так и в земной коре.

С целью углубленной оценки минерагенического потенциала вулканитов они изучались макро- и микроскопически на присутствие рудных минералов и определения их состава. Из пород с выявленными макроскопически и под лупой выделениями рудных минералов изготавливались полированные пластинки для

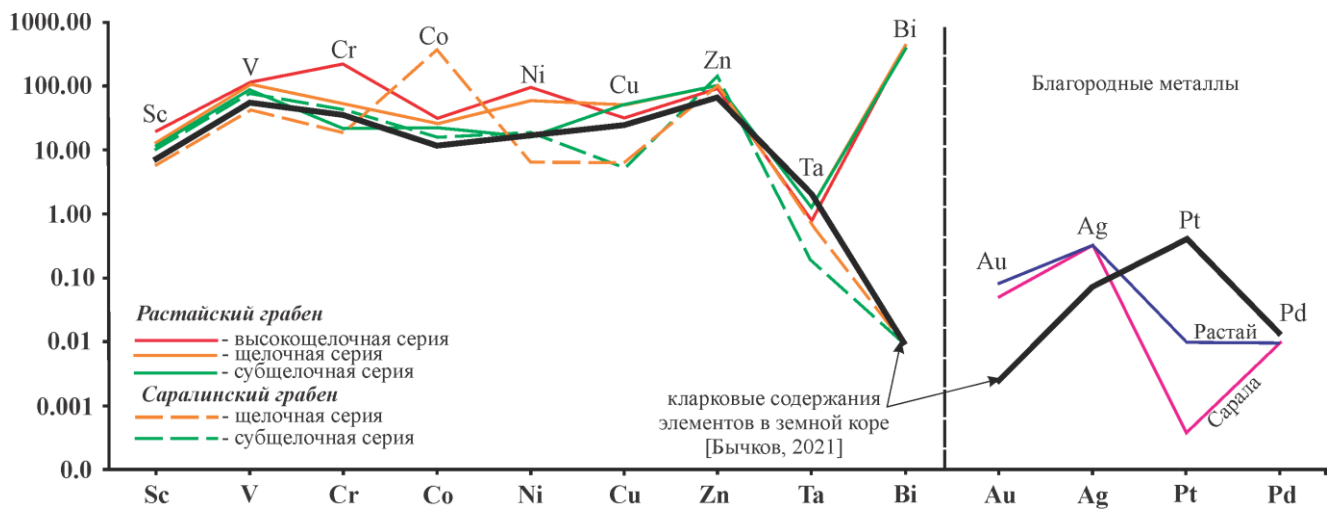


Рисунок 34 – Диаграмма распределения и содержания металлов в вулканитах грабенов в сравнении с характером распределения и содержания их в земной коре анализа на РЭМе (12 пластинок). В ходе специализированного изучения на растровом электронном микроскопе в вулканитах, кроме породообразующих и наложенных, впервые было обнаружено более 30 рудных минералов (таблицы 4, 5). Они представлены, кроме типичных для пород оксидов железа и титана, аксессуарными, редкометалльно-редкоземельными и радиоактивными минералами (Nb-Ta, U-Th, РЗЭ – лёгкими, средними и тяжёлыми, минералами сложного состава типа Nb-Ta-U-Zr-РЗЭ), большой гаммой самородных металлов и их сплавов, сульфидами. Характер распределения этих образований в разновидностях вулканитов грабенов показаны в таблицах 4, 5.

Примечательно, что наиболее разнообразная минерализация характерна для миндалекаменных порфировых базальтов, трахибазальтов, плагиопорфиритов и берешитов, и в меньшей степени для долерито-базальтов, как пород, обогащённых флюидами при извержении.

Самородная и сульфидная минерализации наиболее распространены во всех породах, особенно характерны для миндалекаменных порфировых базальтов, и халькопирит-пиритовая для всех пород, но в меньшей степени для берешитов. При этом в трахибазальтах Саралы установлены довольно высокие концентрации этой минерализации (до 5–10 %). В приповерхностных условиях она подвергается замещению гидроокислами железа и выщелачиванию.

В породах Растая наиболее развита галенит-халькопирит-пиритовая минерализация, ассоциируемая с баритом. В отношении наличия редкометалльно-радиоактивной минерализации отличаются миндалекаменные тефриты и особенно берешиты Растайского грабена.

Ценную информацию о геохимических аспектах режима вулканизма дали исследования пород на растровом электронном микроскопе.

Для пород Саралинского грабена впервые были установлены многочисленные микровключения самородных металлов и их сплавов в интрателлурических вкрапленниках вулканитов (плагиоклазах, пироксенах), основной массе, а также и нередко в миндалинах пород. Этот факт свидетельствует об восстановительных условиях флюидного режима вулканитов на стадиях зарождения и начала кристаллизации первичных расплавов (включения интрателлурических вкрапленников), при кристаллизации расплавов на подходе к поверхности и в местах излияний (основная масса пород), а также на начальной стадии поствулканических изменений (миндалины).

Важное значение имеет и состав установленных типов минерализации изученных вулканитов (таблицы 5, 6). Среди них выделяются: 1) самородные металлы и их сплавы; 2) сульфиды; 3) редкоземельно-редкометалльно-радиоактивная ассоциация минералов.

Весьма многочисленными являются микровключения самородных металлов (Ag, Cu, Fe, Sn, Hg) и их сплавов (Cu-Ni, Cu-Sn, Cu-Sn-Sb, Cu-Zn, Fe-Cu, Fe-Ni-Cu, Fe-Zn, Fe-Cr-Ni, Ni-Cu-Sn), характерных для вулканитов Саралы. В Растайском грабене установлены только микровключения Cu, Fe-Cu и Fe-Zn, что, возможно, связано с меньшим количеством просмотренных полированных пластинок или большей интенсивностью гипергенного изменения вулканитов.

Сульфидная минерализация Саралы представлена галенитом, халькопиритом, пиритом, ковеллином, халькозином и сфалеритом. Причём выделяется два типа базальтовых вулканитов с разным составом и количеством сульфидов, находящихся в соседних разрезах. Один из них содержит редкую вкрапленность преимущественно «белых» сульфидов (сфалерит и др.). Другие

явно специализированы на сульфиды (до 5–10 %), которые интенсивно замещаются гидроокислами железа и выщелачиваются из породы. По всем признакам это первичные сульфиды состава халькопирит, пирит, ковеллин.

Сульфиды вулканитов Растайского грабена представлены галенитом, пиритом, пиритом с примесью Ni и Co, сфалеритом, халькозином и пирротинном. Зачастую с ними ассоциируют баритовые и карбонат-баритовые прожилки и жилы, что позволяет предложить их барит-полиметаллическую ассоциацию с медным уклоном.

Редкоземельно-редкометалльно-радиоактивная минерализация Саралы представлена карбонатами РЗЭ, фосфатами РЗЭ, полуторной окисью Се, апатитом, цирконом, бадделеитом, иногда ассоциирующими с флюоритом.

Для субщелочных, щелочных вулканитов Растайского грабена, кроме апатита, моноцита, аллонита и циркона, циркона (\pm U, Th), бадделеита установлены собственные минералы U-Th, U-Th-Nb, Nb-Ta-U, Nb-Ta-U-Zr-РЗЭ, Nb-Ta-Ba, минералы РЗЭ. Минералы располагаются в виде микровключений в породообразующих минералах, основной массе. Нередко имеют хорошо огранённые зёрна, а иногда и нечёткие внешние границы. Суммарное количество элементов на микрозонде обычно составляет 80–85 %, что, по-видимому, указывает на присутствие в их составе газовой-флюидной фазы. Можно предполагать, что данная минерализация имеет как первичное происхождение, так и переотложенный характер, вследствие поствулканических изменений.

На элементном уровне необходимо отметить, что состав самородных элементов имеет доминирующий халькофильный (Cu, Zn, Sb, Sn, Pb, Hg, Bi), сидерофильный (Fe, Co, Ni, Pd) и литофильный (с учётом оксидов Fe и Ti пород) характер (Ti, V, Cr, Mn, Pb, Sr, Y, Zr, Nb, Ba, TR⁺, Hf, Ta, Th, U).

Это сильно сближает набор этих элементов с халькофилами метеоритов (Fe, S, P, As, Sb, Bi, Zn, Cu, Ag, Mn, Cr, V, Ti, Ca, Mg, Na, K), ультраосновными и основными породами. По совокупности признаков этот элементный набор со своей стороны свидетельствует о глубинном плюмово-мантийном характере изученных вулканитов грабенов, но который был вовлечён в магмообразование и

взаимодействие с вмещающей средой литосферы и коры посредством флюидной составляющей, присущей плюмовому магматизму.

Прямых измерений флюидной составляющей вулканитов Кузнецко-Алатауской провинции в литературе не имеется. Тогда как для плутонов провинции имеются работы подобного рода, подтверждающие образованием фенитов высокие (до аномальных) содержания восстановленных флюидов (H_2 , CH_4 , C_2H_6 , C_3H_8 , CO , CO_2) и высокие температуры гомогенизации газожидких включений породообразующих минералов (900–1270 °C) [Шацкий, 1975; Базарова и др., 1976; Гринёв, 1990; Сазонов и др., 2000].

Наблюдения за разрезами вулканитов грабенов показывают, что нижняя толща, коррелируемая с базырской свитой, отличается сравнительно спокойным типом извержений ритмичного характера, с умеренным «вскипанием» лишь кровельных частей мощных потоков лав. Однако, в разрезах щелочных вулканитов, отмечается явно повышенное содержание миндалекаменных пород и интенсивные поствулканические изменения. Нефелин в этих породах почти полностью замещён вторичными минералами, основная масса тоже в значительной степени изменена. Состав вулканитов становится заметно более дифференцированным. Для ряда вулканических центров здесь отмечаются взрывные извержения, что в совокупности говорит о повышенной флюидоносности вулканитов щелочных серий.

Геохимические исследования вулканитов грабенов в работе имели в первую очередь петрологический характер, тем не менее в ряде случаев результаты показали на их существенное значение как возможных источников ценного минерального сырья.

Заслуживают внимания данные по содержанию некоторых благородных металлов в исследованных вулканитах грабенов (таблица 12), полученных по ограниченному количеству проб, представляющих почти все разновидности вулканитов грабенов (кроме фонотефритов Саралы и трахитов Растая). Анализ данных таблицы показывает, что почти все разновидности пород специализированы на Au, Ag и некоторые определённые платиноиды. Вулканиты

Таблица 12 – Содержания благородных металлов в вулканитах грабенов (г/т)

Элементы		Ru	Pd	Ag	Pt	Au	Число проб	
Породы	Саралинский грабен	Пикробазальт	0–0.01	0.01–0.07	0.28–1.31	0.02–0.65	0.00–0.56	5
		Тефрит	0.01–0.02	0.02–0.03	0.39–14.78	0.02–0.04	0.03–0.32	4
		Трахибазальт	0–0.03	0.03–0.04	0.49–0.66	0.03–0.05	0.01–0.17	4
		Трахиандезит	0.09–0.32	0.11–0.16	1.19–4.96	0.11–0.20	0.6–25.87	4
		Трахит, трахидацит	0–0.02	0.09–0.32	1.28–4.4	0.09–0.30	0–0.46	7
	Растайский грабен	Фоидит	н. п.	–	0–0.079	< 0.01	0.008–0.04	2
		Базанит	н. п.	< 0.001	0.04–0.11	< 0.01	0.03–0.07	2
		Тефрит	н. п.	0.002	0.04	< 0.01	0.005	2
		Трахибазальт	н. п.	–	0.02–0.04	< 0.01	0.02–0.03	2
		Трахилейкобазальт	н. п.	0.004	0.005–0.05	< 0,01	0.02–0.03	2
Кларк	Основные породы	0.006	0.02	0.1	0.02	0.04	[Иванов, 1997]	
	Земная кора	0.02	0.01	0.07	0.05	0.0043	[Бычков, 2021]	
<p><i>Примечание</i> – «н. п.» означает, что определение содержания Ru в вулканитах Растайского грабена не проводилось, «–» означает концентрацию элемента ниже чувствительности анализа. Определение содержания благородных металлов проводилось методом атомно-абсорбционной спектрометрии (ААС) в Институте геологии и минералогии им. В. С. Соболева Сибирского отделения РАН (г. Новосибирск).</p>								

Растая характеризуются несколько меньшими содержаниями Au и Ag. Содержания проанализированных элементов в большинстве проб превышают кларковые как в земной коре, так и в основных породах на 1 и более порядков, вплоть до значимых и промышленных значений.

Наибольшие концентрации (г/т) Ru (0,09–0,32) и Au (0,6–25,87) установлены у трахиандезитов, Pt (0,65) у пикробазальтов, Pd (0,32) у трахитов, и серебра (0,39–14,78) у тефритов Саралинского грабена.

В связи с этим необходимо напомнить, что для щелочно-габброидных плутонов Кузнецко-Алатауской провинции с середины 90-х и последующих годов была установлена и оценена промышленно значимая золото-платиноносность с довольно богатой минералогией. Результаты этой работы отражены в целой серии статей и монографий [Гринёв, 1990; 2001; 2003а, 2003б; 2010; Гринев, Сазонов, 1996; 1997; Сазонов, Гринев, 1996; Сазонов и др., 1997; 2000; Sazonov et al., 1998].

В отношении редкометалльно-редкоземельно-радиоактивной минерализации следует отметить, что она, как и сульфидная, обнаружена и подтверждена аналитически здесь впервые и в минеральных видах характерных для богатых промышленных руд (Nb–Ta, U–Th, РЗЭ). Следует отметить установленную геохимическую аномалию висмута (до 0,7–1,0 %) в поле развития щелочных базальтов Растайского грабена.

Возвращаясь к теме морфоструктурного анализа, имеющего и практическое значение, среди выделенных структур особое значение имеет купольная, вулкано-интрузивная Малоильинская морфоструктура с диаметром 10 км. Её важность заключается в том, что восточная половина структуры располагается в обрамляющем плече грабена в пределах подробленной тектоникой мелких блоков складчатых толщ V–С₁ возраста. На космоснимках в её пределах фиксируются более мелкие купольно-кольцевые морфоструктуры с не вскрытыми эрозией щелочными массивами. В свалах водотоков восточной половины структуры установлены обильные свалы ийолитов, а также ийолит-порфиоров с ксенолитами (автолитами?) абсолютно «свежих» крупнокристаллических уртитов, уртит-порфиоров, аналогичных Кия-Шалтырским. Всё указывает на то, что

Малоильинская морфоструктура перспективна на открытие уртитов кияшалтырского типа.

В разрезах вулканыты грабенов в той или иной степени подвержены наложенным поствулканическим изменениям разной интенсивности с преобладающим развитием хлорита, кальцита, в некоторых местах барита, флюорита, а также кварца, вплоть до кварцевых жил и прожилков. В общих чертах эти изменения приводят к формированию metabазальтов и базальтовых метасоматитов – пропилитов.

Распространение пропилитов не повсеместное, а структурированное в зонах интенсивного развития кливажа, трещиноватости, наложенных приразломных слабо складчатых деформаций в прибортовых и центральных частях грабенов. А также в местах развития субвулканических и дайковых тел. Минералогический состав вторичных изменений представлен для Саралы: альбитом, кальцитом, кварцем, иллитом, хлоритом, мусковитом, эпидотом, титанитом, анальцимом, баритом, охотскитом, пренитом и родохрозитом. Для Растайского грабена установлены: альбит, кальцит, хлорит, эпидот, мусковит, серицит, титанит, барит и Fe-карбонат.

Основные изменения касаются темноцветных минералов и основной массы пород и в меньше степени вкрапленников плагиоклаза. Периодически в обнажениях встречаются пятна и прожилки эпидозитов. В целом доминируют изменения альбит-хлоритовой фации и локально вскрываются, видимо, более глубинные актинолит-эпидотовые образования. На данном уровне эрозии, по всей вероятности вскрываются верхние пятнисто-прожилковые зоны установленных типов минерализации.

Таким образом, можно заключить, что установленные микровключения самородных металлов и сплавов, барит-полиметаллическая ассоциация и редкоземельно-редкометалльно-радиоактивная минерализация отражают как глубинный характер вещественного состава вулканытов, характерный для щёлочно-основных и карбонатитовых комплексов, так и продукты их

преобразования на поздне- и поствулканических стадиях угасания мантийной системы.

Следует дополнить, что в работе [Государственная ... , 2019], по материалам работ ПГО «Берёзовгеология», в связи с грабенами отмечаются не только пропилиты, но и березиты, иногда золотоносные, а также жилы калишпатолитов, несущие U–Th–РЗЭ оруденение. Обычно они характеризуют прибортовые зоны грабенов и выходят во вмещающие породы. Эти особенности оруденения, установленные предшественниками в 60–70 годах XX века, дополнены новыми данными по составу и рудоносности вулканитов внутренних частей грабеновых структур.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Морфотектоника и магматизм девонских Саралинского и Растайского грабенов являются неотъемлемой частью формирования Кузнецко-Алатауской щёлочно-мафитовой вулкано-плутонической провинции. Их изучение позволило во многом конкретизировать и на современном уровне охарактеризовать основные параметры их становления в рамках провинции и Алтае-Саянского палеорифта. Важным мотивом в этом плане является факт того, что грабены и щелочная провинция представляют собой тектоно-магматические образования обрамляющего плеча палеорифта, что составляет важную специфику их структурно-тектонической позиции. С этой точки зрения тектоника и магматизм плеч палеорифта рассматриваются впервые и позволяют выявить неизвестные ранее их особенности.

Не менее значимым является оценка особенностей структурно-тектонической позиции изученных грабенов в пределах ареала щелочной провинции, которая, как оказалось, накладывает свой отпечаток на состав вулканитов и их минерагению. Так, например, периферийное положение Саралинского грабена сопровождалось полноценным субщелочным и щелочным пикробазальт-трахитовым, а осевое Растайского грабена трахибазальт-базальтоидным с фойдитами вулканизмом с изменением некоторых их вещественных и минерагенических характеристик.

Сравнение установленных параметров вулканитов грабенов с Горячегорским вулканическим плато, как стратотипом, а также с составом пород щёлочно-мафитовых плутонов, подтвердило на новых геохимических данных их комагматичность, доминирующее генетическое единство и согласованную схему формирования разнофациальных магматитов провинции.

Наиболее важные результаты проделанной работы, отражённые в защищаемых положениях, заключаются в следующем.

Применение морфотектонического подхода к анализу грабенов и щелочной провинции в целом предало новый импульс в понимании закономерностей

формирования исследуемых вулcano-тектонических структур. Во-первых, наличие отрисованной предшественниками палеозойской кольцевой морфоструктуры провинции в северной части Кузнецкого Алатау объясняет структуру зонально-кольцевого размещения её щёлочно-мафитовых плутонов. Во-вторых, эндогенный купольно-кольцевой тип этой морфоструктуры, в отличие от ударных космических, имеет определённую схему формирования: на активной стадии возникает купол, с зонами растяжения, на пассивной – проседание купола и завершение формирования основных элементов её внутреннего строения. В сочетании с унаследованными субмеридиональными разломными зонами Кузнецкого Алатау, ответвляющимися от Кузнецко-Алатауского линеамента, кольцевая структура провинции убедительно объясняет имеющиеся закономерности размещения как грабенов, так и разнофациальных магматитов провинции и подчёркивает специфику их формирования в условиях обрамляющего горстообразного плеча палеорифта.

Морфоструктурный анализ грабенов показал, что они не являются грабен-синклиналями, как считалось долгое время. В общем случае они имеют пикробазальт-трахибазальтовое платобазальтовое основание, на котором формируется совокупность частных вулcano-тектонических и вулcano-плутонических структур с определённой миграцией центров извержения внутри грабенов, которые после завершения вулканизма существенно проседают и вкладываются друг в друга подобно «туристическим стаканчикам». Непонимание этого аспекта приводит к сугубо ошибочному составлению сводных грабен-синклинальных разрезов грабенов.

Применение анализа контрастного теневого рельефа грабенов, с заверкой установленных куэстообразных гряд вулканитов на местности, убедительно демонстрирует ритмично-импульсный и стадийный характер вулканизма в пределах частных морфоструктур и грабенов в целом. Дополнительными целенаправленными петрографическими исследованиями частных разрезов морфоструктур этот анализ позволяет отследить основные тенденции эволюции вулканитов в частных разрезах в стратиграфическом и вещественном выражении,

вплоть до выделения доминирующих петрохимических серий каждого из грабенов. А это в свою очередь открывает возможность провести стратиграфическую и вещественную корреляцию грабенов с Горячегогорским стратотипом, расположенным на северо-восточной периферии ареала провинции и тем самым восстановить схему проявления стадийного вулканизма провинции.

Специфика петрографического изучения палеотипных вулканитов заключается в том, что макроскопически, а нередко и под микроскопом очень трудно определить принадлежность породы к той или иной конкретной разновидности, особенно у стекловатых разновидностей. В этом случае на помощь приходят пересчёты химических анализов на нормативный нефелин. Именно таким образом, нефелинсодержащие вулканиты, аналоги берешской свиты Горячегогорского плато, были установлены в пределах Саралинского и Раствайского грабенов, в которых они наращивали разрез нижней (пикробазальтовой и трахибазальтовой) толщи грабенов.

Выделение предшественниками Алтае-Саянского девонского палеорифта, а затем и КИП, соответствующей ему, определяет природу магматитов как плюм-рифтогенную. Однако остаётся проблема определения причин формационного разнообразия установленных серий магматитов, в зависимости от принадлежности их к различным морфоструктурам палеорифта и к гетерогенным структурам его додевонского цоколя. По этой причине выявление плюм-рифтогенных меток в составе изученных вулканитов по совокупности геологических, структурно-тектонических и вещественных признаков является неотъемлемой и актуальной задачей, как и сравнение состава вулканитов грабенов с вулканитами Горячегогорского стратотипа и породами щёлочно-мафитовых плутонов провинции.

Основные выводы этой части исследования заключаются в том, что вулканиты грабенов, аналогично горячегогорским вулканитам и породам плутонов, специализированы на Al_2O_3 , CaO , $\sum Fe_2O$, Na_2O , K_2O , TiO_2 , P_2O_5 , а также ряд редких и рассеянных элементов, характеризующих магматиты провинции и рифтовые системы мира.

Совокупность дискриминантных геохимических и изотопно-геохимических диаграмм, применённых в работе, позволили утверждать, что вулканиты грабенов формировались в условиях внутриплитной плюм-рифтогенной обстановки под влиянием аномального тепла и флюидов плюма. Предполагаемый по геохимическим и изотопно-геохимическим данным исходный мантийный субстрат (протолит), генерировавший первичные пикробазальтовые и трахибазальтовые расплавы имел шпинелевый и ограниченно гранит-шпинелевый лерцолит, который испытывал 3–10 % объёмное плавление. Возникшие расплавы OIB типа эволюционировали по законам фракционной дифференциации и, вероятно, с уровня астеносферы взаимодействовали с гетерогенной и метасоматизированной литосферной мантией с участием в ней рециклингового корового материала (PM, EM-2, E-MORB, N-MORB) и земной коры (BCC, ACC). При этом начальные толщи вулканитов периферийного Саралинского грабена имели доминирующий пикробазальтовый, нередко сульфидизированный и высокотитанистый расплав, а заканчивались массивными извержениями трахитов и трахидацитов. Вулканиты Раствайского грабена, расположенного в осевой зоне провинции, имели пикробазальт-трахибазальтовый состав, средний уровень титанистости и более высокую щёлочность с проявлением фойдитов. Трахиты распространены здесь незначительно.

Извержения и внедрения трахитовых расплавов завершали вулканизм грабенов и по данным определения возраста сингенетичных цирконов имели среднедевонский возраст (требующий уточнения). Массовые извержения трахитов Саралы в работе объясняются периферийной позицией грабена и постбазитовым перекрытием каналов поступления расплавов глубинного очага в пределах средней и верхней коры в следствие оседания купола кольцевой структуры провинции при превращении её в купольно-кольцевую. Возможно, этот эффект перекрытия глубинных каналов усиливался в ходе параллельного оседания трансрегионального свода, соответствовавшего рифтовой системе в целом, приведшего к морфотектоническому оформлению плеч палеорифта.

Помимо вещественного изучения валового состава вулканитов важное значение имеет изучение состава породообразующих, аксессуарных, рудных и автometасоматических минералов, в разной мере хранящих законсервированные вещественные включения исходных расплавов, результатов промежуточной дифференциации и завершающих этапов консолидации излившихся лав. В их составе нередко содержатся следы мантийности-коровости продуктов эволюционирующей мантий системы, а также индикаторы потенциальной рудоносности исследуемых пород.

В ходе исследования ювенильно-магматических вкрапленников, магматических и флюидно-магматических образований основной массы и флюидно-гидротермальных образований автometасоматического этапа становления вулканитов, впервые было установлено следующее.

Во вкрапленниках, основной массе и миндалинах вулканитов Саралы установлены многочисленные микровключения самородных Ag (\pm Pd, Ru, Rh), Cu, Ni, Sn, Sb, Zn, Fe, Hg, а также медно-полиметаллическая минерализация в пикробазальтах и трахибазальтах. Кроме того, в субщелочных и щелочных вулканитах основного, реже среднего состава установлены высокие (до промышленных) концентрации Au и проявления редкоземельных фосфатов и карбонатов. Эти образования являются свидетельством ювенильной природы данных образований на протяжении всей эволюции исходных расплавов от выплавления до консолидации, а также указывают на восстановительный флюидный режим вулканизма.

Для Растайского грабена установлена барит-полиметаллическая минерализация, нередко видимая макроскопически. Щелочные вулканиты и флюидиты специализированы на редкоземельно-редкометалльно-радиоактивную минерализацию как собственных минералов U, Th, Nb-Ta, РЗЭ, так и минералов, содержащих комплекс этих элементов. Эти минералы содержатся в виде выделений аксессуарного типа, а также, по-видимому, выделений переотложенного поствулканического типа. Отмечен повышенный геохимический фон пород на Au и Ag, но менее интенсивный нежели у мафитов

Саралы. В серии образцов установлены аномальные содержания W_i (до 10 000 г/т). В вулканитах Растая заметно меньше включений самородных металлов, возможно в следствие большей степени изменения пород с поверхности.

В зонах разрывных нарушений и интенсивного кливажа, поражающих толщи вулканитов, отмечаются наложенные метасоматиты типа пропилитов, жилы и пятна эпидота, а также ветвящиеся кварц-карбонатные системы жил и прожилков. Наличие эпидотовых образований среди пропилитов могут свидетельствовать о среднем уровне эрозионного среза разрезов вулканитов грабенов.

Необходимо так же отметить, что в пределах Малоильинской вулканоплутонической морфоструктуры Растайского грабена имеются признаки уртитового оруденения. Помимо крупного интрузивного тела тералитов, здесь обнаружены микройолиты, ийолиты, дайки уртит-порфиров, камптонитов, а также ийолит-порфиры с включениями (ксенолитами, автолитами) крупнокристаллических уртитов Кия-Шалтырского типа. По основным характеристикам эта морфоструктура подобна Кия-Шалтырской, включая её размеры, морфологию и состав нефелин-пироксеновых пород.

Дальнейшие исследования могут быть посвящены разработке постадийной схемы проявления плюм-рифтогенного режима в условиях обрамляющего поднятия (Кузнецко-Алатауского «плеча») девонского Алтае-Саянского палеорифта. Для этого предполагается дополнить результаты исследований Растайского и Саралинского грабенов, аналогичными данными по изучению сопряженного с ними Талановского грабена. Полученные результаты станут новейшим обновлением геологического строения и важным звеном в оценке минерагенических перспектив девонского магматизма региона, что в свою очередь сможет усовершенствовать (дополнить) систему прогнозных и поисковых критериев новых рудных объектов.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

1. Адылбаев Р. Р. Петрография и минералогические особенности вулканитов трахипикробазальт-трахитовой серии Саралинского грабен-рифта (Кузнецкий Алатау) / Р. Р. Адылбаев, О. М. Гринёв // Проблемы геологии и освоения недр: труды XXV Международного симпозиума имени академика М. А. Усова студентов и молодых ученых, посвященного 120-летию горногеологического образования в Сибири, 125-летию со дня основания Томского политехнического университета. – Томск : Изд-во Томского политехнического университета, 2021. – Т. 1. – С. 42–44.

2. Адылбаев Р. Р. Минералого-петрографический состав основных разновидностей вулканитов Саралинского грабена (Кузнецкий Алатау) / Р. Р. Адылбаев, О. М. Гринёв // Проблемы геологии и освоения недр : труды XXVI Международного симпозиума имени академика М. А. Усова студентов и молодых ученых, посвященного 90-летию со дня рождения Н. М. Расказова, 120-летию со дня рождения Л. Л. Халфина, 50-летию научных молодежных конференций имени академика М. А. Усова. – Томск : Изд-во Томского политехнического университета, 2022. – Т. 1. – С. 41–43.

3. Алабин Л. В. Геология и условия образования Центральнинского и Кундатского массивов мартайгинского гранитоидного комплекса (Кузнецкий Алатау) : автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. / Л. В. Алабин. – Новосибирск, 1968. – 24 с.

4. Алабин Л. В. Строение и состав Бериккульской свиты (Кузнецкий Алатау) / Л. В. Алабин, В. А. Врублевский // Вопросы минералогии и петрографии Западной Сибири. – Томск : Изд-во Том. ун-та, 1972. – С. 195–204.

5. Базарова Т. Ю. Магматогенная кристаллизация по данным изучения включений расплавов / Т. Ю. Базарова, И. Т. Бакуменко, В. П. Костюк. – Новосибирск : Наука, 1975. – 218 с.

6. Балашов Ю. А. Геохимия редкоземельных элементов / Ю. А. Балашов. – М. : Наука, 1976. – 267 с.

7. Беспалов Ю. В. Геологическое доизучение масштаба 1:50 000 с общими поисками месторождений полезных ископаемых на площади листов N-45-46 Б, В, Г; N-45-47-А, Б; N-45-58-А, Б-а, в (Саралинская площадь) / Ю. В. Беспалов, С. А. Романович, С. С. Бабинок // Отчет Коммунарской партии за 1985–1990 гг. – Красноярск : ФГУ КрТФГИ, 1990.

8. Болтухин В. П. Корреляция опорных вулканических разрезов девонского возраста юго-восточного обрамления Кузбасса / В. П. Болтухин // Известия Кузнецкого отдела Географического общества СССР. – Кемерово, 1972. – Вып. 1. – С. 81–85.

9. Болтухин В. П. геология и петрография девонских вулканических комплексов Тельбесского прогиба: канд. дисс. – Новокузнецк, 1973. – 282 с.

10. Бычков А. Ю. Геохимия. Часть 2 / А. Ю. Бычков. – М. : МГУ, 2021. – 186 с.

11. Воронцов А. А. Базальт-трахириолит-комендитовая ассоциация хребта Кропоткина (Восточный Саян) и проблема девонского рифтогенеза в южном обрамлении Сибирской платформы / А. А. Воронцов, В. В. Ярмолук, Г. П. Сандиминова // Докл. АН., 2008. – Т. 423, №2. – С. 222–227.

12. Воронцов А. А. Геохимические и Sr-Nd изотопные характеристики девонских базитов Копьевского и Новоселовского поднятий северной части Минусинского прогиба / А. А. Воронцов, Г. С. Федосеев // Известия Томского политехнического университета. – 2010. – Т. 317, № 1. – С. 92–97.

13. Воронцов А. А. Девонский вулканизм минусинского прогиба Алтае-Саянской области: геологические, геохимические и изотопные Sr-Nd характеристики пород / А. А. Воронцов, Г. С. Федосеев, С. В. Андрющенко // Геология и геофизика. – 2013. – Т. 54, № 9. – С. 1283–1313.

14. Воронцов А. А. Геохимические и изотопные (O, Sr, Nd) свидетельства взаимодействия мантийных и коровых магм при формировании базальт-андезит-трахит-риолитовой серии Батеневского поднятия Минусинского прогиба / А. А. Воронцов, В. В. Ярмолук // Геосферные исследования. – Томск, 2017. – № 1. – С. 16–27. – DOI: 10.17223/25421379/2/3.

15. Воронцов А. А. Модель образования непрерывных и бимодальных магматических ассоциаций девонской Алтае-Саянской рифтовой системы / А. А. Воронцов, О. Ю. Перфилова, О. М. Гринёв // Рифтогенез, орогенез и сопутствующие процессы. Материалы IV Всероссийского симпозиума с участием иностранных ученых, посвященного 90-летию со дня рождения академика Н. А. Логачева. – 2019. – С. 47–48.

16. Врублевский В. А. Интрузивные комплексы северо-восточной части Мариинской тайги / В. А. Врублевский // Материалы по минералогии, петрографии и полезных ископаемых Западной Сибири. – Томск, 1964. – С. 224–229.

17. Врублевский В. В. Изотопная систематика щелочных пород и карбонатитов в складчатых областях северной и западной Азии: обзор новейших данных / В. В. Врублевский, А. Г. Дорошкевич // Геосферные исследования. – 2021. – № 4. – С. 6–26. – DOI: 10.17223/25421379/21/1.

18. Врублевский В. В. Палеозойские щелочно-мафитовые интрузии Кузнецкого Алатау, их источники и условия образования расплавов / В. В. Врублевский, И. Ф. Гертнер // Петрология. – 2021. – Т. 29, № 1. – С. 31–63. – DOI: 10.31857/S0869590321010088.

19. Геологический атлас России [Карты] / Отв. ред. А. А. Смыслов. – СПб. : ВСЕГЕИ, 1995. – 1 атл. (41 л.).

20. Геологический атлас России [Карты] / Отв. ред. А. А. Смыслов. – М. : ВСЕГЕИ, 1996. – 1 атл. (40 л.).

21. Геологическое строение и полезные ископаемые листа N-45-45-А (Кузнецкий Алатау) / А. Д. Минин, В. С. Куртигешев, В. С. Дубский [и др.] // Отчет Таскыльской партии по геологосъемочным работам масштаба 1:50000 и поисковым работам на марганец и уран за 1969–1971 гг. – Кн. 1, 2, 1974.

22. Геологическое строение и полезные ископаемые площади Л. N-4-45-Б, 46-А: отчет Таскфльской партии по результатам полистной геологической съемки с общими поисками и специализированной геологической съемки масштаба

1:50000, проведённых в 1983–1988 гг. Кузнецкого Алатау (в 4 кн.) / Отв. Исп. В. С. Дубский, В. Л. Некипелый, О. Н. Удовиченко. – Новокузнецк, 1989.

23. Геологическое строение и полезные ископаемые территории листов N-45-32-А, Б, Г; N-45-33-А, Б, В (Кузнецкий Алатау) / В. С. Куртигешев, В. С. Дубский, В. Л. Некипелый [и др.] // Отчет Таскыльской партии по геологическому доизучению масштаба 1:50000 площади листов N-45-32-А, Б; N-45-33-А, Б, В и геологической съемке масштаба 1:50000 площади листа N-45-32-Г за 1978–1985 гг. – Т. 1, 2. – 1985.

24. Геология и вещественный состав базальт-трахитовой серии раннего девона Саралинского грабена (Хакасия) / О. М. Гринёв, Р. О. Гринёв, А. А. Богородов, Р. Р. Адылбаев // Петрология магматических и метаморфических комплексов. – Томск : изд-во Томского ЦНТИ, 2017. Вып. 9. – С. 128–139.

25. Геология и золото-платиносность нефелиновых пород Западной Сибири / А. М. Сазонов, С. И. Леонтьев, О. М. Гринёв [и др.]. – Томск: Изд-во ТПУ, 2000. – 248 с.

26. Геолого-геофизические особенности рудоносных щелочно-габброидных массивов Мариинской тайги и критерии контроля нефелинового оруденения / Н. А. Макаренко, П. В. Осипов, О. М. Гринев [и др.]. – Томск : ВИНТИ №3605-В88, 1988. – 180 с.

27. Геолого-петрологические и минералого-геохимические черты девонского вулканизма Растайского грабен-рифта (Кузнецкий Алатау) / О. М. Гринёв, Р. Р. Адылбаев, А. С. Семиряков, Е. Н. Морозова // Успехи современного естествознания. – 2023. – № 6. – С. 72–81. – DOI: 10.17513/use.38056.

28. Геохимия и Sr-Nd-Pb изотопная систематика пород Акатуевского массива (юго-восточное Забайкалье) / С. А. Сасим [и др.] // Материалы конференции «Граниты и эволюция Земли: геодинамическая позиция, петрогенезис и рудоносность гранитоидных батолитов». – Улан-Удэ, 2008.

29. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1000000 (3-е изд.). Серия Алтае-Саянская. Лист N-45 (Новокузнецк) / Г. А.

Бабин и др. // Объяснительная записка. – СПб. : Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ. – 2007. – 665 с.

30. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000 (2-е изд.). Объяснительная записка / А. Н. Уваров, А. И. Черных, В. Н. Токарев [и др.]; Минприроды России, Роснедра, Кузбасснедра, ФГУПП «Запсибгеолсъемка». – М. : Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2019. – 253 с.

31. Гринёв О. М. Геология и петрография Белогорского щелочно-габброидного массива / О. М. Гринев // Щелочные и субщелочные породы Кузнецкого Алатау : сб. ст. – Томск, 1987. – С. 43–62.

32. Гринёв О. М. Эволюция щелочно-габброидного магматизма Кузнецкого Алатау : автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук / О. М. Гринев. – Томск, 1990. – 19 с.

33. Гринёв О. М. О механизме формирования грабеновых структур северной части Кузнецкого Алатау / О. М. Гринев // Вопросы геологии Сибири – Томск, 1994. – Вып. 2. – С. 237–259.

34. Гринёв О. М. Кузнецко-Алатауская провинция – новый золото-платиноносный район Южной Сибири / О. М. Гринёв, А. М. Сазонов // Проблемы геологии Сибири. Тезисы докладов региональной юбилейной конференции «75 лет геологического образования в ТГУ». – Томск : ТГУ, 1996 – С. 105–107.

35. Гринёв О. М. Особенности геохимии, минерагении и проблема извлечения благородных металлов из нефелиновых пород Мариинской тайги / О. М. Гринёв, А. М. Сазонов // Вопросы геологии и палеонтологии Сибири. – Томск : НТЛ, 1997. – С. 165–172.

36. Гринёв О. М. Сравнительная характеристика морфотектоники рифтогенных систем обрамления Сибирской платформы и фундамента Западно-Сибирской плиты / О. М. Гринёв // Актуальные вопросы геологии и географии Сибири. – 1998. – Т. 1. – С. 50–55.

37. Гринёв О. М. Особенности морфотектоники, магмородогенезиса и золотоплатиноносности рифтогенных систем обрамления Сибирской платформы /

О. М. Гринёв // Структурный анализ в геологических исследованиях. – Томск : Изд-во ЦНТИ, 1999. – С. 77–88.

38. Гринёв О. М. Концепция континентального рифтогенеза и ее значение для прогноза и поисков полезных ископаемых слабо изученных территорий / О. М. Гринёв // Проблемы и пути эффективного освоения минерально-сырьевых ресурсов Сибири и Дальнего Востока. Труды Востокгазпрома : Научно-технический сборник. – Томск : СТТ, 2000. – С. 189–194.

39. Гринев О. М. Провинции щелочных пород как районы комплексных золото-платинометалльных руд / О. М. Гринёв // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Материалы Всероссийской научной конференции. – Томск : ЦНТ, 2001. – С. 216–226.

40. Гринёв О. М. Потенциал провинций щелочных пород как районов развития золото-платиноидного оруденения / О. М. Гринёв // Щелочные комплексы Центральной Сибири : сборник научных трудов. Российская Академия наук. – Красноярск, 2003. – С. 165–176.

41. Гринёв О. М. Морфотектоника рифтогенных систем обрамления Сибирской Платформы и рудоносность их формаций / О. М. Гринёв // Щелочные комплексы Центральной Сибири. сборник научных трудов. – Красноярск : Изд-во КО ВМИ РАН, 2003. – С. 36–54.

42. Гринёв О. М. Морфотектоника рифтогенных систем и рудоносность формаций обрамления Сибирской платформы / О. М. Гринёв // Платина России: проблемы развития, оценки, воспроизводства и комплексного использования минерально-сырьевой базы платиновых металлов. – М., 2004. – С. 380–401.

43. Гринёв О. М. Эволюция взглядов на геологическое строение Алтае-Саянской складчатой области и девонский этап ее развития / О. М. Гринёв // Материалы V Всероссийской петрографической конференции «Петрология магматических комплексов». – Томск : Изд-во ТГУ, 2005. – С. 168–181.

44. Гринёв О. М. Рифтовые системы Сибири: методология изучения, морфотектоника, минерагения / О. М. Гринев. – Томск : СТТ, 2007а. – 434 с.

45. Гринёв О. М. Тувинско-Минусинско-Западно-Сибирская рифтогенная система: геология, морфотектоника, минерагения / О. М. Гринёв // Вестник ТГУ. – 2007б. – № 299. – С. 185–193.

46. Гринёв О. М. Золото-платиноидный потенциал пород Кузнецко-Алатауской и Маймеча-Котуйской щелочных провинций / О. М. Гринёв // IV Международный семинар: «Платина в геологических формациях мира»: тезисы докладов. Управление по недропользованию по Красноярскому краю; Институт горного дела, геологии и геотехнологий СФУ; Ассоциация геологов и горнопромышленников Красноярского края; КНИИГиМС; Российское минералогическое общество РАН, Красноярское отделение. – Красноярск, 2010. – С. 108–128.

47. Гринёв О. М. Девонский грабен-рифтовый вулканизм Кузнецко-Алатауского плеча Алтае-Саянского палеорифта / О. М. Гринёв, Р. Р. Адылбаев // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып. 11. Материалы XI Всероссийской петрографической конференции с международным участием. – Томск : Верстка, 2022. – С. 4–12.

48. Девонские рифтогенные формации юга Сибири / В. П. Парначев, И. А. Вылцан, Н. А. Макаренко [и др.] – Томск : Изд-во Томского ун-та, 1996. – 239 с.

49. Добрецов Н. Л. Мантийные суперплюмы как причина главной геологической периодичности и глобальных перестроек / Н. Л. Добрецов // Доклады РАН. – 1997. – Т. 357, № 6. – С. 797–800.

50. Добрецов Н. Л. Глубинная геодинамика / Н. Л. Добрецов, А. Г. Кирдяшкин, А. А. Кирдяшкин. – Новосибирск : Изд. СО РАН, 2001. – 409 с.

51. Довгаль В. Н. История развития магматизма повышенной щелочности Кузнецкого Алатау / В. Н. Довгаль, В. А. Широких. – Новосибирск : Наука, 1980. – 215 с.

52. Домаренко В. А. Очерки по истории изучения радиоактивности и становлении урановой геологии в Центральной Сибири. Очерк первый Истоки / В. А. Домаренко, Л. П. Рихванов. – Томск : Известия ТПУ. – 2007. – Т. 311, №1. – С. 146–150.

53. Есин С. В. Петрография жильных нефелинсодержащих пород междуречья Кия–Урюп (Кузнецкий Алатау) / Щелочные и субщелочные породы Кузнецкого Алатау : сборник статей // под. ред. М. П. Кортусова. – Томск : Изд-во Том. ун-та, 1987. – С. 63–73.

54. Зоненшайн Л. П., Внутриплитовый вулканизм и его значение для понимания процессов в мантии Земли / Л. П. Зоненшайн, М. И. Кузьмин // Геотектоника. – 1983. – № 1. – С. 28–45.

55. Зубков В. С. К сопоставлению щелочно-оливин-базальтовых формаций Минусинской системы впадин и Байкальского рифта / В. С. Зубков // Геохимия вулканитов различных геодинамических обстановок. – Новосибирск : Наука, 1986. – С. 112–133.

56. Зубков В. С. Свидетельства и особенности девонского рифтогенеза Алтае-Саянской складчатой области / В. С. Зубков // Палеовулканизм Сибири. – Томск : Изд-во Том. ун-та. – 1991. – С. 49–50.

57. Изотопно-геохимическая зональность девонского магматизма Алтае-Саянской рифтовой области: состав и геодинамическая природа мантийных источников / А. А. Воронцов, В. В. Ярмолук, Г. С. Федосеев [и др.] // Петрология. – 2010. – Т. 18, № 6. – С. 621–634.

58. Исландия и срединно-океанический хребет / В. И. Герасимовский, А. И. Поляков, Н. А. Дурасова [и др.] // Геохимия. – М. : Наука, 1978. – 184 с.

59. Кассандров Э. Г. Геология и генезис марганцевых месторождений Южно-Минусинского межгорного прогиба / Э. Г. Кассандров [и др.] // М-во природных ресурсов и экологии РФ, Федеральное агентство по недропользованию, Сибирский науч.-исслед. ин-т геологии, геофизики и минерального сырья. – Новосибирск : СНИИГГиМС, 2009. – 105 с.

60. Коржинский Д. С. Зависимость состава магм от щелочности трансмагматических флюидов / Д. С. Коржинский // Докл. АН СССР. – 1977. – Т. 235, № 2. – С. 454–457.

61. Кортусов М. П. К Истории развития палеозойского интрузивного магматизма Мариинской тайги (северная часть Кузнецкого Алатау) / М. П.

Кортусов // Вопросы минералогии и петрографии Западной Сибири. – Томск : Изд-во Том. ун-та, 1972. – С. 3–10.

62. Крюков В. Г. История формирования Талановского грабена (северные отроги Кузнецкого Алатау) / В. Г. Крюков, В. З. Мустафин, В. С. Лыкина // Известия ТПИ. – Томск, 1969. – Т. 166. – С. 80–85.

63. Кузьмин М. И. Абсолютные палеогеографические реконструкции Сибирского континента в фанерозое: к проблеме оценки времени существования суперплюмов / М. И. Кузьмин, В. В. Ярмолюк, В. А. Кравчинский // Доклады АН. – 2011. – Т. 437, № 1. – С. 68–73.

64. Кузьмин М. И. Глубинная геодинамика – основной механизм развития Земли / М. И. Кузьмин, В. В. Ярмолюк, В. Кравчинский // Наука в России. – 2013. – № 6. – С. 10–19.

65. Кузьмин М. И. Мантийные плюмы северо-восточной Азии и их роль в формировании эндогенных месторождений / М. И. Кузьмин, В. В. Ярмолюк // Геология и геофизика. – 2014. – Т. 55, № 2. – С. 153–184.

66. Легенда Кузбасской серии Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200000 (2-е изд.) / Г. А. Бабин, С. М. Борисов, В. Н. Токарев [и др.]. – 1999.

67. Литолого-стратиграфический разрез отложений тайдонской грабен-синклинали (СЗ часть Кузнецкого Алатау) / Л. П. Рихванов, Ю. А. Фомин, В. С. Меньшиков [и др.] // Проблемы комплексного изучения девонских прогибов Саяно-Алтайской горной области : тезисы докладов научно-технической конференции. – Новокузнецк : 1972. – С. 22–24.

68. Магматические горные породы. Щелочные породы / Е. Д. Андреева В. А. Кононова, Е. В. Свешникова, Р. М. Яшина. – М. : Наука, 1984. – 416 с.

69. Марков В. Н. Нижнедевонский щелочной вулканизм северной части Кузнецкого Алатау / В. Н. Марков // Химизм магматической формации Сибири. – Новосибирск : СО АН СССР, 1984 – С. 138–139.

70. Марков В. Н. О нижнедевонском возрасте Горячегорского комплекса (северо-восточная часть Кузнецкого Алатау) / В. Н. Марков, А. П. Косоруков //

Щелочные и субщелочные породы Кузнецкого Алатау. – Томск : изд-во Томск. ун-та, 1986. – С. 97–99.

71. Марков В. Н. Об эффузивной природе берешитов западной окраины Северо-Минусинской впадины / В. Н. Марков // Щелочные и субщелочные породы Кузнецкого Алатау. – Томск : Изд-во ТГУ, 1987. – С. 37–39.

72. Механизмы формирования девонских SiO_2 -пересыщенных и SiO_2 -недосыщенных магматических серий Минусинского прогиба Алтае-Саянской рифтовой системы (на основе геологических, геохимических и Sr-Nd изотопных данных) / А. А. Воронцов, О. М. Гринёв, В. В. Ярмолюк, А. В. Никифоров // Геология и рудоносность магматических формаций: материалы научной конференции, посвященной памяти член-корреспондента АН СССР и РАН Г. В. Полякова и А. Г. Владимиров, 25–29 апреля 2022 г. – Новосибирск : ИПЦ НГУ, 2022. – С. 38–40.

73. Мехоношин А. С. Связь платиноносных ультрамафит-мафитовых интрузивов с крупными изверженными провинциями (на примере Сибирского кратона) / А. С. Мехоношин // Геология и геофизика. – 2016. – Т. 57, № 5. – С. 1043–1057. – DOI: 10.15372/GiG20160513.

74. Минералого-петрографические особенности бимодальной трахипикробазальт-трахитовой серии вулканитов Саралинского грабен-рифта (Кузнецкий Алатау) / О. М. Гринёв, Р. Р. Адылбаев, А. С. Семиряков [и др.] // Успехи современного естествознания. – 2022. – № 6. – С. 66–76. – DOI: 10.17513/use.37843.

75. Минералы благородных металлов в нефелиновых породах Кузнецкого Алатау / А. М. Сазонов, О. М. Гринёв, Л. В. Агафонов [и др.] // Вопросы геологии и палеонтологии Сибири. – Томск : ТГУ, 1997. – С. 163–164.

76. Минин А. Д. Геологическое строение и полезные ископаемые листа N-45-33-Г (Кузнецкий Алатау) / А. Д. Минин, В. С. Куртигешев, В. С. Дубский // Отчет Таскыльской партии по геологосъемочным работам масштаба 1:50000 за 1971–1973 гг. – Кн. 1, 1975.

77. Мустафин В. З. Основные черты геологического строения Талановского грабена (Северо-Западные отроги Кузнецкого Алатау) / В. З. Мустафин, В. Г. Крюков, Н. С. Лыхина // Известия ТПИ. – Томск, 1966. – Т. 151. – С. 207–213.

78. Мустафаев А. А. Формирование щелочно-базитовых даек в Мартайгинской щелочной провинции (северо-восточный склон Кузнецкого Алатау) / А. А. Мустафаев [и др.] // Петрология и рудоносность магматических формаций. – Новосибирск : НИГУ, 2022. – С. 148–150.

79. Отчёт по общим поискам богатых нефелиновых руд в междуречье Талановой–Кии–Урюпа (Кузнецкий Алатау), произведенным Кийским отрядом Тулуяльского участка в 1979 – 1982 гг. / С. А. Корчагин., Н. А. Макаренко, П. В. Осипов, О. В. Ожиганов. – Новокузнецк, 1983. – 177 с.

80. Парначев В. П. О палеозойском щелочном магматизме Кузнецкого Алатау / В. П. Парначев, Н. А. Макаренко // Магматизм и геодинамика Сибири. – 1996. – С. 35–36.

81. Позднемезозойский магматизм Боргойской впадины Западного Забайкалья (возрастная и вещественная характеристики) / А. А. Воронцов, В. В. Ярмолюк, В. Г. Иванов, В. Н. Смирнов // Геология и геофизика. – 1997. – Т. 38, № 8. – С. 1305–1314.

82. Пругов В. П. Рыбинский габброноритовый интрузив (Центральная часть Кузнецкого Алатау) / В. П. Пругов // Магматические формации Сибири. – Новосибирск : Наука, 1977. – С. 39–58.

83. Рихванов Л. П. Магматизм сводово-глыбового этапа развития и тектономагматической активизации Алтае-Саянской складчатой области / Л. П. Рихванов, В. А. Домаренко, Г. М. Комарницкий // Геология и геофизика. – 1985. – № 11. – С. 96–100.

84. Сазонов А. М. Платиноносность щелочно-габброидной формации северо-восточной части Кузнецкого Алатау / А. М. Сазонов, О. М. Гринёв // Отечественная геология. – 1996. – №10. – С. 15–21.

85. Саралинский золоторудный узел Кузнецкого Алатау / И. Н. Широких, Н. А. Росляков, В. И. Сотников, А. С. Васьков. – Новосибирск : Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1998. – 236 с.

86. Симонов В. А. Палеогеодинамические условия развития гидротермальных систем Кызыл-Таштыгского месторождения (Восточная Тува) / В. А. Симонов, В. В. Зайков, С. В. Ковязин // Металлогения древних и современных океанов. Рудоносность гидротермальных систем. – Миасс : ИМин УрО РАН, 1999. – С. 16–23.

87. Серенс Х. Щелочные и фельдшпатоидные сиениты и их эффузивные аналоги / Х. Серенс // Фундаментальные труды зарубежных учёных по геологии, геофизике и геохимии. Щелочные породы. – М., 1976. – Т. 65. – С. 26–60.

88. Смыслов А. А. Уран и торий в земной коре / А. А. Смыслов. – Л. : Недра, 1974. – 231 с.

89. Ступаков С. И. Особенности минералогии ультрабазитов – критерии палеодинамических условий формирования офиолитов Алтае-Саянской складчатой области / С. И. Ступаков, В. А. Симонов // Геология и геофизика. – 1997. – Т. 38, № 4. – С. 746–755.

90. Термохимическая модель пермтриасовых мантийных плюмов Евразии как основа для выявления закономерностей формирования и прогноза медно-никелевых, благородно- и редкометалльных месторождений / Н. Л. Добрецов, А. С. Борисенко, А. Э. Изох, С. М. Жмодик // Геология и геофизика. – 2010. – Т. 51. – С. 1159–1187.

91. Туркин Ю. А. Геология и структурно-вещественные комплексы Горного Алтая / Ю. А. Туркин, С. И. Федак. – Томск : СТТ, 2008. – 460 с.

92. Туркина О. М. Лекции по геохимии магматического и метаморфического процессов / О. М. Туркина. – Новосибирск : РИЦ НГУ, 2014. – 118 с.

93. Турченко Г. П. Геология и петрография девонских вулканических комплексов северной части Кузнецкого Алатау : автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. – Томск, 1975. – 20 с.

94. Уваров А. Н. Геологическое строение и полезные ископаемые листа N-45-XI (Белогорск) / А. Н. Уваров, А. И. Черных, Н. М. Уварова // Отчет Едиганской партии по геологическому доизучению масштаба 1:200000, проведенному в 2000–2002 гг. – 2002.

95. Уваров А. Н. Петротип базырско-ашпанского трахит-тефрит-трахибазальтового комплекса / А. Н. Уваров, Н. М. Уварова. – Новосибирск : СНИИГГиМС, 2010. – 180 с.

96. Фролова Т. И. Магматические формации современных геотектонических обстановок : Уч. пособие / Т. И. Фролова, И. А. Бурикова. – М. : Изд-во МГУ, 1997. – 320 с.

97. Хаин В. Е. Основные проблемы современной геологии (геология на пороге XXI века) / В. Е. Хаин. – Москва : Наука, 1994. – 190 с.

98. Шардакова Г. Ю. Цирконы из пород Мурзинско-Адуйского метаморфического комплекса (Средний Урал): геохимия, термометрия, полихронность, генетические следствия / Г. Ю. Шадракова [и др.] // *Geodynamics and Tectonophysics*. – 2021. – Vol. 12 (2). – P. 332–349. – DOI: 10.5800/GT-2021-12-2-0527.

99. Шацкий В. С. Условия минералообразования в Кийском габбро-сиенитовом комплексе (Кузнецкий Алатау) : автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук / В. С. Шацкий. – Новосибирск, 1975. – 31 с.

100. Шокальский С. П. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области / С. П. Шокальский, Г. А. Бабин, А. Г. Владимиров. – Новосибирск : Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО». – 2000. – 186 с.

101. Ярмолук В. В. Особенности структурной позиции континентальных рифтогенных структур Монголии / В. В. Ярмолук, В. И. Коваленко // *Известия АН СССР. Серия геологическая*. – 1986. – № 9. – С. 3.

102. Ярмолук В. В. Девонский вулканизм восточного обрамления Монгольского Алтая и его структурная приуроченность / В. В. Ярмолук, А. А. Воронцов // *Геотектоника*. – 1993. – № 4. – С. 76.

103. Ярмолюк В. В. Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика / В. В. Ярмолюк, В. И. Коваленко, М. И. Кузьмин // Геотектоника. – 2000. – № 5. – С. 3–29.

104. Ярмолюк В. В. Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса / В. В. Ярмолюк, В. И. Коваленко // Петрология. – 2003. – Т. 11, № 6. – С. 556–586.

105. Ярмолюк В. В. Позднепалеозойский–раннемезозойский внутриплитный магматизм Северной Азии: траппы, рифты, батолиты-гиганты и геодинамика их формирования / В. В. Ярмолюк, М. И. Кузьмин, А. М. Козловский // Петрология. – 2013. – Т. 21. – С. 115–142. – DOI: 0.7868/S0869590313010081.

106. Bi J. H. Geochronology, geochemistry and zircon Hf isotopes of the Dongfanghong gabbroic complex at the eastern margin of the Jiamusi Massif, NE China: Petrogenesis and tectonic implications / J. H. Bi [et al.] // Lithos. – 2015. – Vol. 234–235. – P. 27–46. – DOI: 10.1016/j.lithos.2015.07.015.

107. Boyce J. A. Variation in parental magmas of Mt Rouse, a complex polymagmatic monogenetic volcano in the basaltic intraplate Newer Volcanics Province, southeast Australia / J. A. Boyce, I. A. Nicholls, R. R. Keays // Contr. Miner. Petrol. – 2015. – Vol. 169, №11. – 21 p. – DOI: 10.1007/s00410-015-1106-y.

108. Cabanis B. Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale / B. Cabanis, M. Lecolle // Comptes rendus de l'Academie des sciences. Serie 2, Mecanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terra. – 1989. – Vol. 309, № 20. – P. 2023–2029.

109. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Magmatism in the ocean basins / S. Sun, W. F. McDonough. Eds, A. D. Saunders, M. J. Norry // Geol. Soc. Special Publ. – 1989. – № 42. – P. 313–345. – DOI: 10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19.

110. Condie K. C. Mantle Plumes and Their Record in Earth History / K. C. Condie. – UK : Cambridge, 2001. – 321 p.

111. Condie K. C. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? / K. C. Condie // *Lithos*. – 2005. – Vol. 79. – P. 491–504. – DOI: 10.1016/j.lithos.2004.09.014.

112. Condomines M., U-Th-Ra radioactive disequilibria and magmatic processes / M. Condomines, Ch. Hemond. C. J. Alle`gre // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 1988. – P. 243–262.

113. De Paolo DJ. Petrogenetic mixing models and Nd-Sr isotopic patterns / De Paolo DJ, G. J. Wasserburg // *Geochim Cosmochim Acta*. – 1979. – Vol. 43 – P. 615–627. – DOI: 10.1016/0016-7037(79)90169-8.

114. Dickin, A. P. *Radiogenic Isotope Geology* / A. P. Dickin. – 2005. – 509 p.

115. Ernst R. E. Age correlation of Large Igneous Provinces with Devonian biotic crises / R. E. Ernst, S. A. Rodygin, O. M. Grinev // *Global and Planetary Change*. – 2020. – Vol. 185. – Article number 103097. – 12 p. – URL: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S092181811930582X> (access date: 04.09.2023). – DOI: 10.1016/j.gloplacha.2019.103097.

116. Gaoxue Y. Petrogenesis and tectonic implications of the middle Silurian volcanic rocks in northern West Junggar, NW China / Y. Gaoxue, Li Yongjun, W. Xiao // *International Geology Review*. – 2014. – Vol. 56, № 7. – P. 869–884. – DOI: 10.1080/00206814.2014.905214.

117. Grinev O. M. Morphogenesis, magmatism and minerageny of Siberian rift systems as a result of plume-tectonic manifestations / O. M. Grinev // *Large Igneous provinces of Asia, mantle plumes and metallogeny*. – Novosibirsk, 2009. – P. 119–122.

118. Hoskin P. W. O. The Composition of Zircon and Igneous and Metamorphic Petrogenesis. Zircon: Reviews in Mineralogy and Geochemistry / P. W. O. Hoskin, U. Schaltegger. – 2003. – Vol. 53. – P. 27–62. – DOI: 10.2113/0530027.

119. *Igneous Rocks* / M. J. Le Maitre [et al.] – UK : Cambridge University Press, 2002. – PP. 21–29.

120. Kelemen P. B. One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust / P. B. Kelemen,

K. Hanghøj, A. R. Greene // *Treatise on Geochemistry*. Elsevier. – 2003. – P. 593–659. – DOI: 10.1016/B0-08-043751-6/03035-8.

121. Kuzmin M. I. Phanerozoic hot spot traces and paleogeographic reconstructions of the Siberian continent based on interaction with the African large low shear velocity province / M. I. Kuzmin, V. V. Yarmolyuk, V. A. Kraychinsky // *Earth-Science Reviews*. – 2010. – Vol. 102, № 1–2. – P. 29–59. – DOI: 10.1016/j.earscirev.2010.06.004.

122. Krupchatnikov V. I. Early Mesozoic lamproites and monzonitoids of southeastern Gorny Altai: geochemistry, Sr-Nd isotopic composition, and sources of melts *Russian Geology and Geophysics* / V. I. Krupchatnikov, V. V. Vrublevskii, N. N. Kruk // *Russian Geology and Geophysics*. – 2015. – Vol. 56. – P. 825–843. – DOI: 10.1016/j.rgg.2015.05.002.

123. Late Ordovician volcanism of the northern part of Altai-Sayan area and its geodynamic nature / A. A. Vorontsov, A. S. Tarasyuk, O. Y. Perfilova, N. N. Kruk // *Doklady Earth Sciences*. – 2019. – Vol. 485, № 4. – P. 457–463. – DOI: 10.1134/S1028334X19040093.

124. Li Z. X. Supercontinent – superplume coupling, true polar wander and plume mobility: plate dominance in whole-mantle tectonics / Z. X. Li, S. Zhong // *Phys. Earth Planet. Int.* – 2009. – V. 176. – p. 143–156.

125. LIP printing: Use of immobile element proxies to characterize Large Igneous Provinces in the geologic record / J. A. Pearce, R. E. Ernst, D. W. Peate, C. Rogers // *Lithos*. – 2021. – Vol. 392–393. – Article number 106068. – URL: https://www.researchgate.net/publication/349931152_LIP_printing_Use_of_immobile_element_proxies_to_characterize_Large_Igneous_Provinces_in_the_geologic_record (access date: 08.09.2023). – DOI: 10.1016/j.lithos.2021.106068.

126. Logatchev N. A. East African Rift system south of Afar. Magmatism-tectonics relationship during the Kenya Rift development and the prime cause of strongly and mildly alkaline volcanic suite formation / N. A. Logatchev // *IUCG. Sci. Rep.* – 1976. – № 16. – P. 96–106.

127. Magmatism of the Devonian Altai-Sayan Rift System: Geological and geochemical evidence for diverse plume-lithosphere interactions / A. Vorontsov, V. Yarmolyuk, S. Dril [et al.] // *Gondwana Research*. – 2021. – Vol. 89. – P. 193–219. – DOI: 10.1016/j.gr.2020.09.007.

128. Maruyama S. Plume tectonics / S. Maruyama // *J. Geol. Soc. – Japan*, 1994. – Vol. 100. – p. 24–49.

129. Maruyama S. Superplume, supercontinent, and postperovskite: mantle dynamics and anti-plate tectonics on the core – mantle boundary / S. Maruyama, M. Santosh, D. Zhao // *Gondwana Res.* – 2007. – Vol. 11, № 1–2. – P. 7–37. – DOI: 10.1016/j.gr.2006.06.003.

130. Material composition of the basalt-trachyte series of the early Devonian of the Saralin graben-rift / O. M. Grinev, R. O. Grinev, R. R. Adylbaev, A. A. Bogorodov // *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*. – 2018. – V. 110. – 9 p. – DOI: 10.1088/1755-1315/110/1/012007.

131. Meschede M. A Method of Discrimination between Different Types of Mid-Ocean Ridge Basalts and Continental Tholeiites with the Nb-Zr-Y Diagram / M. Meschede // *Chemical Geology*. – 1986. – Vol.56. – P. 207–218. – DOI: 10.1016/0009-2541(86)90004-5.

132. Minerals of precious metals in nepheline rocks from Kuznetsk Alatau / A. M. Sazonov, G. I. Shvedov, E. A. Zvyagina [et al.] // *Doklady earth sciences*. – 1998. – T. 363a, № 9. – С. 1195 – 1196.

133. Morgan W. Y. Deep mantle convection plumes and plate motions / W. Y. Morgan // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* – 1972. – Vol. 56. – P. 203–213.

134. Morphotectonics and the evolution of plum-riftogenic magmatism of Goryachegorsk volcanic plateau (Kuznetskiy Alatau) / O. Grinev, A. Vorontsov, R. Adylbaev [et al.] // Крупные изверженные провинции в истории земли: мантийные плюмы, суперконтиненты, климатические изменения, металлогения, формирование нефти и газа, планеты земной группы (КИП-2019) : тезисы VII Международной конференции. – Томск : Томский ЦНТИ. – 2019. – P. 43–44.

135. O'Nions R. K. The chemical evolution of the Earth's mantle / R. K. O'Nions, P. J. Hamilton, N. M. Evensen // *Sci. Amer.* – 1980. – Vol. 202, № 5. – P. 91–101.
136. Peccerillo A. Geochemistry of Eocene Calc-Alkaline Volcanic Rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey / A. Peccerillo, S. R. Taylor // *Contributions to Mineralogy and Petrology.* – 1976. – Vol. 58. – P. 63–81. – DOI: 10.1007/BF00384745.
137. Petrogenesis of Basalt–high-Mg Andesite–Adakite in the Neoproterozoic Veligallu Greenstone Terrane: Geochemical evidence for a rifted back-arc crust in the eastern Dharwar craton, India / C. K. Tarun, V. V. Sessa Sai, M. Bizimis, K. Krishna // *Precambrian Research.* – 2015. – Vol. 258. – P. 260–277. – DOI: 10.1016/j.precamres.2015.01.004.
138. Pirajno F. Rifting, intraplate magmatism, mineral systems and mantle dynamics in Central-East Eurasia: An overview / F. Pirajno, M. Santosh // *Ore Geol. Rev.* – 2014. – Vol. 63. – P. 265–295. – DOI: 10.1016/j.oregeorev.2014.05.014.
139. Recent developments on ZnO films for acoustic wave-based bio-sensing and microfluidic applications: A review. *Sensors & Actuators: B. Chemical* / Y. Q. Fu [et al.] – 2009. – Vol. 143(2). – P. 606–619. – DOI: 10.1016/j.snb.2009.10.010.
140. Rubatto D. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism / D. Rubatto // *Chem. Geol.* – 2002. – Vol. 184. – P. 123–138. – DOI: 10.1016/S0009-2541(01)00355-2.
141. Saralinsky graben-devonian rift of the Kuznetsk-Minusinsk zone, Altai-Sayan folded area / O. M. Grinev, R. O. Grinev, R. R. Adylbaev, A. A. Bogorodov // *Geological Tour of Devonian and Ordovician Magmatism of Kuznetsk Alatau and Minusinsk basin. Altay-Sayan Region, Siberia.* – 2020. – P. 43–77.
142. The geochemical characteristics of Haiyang A-type granite complex in Shandong, eastern China / Li He, M-X. Ling, X. Ding, H. Zhang // *Lithos.* – 2014. – Vol. 200. – P. 142–156. – DOI: 10.1016/j.lithos.2014.04.014.
143. Trace element and REE geochemistry of the Zhewang gold deposit, southeastern Guizhou Province, China / L. Kun, U. Ruidong, C. Wenyong, L. Rui // *Chin.J.Geochem.* – 2014. – № 33. – P. 109–118. – DOI: 10.1007/s11631-013-0624-4.

144. Yong-Fei Zheng. Subduction zone geochemistry / Zheng Yong-Fei // Geoscience Frontiers. – China. – 2019. – Vol. 10. – P. 1223–1254. – DOI: 10.1016/j.gsf.2019.02.003.

145. Zindler A. Chemical Geodynamics / A. Zindler, S. Hart // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. – 1986. – Vol. 14. – P. 493–571.

Приложение А

(обязательное)

Полное описание выделенных вулcano-тектонических морфоструктур Саралинского грабен-рифта

Таблица А.1 – Полное описание выделенных вулcano-тектонических морфоструктур Саралинского грабен-рифта

Название ВТМ	Описание морфоструктуры
Главстанская	Представляет собой морфоструктуру центрального типа с диаметром около 7 км. В эрозионном срезе хорошо сохранилась северо-западная половина структуры, сложенная пачками вулканитов с маломощными прослоями туфопесчаников, гравелитов и песчаников, отражающих ритмичность магматизма, в ходе проявления которых формировалась морфоструктура. Всего насчитывается три таких ритма.
Жундулёвская	По своему строению имеет форму симметрично-слоистой мульды с падением крыльев навстречу друг к другу под углами 15–20°. Вулканиты морфоструктуры представлены базальтами с максимальной мощностью разреза в её вершинной (центральной) части, сокращаясь к периферии. ВТМ несогласно перекрывает расположенную с юга Главстанскую и с севера Андриюшкинскую морфоструктуры.
Андриюшкинская	По своему строению можно разделить на две подструктуры – большую (южную) и меньшую (северо-восточную). Южная подструктура в плане имеет форму почти правильного полукруга, в западной и восточной частях которой отмечается наличие концентров. Западный представлен субвулканическим телом, прорывающим эффузивы, а восточный напоминает небольшую изометрическую мульду. Морфоструктура сложена базальтовыми лавами. Малая подструктура имеет форму ассиметричной дуги, выпирающая на северо-восток, в центральной части которой просматривается красный фототон, возможно указывающий на выход субинтрузивного тела трахитового состава.
Карасук-Лапинская	Имеет сдвоенное строение, при котором подструктуры как бы вложены друг в друга, образуя в плане треугольник с закругленной вершиной на севере. К данной ВТМ приурочена наиболее возвышенная часть хребта горы Лысой.
Южная Карасукская	Синформа в плане имеет очертания прямоугольного треугольника, один катет которого совпадает с западным бортом грабена, а другой с кровлей крупной куэсты, отделяющей эту синформу от северной Лапинской. На западном фланге синформы просматривается небольшая куполообразная структура с коренным выходами трахитов.
Лапинская синформа	Имеет в плане искажённый полукруг, внутреннее строение которой характеризуется крупными формами линзовидной ~ образной формы субширотного простирания. По своему составу она в большей степени сложена трахитами, лишь в некоторых местах устанавливаются радиально-кольцевого строения, возможно представленные интрузивно-субвулканическими телами.

Окончание таблицы А.1

Название ВТМ	Описание морфоструктуры
Лево-Лапинская	Близко напоминает Лапинскую синформу, но при этом грядообразные слои трахитов, окаймляющие её, образуют эскарп. Они имеют крутое залегание и образуют крупную ~ изогнутую линзу слоистого строения. Отталкиваясь от этой особенности, становится заметно, что Лево-Лапинская структура в поствулканический этап формирования грабена заметно просела по отношению к Лапинской.
Юзикская	Располагается в самой северной оконечности грабена, имея в плане форму крупной кольцевой структуры, диаметром около 8 км. Морфоструктура сложена базальтами и, возможно, представляет собой купольно-кольдерный кольцевой комплекс

Приложение Б

(обязательное)

Полное описание выделенных вулcano-тектонических морфоструктур Растайского грабен-рифта

Таблица Б.1 – Полное описание выделенных вулcano-тектонических морфоструктур Растайского грабен-рифта

Название ВТМ	Описание морфоструктуры
Прикийская	Морфоструктура представляет собой вскрытое эрозией рек вулcanoгенное плато, подстилаемое, как и в Бархатно-Кийской морфоструктуре, базальными конгломератами и слогаемое несколькими ритмами оливин-пироксеновых базальтовых порфиритов. Север-северо-восточные фланги морфоструктуры расположены внутри грабена и ограничены двумя дуговыми разломами смежных морфоструктур. В северной половине продольными и диагональными дугообразными разломами морфоструктура разбита на несколько примерно равновеликих блоков с малой амплитудой их перемещений.
Кия-Ильинская терригенная	В тектоническом плане морфоструктура представляет собой приразломно-прибортовую мульду, выполненную слоистой терригенной толщей мелко-среднеобломочных конгломератов, гравелитов, песчаников, туфоалевролитов пестрой и бурой окраски. Отмечаются прослои вулканитов основного состава. Падение слоистости на запад. Отмечается ритмичное строение, градационная слоистость. Мощность толщи около 200–300 м.
Кия-Шалтырская	Морфоструктура слагает северную треть центральной четкообразной части Растайского грабена. Поперечным разломом морфоструктура делится на две части: большую – северную и меньшую – южную. Южная в свою очередь состоит из восточной и западной половинок с различным уровнем эрозионного среза. Восточная часть сложена породами додевонского цоколя и базальными крупно глыбовыми конгломератами. В примыкающей западной половине развиты несколько вулканических ритмов оливин-пироксеновых базальтовых порфиритов и прослоев их туфов, выклинивающихся по простирацию и переходящих в туфогравелиты. Северная половина морфоструктуры сложена пачками чередующихся базальтовых, плагиобазальтовых порфиритов, кластолав, миндалефиров, туфовых прослоев, лавобрекчий. В пределах морфоструктуры выделяется до шести куэстообразных ступеней с примерной мощностью каждой от 15 до 20 м, с наращиванием разреза к северу. В пределах суженной седловинки морфоструктуры установлены останцы штокообразных крупнозернистых тералитов.
Танинская	Морфоструктура имеет тип одностороннего приразломного грабена на всем её продолжении и приурочена к западному прибортовому разлому. Породы морфоструктуры продолжают к северу разрез грабена, имея субмеридиональное и субширотное простираение, а также

Окончание таблицы Б.1

Название ВТМ	Описание морфоструктуры
Танинская	состав предыдущей морфоструктуры грабена. Преобладают среди них базальтовые порфириты и плагиофиры. В пределах морфоструктуры отмечается три куэстообразных уступа, сопровождаемых субширотными (В–С–В) разломами. В прибортовых частях морфоструктуры располагаются несколько мелких штокообразных тел щелочных габбро и тералитов.
Тулуюльская	В плане морфоструктура имеет очертания ромба со сглаженными углами. С запада и востока борта грабена ограничены север-северо-восточными прибортовыми разломами, причем восточный борт его осложнен, (кроме ограничивающего), ещё и внутренним и параллельный внешнему, продольным разломом. Северный фас морфоструктуры имеет естественное выклинивание девонских вулканитов с трансгрессивным залеганием их на складчатых толщах додевонского цоколя. Южный фас так же имеет вид естественного выклинивания эффузивов, с внутрiformационным перерывом перекрывающих нижележащие пачки вулканитов основного состава. В осевой части морфоструктуры эрозией вскрыт продольный килевидный (в разрезе) выступ нижнекембрийских карбонатных пород устькундустуюльской свиты. В следствие этого морфоструктура распадается на два односторонних приразломных грабена – западный и восточный, трассирующих прибортовые зоны грабена. Северная оконечность морфоструктуры отсекается от её основной части дугообразным разломом и приуроченным к нему уступом. Примерно в центре этой части на космоснимках фиксируется палеовулканический аппарат центрального типа.
Верхнепетропавловская	Она представляет собой односторонний грабен с севера ограниченный субширотным разломом и вплотную примыкающий к северо-западной части Тулуюльской морфоструктуры. В современном рельефе Верхнепетропавловская морфоструктура располагается на юго-восточных склонах господствующей вершины среднего течения р. Тулуйул г. Шалбак-Безик (1009,5 м). На западе она ограничивается С–СЗ Петропавловским разломом. Южный фланг морфоструктуры характеризуется естественным выклиниванием раннедевонских накоплений и имеет извилистый контур. По простиранию длина этого одностороннего грабена составляет около 7 км при ширине от 2 до 2,7 км. Субмеридиональными нарушениями, дренируемыми руслами верхних притоков руч. Ветвистый, грабен разбит на три примерно равные части. В западной его части на космоснимке просматриваются реликты двух палеовулканических аппаратов центрального типа.

Приложение В

(обязательное)

Основные оксиды девонских вулканитов Растайского и Саралинского грабен-рифтов в мас. % (по данным рентгенофлуоресцентного спектрального анализа)

Таблица В.1 – Основные оксиды девонских вулканитов Растайского и Саралинского грабен-рифтов в мас. % (по данным рентгенофлуоресцентного спектрального анализа)

Число	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Растайский грабен										
Серия	Субщелочная									
Образец	ЛР-8/3	ЛР-9	ЛР-13/3	КА21-1/21	КА21-1/13	КА21-3/2	КА21-3/3	КА21-4	КА21-7/2	КА21-9
SiO ₂	51,08	48,86	52,41	47,55	45,28	50,34	48,90	48,91	47,02	17,70
TiO ₂	2,12	0,96	1,74	0,76	0,75	0,84	1,16	0,87	1,07	0,75
Al ₂ O ₃	16,56	19,28	15,69	20,59	17,29	18,64	20,26	19,26	18,70	5,00
Fe ₂ O ₃	13,88	8,51	12,98	6,95	9,47	8,64	10,11	8,65	11,69	4,95
MnO	0,15	0,16	0,13	0,16	0,16	0,15	0,23	0,12	0,46	0,13
MgO	2,43	2,15	4,37	1,24	4,45	4,61	2,74	4,28	3,50	8,71
CaO	4,92	8,38	2,63	13,54	10,04	6,65	5,30	7,35	5,64	33,82
Na ₂ O	5,15	4,67	4,22	4,25	2,92	4,38	5,48	6,41	1,45	0,07
K ₂ O	1,06	1,90	1,37	0,30	1,33	0,84	1,83	0,22	1,23	0,06
P ₂ O ₅	0,26	0,61	0,85	0,54	0,28	0,23	0,73	0,26	0,26	0,19
ППП, %	2,27	3,72	3,27	3,57	3,64	3,64	2,97	3,18	8,13	27,92
Σ щел.	6,21	6,58	5,59	4,55	4,25	5,23	7,30	6,63	2,68	0,13
Сумма	99,88	99,2	99,66	99,45	95,61	98,96	99,71	99,51	99,15	99,3
Саралинский грабен										
Серия	Субщелочная									
Образец	2016-1	2016-2	2016-4	2016-5	2016-7	2016-10	2016-11	2016-16	2016-17	2016-18
SiO ₂	44,01	45,55	51,97	54,40	55,19	43,98	44,38	46,30	41,82	45,32
TiO ₂	2,26	2,30	1,74	2,20	1,50	1,74	2,06	1,78	1,2	1,88
Al ₂ O ₃	16,73	17,28	16,94	16,90	16,60	15,97	16,83	18,88	14,73	16,69
Fe ₂ O ₃	12,97	12,96	12,71	11,71	10,75	11,68	12,62	9,74	11,51	11,48
MnO	0,19	0,18	0,16	0,05	0,09	0,16	0,22	0,16	0,13	0,19
MgO	6,99	4,85	0,36	0,21	1,19	9,1	7,71	5,54	2,8	6,97
CaO	10,31	8,92	7,43	4,68	3,99	11,13	9,69	9,54	12,18	9,30
Na ₂ O	2,57	3,53	6,40	8,40	7,07	2,16	2,67	3,15	4,52	3,04
K ₂ O	0,39	1,00	0,09	0,05	0,68	0,39	0,34	1,11	0,35	1,24
P ₂ O ₅	0,37	0,96	0,38	0,38	0,54	0,41	0,31	0,49	0,37	0,39
ППП, %	2,5	1,95	0,85	0,53	2,40	2,61	2,61	2,50	9,76	2,79
Σ щел.	2,96	4,53	6,49	8,45	7,75	2,55	3,01	4,26	4,87	4,28
Сумма	99,29	99,48	99,03	99,51	100,00	99,33	99,44	99,19	99,37	99,29

Продолжение таблицы В.1

Число	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Растайский грабен										
Серия	Субщелочная			Щелочная						
Образец	КА21-13/1	КА21-20	КА21-23/1	ЛР-12	ЛР-16	КА21-1/5	КА21-1/11	КА21-1/22	КА21-10	КА21-15
SiO ₂	46,19	45,47	46,18	47,62	43,70	48,17	43,40	44,30	44,86	46,25
TiO ₂	0,78	1,56	1,00	1,63	1,09	0,63	1,34	0,63	1,04	2,01
Al ₂ O ₃	19,75	19,52	19,34	19,93	19,83	19,34	19,92	23,24	19,27	19,82
Fe ₂ O ₃	12,16	11,66	10,85	7,13	10,27	10,31	11,49	10,12	9,88	11,39
MnO	0,29	0,19	0,19	0,09	0,17	0,24	0,20	0,22	0,18	0,11
MgO	2,60	3,62	4,56	3,96	4,23	1,08	3,70	1,52	6,55	3,50
CaO	9,41	8,71	8,59	6,04	11,90	6,19	9,44	6,08	9,03	3,33
Na ₂ O	4,42	4,98	4,13	5,13	2,89	7,23	4,64	5,63	3,80	6,81
K ₂ O	1,06	0,26	0,81	2,50	1,48	2,45	1,52	2,85	1,24	1,25
P ₂ O ₅	0,52	0,40	0,30	0,69	0,18	0,54	0,72	0,54	0,22	0,95
ППП, %	2,04	3,27	3,19	4,07	3,48	3,48	2,95	4,29	3,4	3,76
Σ щел.	5,48	5,25	4,94	7,63	4,37	9,68	6,16	8,48	5,03	8,06
Сумма	99,22	99,64	99,14	99,42	99,22	99,66	99,32	99,42	99,47	99,18
Саралинский грабен										
Серия	Субщелочная									
Образец	2016-19	2016-20	2016-21	2016-22	2016-24	2016-25	2016-27	2016-29	2016-30	2016-31
SiO ₂	55,60	44,48	62,88	62,54	62,18	62,18	45,52	43,39	61,64	55,98
TiO ₂	1,99	2,8	0,69	0,52	0,53	0,52	1,37	1,96	0,91	2,17
Al ₂ O ₃	15,52	14,59	15,88	16,79	16,77	16,54	16,24	19,47	14,27	14,75
Fe ₂ O ₃	13,52	14,93	8,23	7,10	6,32	6,46	10,98	11,17	12,12	10,85
MnO	0,10	0,25	0,08	0,12	0,11	0,14	0,12	0,26	0,12	0,11
MgO	0,20	5,44	0,26	0,53	0,48	0,53	4,89	6,88	0,20	0,83
CaO	1,65	8,45	0,58	0,81	1,22	1,50	12,22	9,74	0,99	3,35
Na ₂ O	6,64	2,88	5,47	6,95	7,00	7,00	2,98	2,96	6,69	5,31
K ₂ O	2,58	2,19	4,74	4,22	4,11	4,03	0,95	0,28	1,69	4,49
P ₂ O ₅	0,65	0,67	0,16	0,10	0,10	0,10	0,23	0,29	0,27	0,84
ППП, %	0,80	2,39	0,81	0,18	0,58	0,25	3,80	3,25	0,31	0,65
Σ щел.	9,22	5,07	10,21	11,17	11,11	11,03	3,93	3,24	8,38	9,80
Сумма	99,25	99,07	99,78	99,86	99,40	99,25	99,30	99,65	99,21	99,33

Продолжение таблицы В.1

Число	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
Растайский грабен										
Серия	Щелочная		Высокощелочная				-			
Образец	КА21-19/1	КА21-22/1	ЛР-5	КА21-11	КА21-18	КА21-26/3	-	-	-	-
SiO ₂	50,08	44,23	35,91	38,98	40,38	39,72	-	-	-	-
TiO ₂	1,63	1,69	0,79	1,12	1,42	1,12	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	17,39	19,45	19,47	19,33	18,60	21,68	-	-	-	-
Fe ₂ O ₃	9,45	13,40	13,03	10,72	11,92	7,78	-	-	-	-
MnO	0,15	0,21	0,30	0,19	0,21	0,12	-	-	-	-
MgO	4,14	3,36	1,76	6,48	3,48	5,24	-	-	-	-
CaO	4,16	6,42	10,87	9,79	14,39	15,06	-	-	-	-
Na ₂ O	4,17	5,07	8,76	4,26	1,79	2,99	-	-	-	-
K ₂ O	4,40	1,49	2,19	1,25	2,56	1,10	-	-	-	-
P ₂ O ₅	0,67	0,68	0,78	0,25	0,61	0,18	-	-	-	-
ППП, %	3,15	3,22	5,41	7,13	3,89	4,28	-	-	-	-
Σ щел.	8,57	6,56	10,95	5,51	4,35	4,09	-	-	-	-
Сумма	99,39	99,22	99,27	99,5	99,25	99,27	-	-	-	-
Саралинский грабен										
Серия	Субщелочная									
Образец	2016-32	2016-33	2016-34	2016-36	2016-37	2016-38	2016-40	2016-41	2016-42	2016-43
SiO ₂	61,88	65,22	66,22	65,55	52,98	64,12	66,30	53,93	54,92	45,62
TiO ₂	0,94	0,68	0,67	0,64	2,40	0,67	0,67	2,19	1,94	1,99
Al ₂ O ₃	13,52	13,78	13,22	12,59	15,32	12,82	13,12	16,59	15,45	16,80
Fe ₂ O ₃	10,51	8,33	8,29	8,77	11,65	7,38	8,25	11,29	14,32	12,56
MnO	0,09	0,13	0,09	0,15	0,11	0,18	0,10	0,13	0,22	0,20
MgO	0,92	1,12	0,69	0,65	0,99	1,03	0,52	0,66	0,52	4,78
CaO	0,90	0,31	0,76	0,58	4,90	2,57	0,44	2,29	1,15	9,32
Na ₂ O	3,52	3,79	3,64	5,01	5,59	4,57	4,46	6,62	5,05	3,93
K ₂ O	6,10	4,64	5,63	4,68	2,93	3,37	5,16	3,06	3,09	0,69
P ₂ O ₅	0,22	0,07	0,06	0,06	0,96	0,07	0,07	0,77	0,66	0,40
ППП, %	0,77	1,49	0,73	0,40	1,51	2,75	0,81	1,60	1,04	3,31
Σ щел.	9,62	8,43	9,27	9,69	8,52	7,94	9,62	9,68	8,14	4,62
Сумма	99,37	99,56	100,00	99,08	99,34	99,53	99,90	99,13	98,36	99,60

Окончание таблицы В.1

Число	31	32	33	34	35
Растайский грабен					
Серия	-				
Образец	-	-	-	-	-
SiO ₂	-	-	-	-	-
TiO ₂	-	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	-	-	-	-	-
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-
MnO	-	-	-	-	-
MgO	-	-	-	-	-
CaO	-	-	-	-	-
Na ₂ O	-	-	-	-	-
K ₂ O	-	-	-	-	-
P ₂ O ₅	-	-	-	-	-
ППП, %	-	-	-	-	-
Σ цел.	-	-	-	-	-
Сумма	-	-	-	-	-
Саралинский грабен					
Серия	Щелочная				
Образец	2016-3	2016-12	2016-14	2016-15	2016-39
SiO ₂	44,02	45,16	46,7	41,73	48,47
TiO ₂	1,01	1,68	1,95	1,8	2,07
Al ₂ O ₃	14,16	15,53	16,1	14,17	16
Fe ₂ O ₃	5,04	11,92	10,69	12,12	12,1
MnO	0,32	0,2	0,19	0,21	0,21
MgO	1,66	3,04	6,39	4,88	1,91
CaO	13,38	7,46	4,93	9,58	4,99
Na ₂ O	4,32	4,39	6,11	5,69	5,49
K ₂ O	2,64	2,76	0,32	0,36	2,74
P ₂ O ₅	0,79	0,43	0,3	0,3	0,73
ППП, %	11,69	6,92	5,86	8,69	4,69
Σ цел.	6,96	7,15	6,43	6,05	8,23
Сумма	99,03	99,49	99,54	99,53	99,4

Приложение Г

(обязательное)

Микроэлементный состав девонских вулканитов Растайского и Саралинского грабен-рифтов в г/т (по данным ICP-MS)

Таблица Г.1 – Микроэлементный состав девонских вулканитов Растайского и Саралинского грабен-рифтов в г/т (по данным ICP-MS)

Число	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Грабен	Растайский									
Образец	ЛР-8/3	ЛР-9	ЛР-13/3	КА21-1/21	КА21-1/13	КА21-3/2	КА21-3/3	КА21-4	КА21-7/2	КА21-9
Cs	0,473	3,318	0,372	0,076	1,563	0,153	0,461	0,058	1,819	0,05
Cr	14,07	13,91	3,57	12,34	56,27	111,2	7,89	67,78	59,32	17,35
Ni	17,88	14,07	4,51	15,84	25,09	60,20	11,11	32,60	30,66	17,95
V	147,2	61,21	119,8	58,41	98,93	122,7	71,59	124,6	72,60	62,26
Co	34,35	19,73	24,65	13,89	20,97	26,16	17,87	22,37	33,37	9,58
Sc	24,32	6,35	15,37	5,89	12,62	18,28	9,27	16,09	16,02	8,12
Cu	45,05	49,78	118,9	35,36	11,71	26,92	113,1	19,89	20,40	34,46
Zn	92,05	117,5	161,2	82,78	97,50	81,88	118,1	89,69	71,15	51,67
Pb	3,30	16,15	7,27	12,87	6,08	13,75	12,52	13,93	12,23	3,06
Rb	12,90	34,53	26,64	4,68	28,12	16,23	24,57	2,84	25,63	0,92
Ba	436,2	755	750,1	81,16	509,9	433,5	838,7	138,7	422,8	275
Sr	340,8	1028	297,5	926,5	490,9	1822	855,0	1002	359,6	181
Zr	138,7	164	293,1	232,4	144,1	109,6	300,9	161,7	101	65,72
Nb	19,44	30,5	36,98	36,78	12,96	9,59	35,31	11,67	8,52	8,76
Hf	3,18	2,37	5,92	3,55	2,88	2,42	5,49	3,48	2,30	1,34
Ta	1,22	1,62	2,12	1,79	0,76	0,53	1,79	0,70	0,47	0,50
Y	22,19	25,1	30,41	28,07	22,54	20,14	40,29	21,34	25,25	13,49
Th	2,19	6,04	9,35	10,81	3,53	3,09	11,22	6,54	2,15	1,17
U	0,38	4,03	2,22	3,17	1,58	1,34	4,93	2,47	0,76	1,19
La	15,78	32,4	56,99	48,52	23,55	22,87	52,84	27,82	17,38	12,18
Ce	30,34	54,8	101,1	83,99	41,50	35,79	99,05	46,96	30,19	20,80
Pr	4,33	6,76	12,25	9,88	5,54	5,42	12,15	6,28	4,44	2,86
Nd	19,82	26,36	53,06	38,93	22,83	22,43	50,45	25,38	20,11	12,54
Sm	4,87	4,91	10,06	6,78	4,43	4,56	9,55	4,83	4,47	2,71
Eu	1,55	1,44	2,50	1,71	1,32	1,40	2,11	1,35	1,38	0,95
Gd	4,84	4,32	8,04	5,43	4,06	4,08	7,97	4,14	4,37	2,55
Tb	0,78	0,70	1,15	0,83	0,65	0,64	1,25	0,65	0,70	0,40
Dy	3,90	3,69	5,41	4,26	3,42	3,28	6,41	3,33	3,75	2,03
Ho	0,83	0,86	1,09	0,96	0,78	0,74	1,43	0,73	0,86	0,45
Er	2,24	2,57	3,01	2,85	2,28	2,02	4,29	2,13	2,46	1,23
Tm	0,38	0,47	0,52	0,53	0,42	0,36	0,77	0,39	0,44	0,21
Yb	2,32	3,10	3,25	3,54	2,71	2,32	5,09	2,62	2,82	1,31
Lu	0,29	0,40	0,41	0,47	0,36	0,28	0,63	0,34	0,37	0,16
ΣREE	92,3	142,7	258,8	208,68	113,85	106,19	253,99	126,95	93,74	60,38
LREE/HREE	4,39	7,14	9,20	9,14	6,12	6,02	7,48	7,10	4,47	5,50

Продолжение таблицы Г.1

Число	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Грабен	Растайский									
Образец	КА21-20	КА21-23/1	ЛР-13/2	ЛР-12	ЛР-16	КА21-1/5	КА21-1/11	КА21-1/22	КА21-10	КА21-15
Cs	0,114	0,395	0,372	0,344	0,761	1,608	0,214	6,292	0,230	0,224
Cr	8,12	6,27	5,97	27,05	10,91	18,53	29,28	66,06	170,7	3,16
Ni	6,90	11,57	9,19	16,99	30,66	15,40	55,85	17,16	107,2	4,42
V	47,02	113,4	189,5	138,9	115,2	16,76	90,96	16,51	154,6	129,0
Co	13,68	30,49	24,86	13,45	32,97	16,29	28,81	16,67	35,60	16,23
Sc	8,16	11,79	17,02	14,66	13,76	2,07	8,75	2,13	21,65	15,97
Cu	15,68	28,53	18,38	71,49	46,34	61,15	51,91	76,33	38,06	134,9
Zn	98,37	104,2	87,61	53,51	90,53	122,9	106,1	129,5	83,47	105,7
Pb	5,37	6,84	7,19	5,91	6,42	7,88	6,70	8,79	10,50	7,16
Rb	15,81	4,85	12,81	55,21	18,77	42,40	19,16	41,90	18,17	16,67
Ba	426,3	209,7	432,9	1133	380,5	727,6	399,5	855,1	1056	316,2
Sr	6612	1027	1086	651,5	742,6	1277	871,6	1809	706,3	291,9
Zr	143	198,9	109	247,1	98,79	185,2	167,3	183,7	110,4	311,5
Nb	11,1	17,49	7,29	31,73	7,54	57,45	28,29	58,17	11,64	38,51
Hf	3,27	3,89	2,55	5,08	2,00	2,03	2,61	2,04	2,30	6,26
Ta	0,60	1,12	0,37	1,79	0,40	2,99	1,49	3,04	0,64	2,19
Y	30,9	31,64	23,46	26,20	22,45	27,96	28,49	29,08	24,76	32,09
Th	2,43	6,45	3,79	6,70	1,34	8,16	5,04	8,88	2,43	9,88
U	1,31	3,01	1,22	2,12	0,93	6,43	3,23	6,07	1,64	2,35
La	16,8	28,35	18,11	31,88	11,70	44,49	32,11	45,95	16,32	60,35
Ce	34,08	50,58	35,41	61,29	22,09	73,17	55,73	75,24	29,47	107,4
Pr	5,11	7,09	5,12	7,72	3,12	7,88	7,17	8,18	4,09	13,00
Nd	23,98	30,30	23,09	35,47	13,80	30,08	28,86	31,38	18,18	57,05
Sm	5,56	6,41	5,03	7,40	3,56	5,40	5,61	5,59	4,30	10,93
Eu	1,63	2,01	1,43	1,94	1,21	1,71	1,74	1,71	1,37	2,74
Gd	5,44	6,04	4,53	6,16	3,31	4,73	5,16	4,87	4,26	8,74
Tb	0,89	0,96	0,71	0,93	0,61	0,76	0,83	0,79	0,70	1,24
Dy	4,71	4,99	3,73	4,56	3,52	4,08	4,34	4,18	3,79	5,78
Ho	1,09	1,14	0,84	0,96	0,77	0,95	0,99	0,97	0,87	1,16
Er	3,16	3,22	2,39	2,62	2,22	2,87	2,90	3,00	2,45	3,13
Tm	0,59	0,56	0,42	0,45	0,39	0,55	0,53	0,58	0,44	0,53
Yb	3,92	3,62	2,75	2,82	2,60	3,65	3,43	3,79	2,82	3,31
Lu	0,52	0,46	0,36	0,36	0,34	0,47	0,44	0,48	0,36	0,42
ΣREE	107,5	145,7	103,9	164,6	69,24	180,8	149,8	186,7	89,4	275,7
LREE/ HREE	3,90	5,34	5,06	6,91	3,63	8,14	6,36	8,17	4,24	9,19

Продолжение таблицы Г.1

Число	21	22	23	24	25	26	27	28	29
Грабен	Растайский						Саралинский		
Образец	КА21-19/1	КА21-22/1	ЛР-5	КА21-11	КА21-18	КА21-26/3	2016-2	2016-4	2016-5
Cs	0,570	0,144	1,551	0,384	0,150	0,193			
Cr	12,15	3,75	5,13	518,9	12,91	116,8	4,02	16,30	19,43
Ni	16,54	9,34	7,07	213,4	12,94	57,17	5,19	3,16	8,96
V	141,3	96,95	14,67	153,2	47,58	139,7	52,10	51,24	34,35
Co	20,48	27,63	18,11	40,58	25,62	26,71	9,15	1,74	0,73
Sc	14,44	11,21	1,63	26,44	7,51	24,34	4,88	5,62	5,20
Cu	153,3	49,02	20,64	42,77	21,47	31,14	6,17	2,51	1,52
Zn	127,5	130,9	127,4	99,68	117,7	55,42	36,86	2,35	0,11
Pb	9,89	15,36	22,00	7,90	7,82	2,82	-	-	-
Rb	101,23	20,35	48,45	6,51	48,54	24,62	2,54	0,57	0,98
Ba	1960	1303	1487,1	371,1	1613,3	220,58	238,0	15,30	3,24
Sr	624,57	799,09	2002,3	692,6	1119,9	696,83	480,7	922,6	370,8
Zr	123,67	253,74	218,22	119,8	245,5	92,91	66,00	52,40	64,70
Nb	37,25	27,91	59,28	14,61	27,21	6,14	6,06	3,29	3,31
Hf	2,96	4,63	2,08	2,38	3,97	1,96	1,31	0,00	1,35
Ta	2,12	1,55	3,00	0,80	1,44	0,35	0,33	0,19	0,19
Y	25,78	47,12	41,79	22,62	32,16	18,04	10,61	8,95	5,24
Th	7,13	5,77	10,26	2,90	4,79	1,29	0,54	0,54	0,31
U	1,96	3,17	9,05	1,80	3,56	0,61	0,31	0,42	0,47
La	40,38	36,79	60,04	19,36	35,90	10,85	11,44	5,35	6,58
Ce	73,50	68,32	102,11	35,63	64,29	21,21	25,35	13,30	15,34
Pr	9,06	8,77	11,52	4,79	7,94	3,09	3,30	1,87	2,04
Nd	39,17	39,95	45,67	20,39	34,17	14,10	12,87	8,25	7,72
Sm	8,00	8,71	8,12	4,30	6,90	3,45	2,61	1,92	1,44
Eu	2,00	2,40	2,50	1,30	1,94	1,19	0,81	0,61	0,37
Gd	6,66	8,34	6,97	4,10	6,16	3,42	2,38	1,95	1,28
Tb	0,97	1,37	1,15	0,66	0,98	0,55	0,36	0,30	0,20
Dy	4,63	7,41	6,02	3,52	5,01	2,91	2,04	1,78	1,14
Ho	0,94	1,70	1,40	0,80	1,13	0,66	0,41	0,37	0,22
Er	2,49	4,93	4,24	2,29	3,25	1,80	1,14	0,96	0,61
Tm	0,40	0,89	0,80	0,41	0,58	0,31	0,16	0,14	0,08
Yb	2,49	5,71	5,12	2,64	3,71	1,95	1,01	0,83	0,51
Lu	0,30	0,75	0,65	0,34	0,46	0,25	0,15	0,13	0,07
ΣREE	190,99	196,04	256,31	100,53	172,42	65,74	64,02	37,75	37,61
LREE/ HREE	8,15	4,85	7,88	5,26	6,43	4,04	3,36	2,39	4,14

Продолжение таблицы Г.1

Число	30	31	32	33	34	35	36	37	38
Грабен	Саралинский								
Образец	2016-7	2016-16	2016-18	2016-19	2016-21	2016-22	2016-24	2016-25	2016-27
Cs	0,07	0,15	0,15	0,75	0,42	0,15	0,14	0,14	0,25
Cr	137,81	4,98	30,19	29,14	5,32	6,18	5,23	9,71	63,95
Ni	37,70	5,10	11,98	6,38	7,96	0,96	0,13	1,30	16,80
V	29,89	46,34	54,42	26,55	2,35	0,80	1,01	0,56	56,10
Co	4,58	9,83	10,14	5,47	1,48	0,78	0,73	0,84	9237
Sc	3,61	5,66	7,28	10,29	1,14	0,74	0,97	1,74	8,80
Cu	3,30	4,57	4,36	6,83	0,74	1,03	0,79	0,34	1,40
Zn	1283	51,18	28,61	66,96	41,12	34,36	39,93	40,16	14,65
Pb	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Rb	1,55	3,57	5,37	42,89	24,49	20,69	26,28	25,21	6,29
Ba	50,95	142,79	194,90	973,30	458,50	217,30	230,8	177,8	57,55
Sr	131,40	250,20	196,20	417,80	62,30	33,80	55,50	52,70	201,0
Zr	60,80	60,80	55,30	523,20	125,50	137,80	211,3	189,3	33,80
Nb	3,65	4,46	3,55	34,65	8,99	10,22	11,71	11,69	1,94
Hf	1,53	0,01	1,16	0,20	2,65	0,07	3,62	3,27	0,80
Ta	0,28	0,28	0,20	1,91	0,34	0,65	0,45	0,07	0,11
Y	6,46	9,05	9,63	72,83	9,40	11,41	12,47	14,12	7,31
Th	1,88	0,71	0,52	10,84	1,98	2,16	2,17	2,15	0,27
U	0,87	0,33	0,26	5,27	0,60	0,56	1,13	1,07	0,16
La	5,79	8,35	5,88	63,23	8,29	11,43	13,56	15,09	3,88
Ce	14,98	18,08	12,91	139,18	20,70	24,29	27,70	30,23	7,72
Pr	1,68	2,32	1,78	14,75	2,28	2,60	3,29	3,42	1,05
Nd	7,15	9,62	7,75	69,44	8,73	9,53	12,27	12,67	4,76
Sm	1,54	2,01	1,78	16,00	1,96	2,02	2,49	2,53	1,23
Eu	0,35	0,67	0,61	4,09	0,54	0,41	0,48	0,49	0,42
Gd	1,48	1,93	1,88	16,13	1,85	2,01	2,35	2,41	1,30
Tb	0,22	0,29	0,29	2,50	0,31	0,34	0,39	0,40	0,21
Dy	1,31	1,74	1,80	15,85	1,92	2,19	2,52	2,51	1,29
Ho	0,27	0,36	0,38	3,40	0,42	0,48	0,54	0,53	0,27
Er	0,73	0,98	1,05	9,54	1,22	1,42	1,57	1,57	0,76
Tm	0,11	0,14	0,15	1,50	0,19	0,23	0,24	0,25	0,11
Yb	0,68	0,91	0,97	9,24	1,30	1,52	1,64	1,63	0,67
Lu	0,11	0,14	0,15	1,42	0,20	0,24	0,27	0,26	0,10
ΣREE	36,39	47,52	37,36	366,26	49,93	58,70	69,30	73,98	23,77
LREE/ HREE	3,09	3,00	2,33	2,39	2,60	2,57	2,77	2,79	2,32

Продолжение таблицы Г.1

Число	39	40	41	42	43	44	45	46	47
Грабен	Саралинский								
Образец	2016-30	2016-31	2016-32	2016-33	2016-34	2016-36	2016-37	2016-38	2016-40
Cs	0,09	1,29	0,14	0,06	0,08	0,1	0,04	0,31	0,5
Cr	2,13	16,64	5,36	2,89	8,18	5,40	1,05	13,46	32,02
Ni	1,66	10,94	0,25	0,47	0,30	0,22	0,43	1,03	3,82
V	3,09	401,20	3,67	1,48	2,39	6,14	18,68	2,17	1,66
Co	1,11	36,77	0,99	1,27	1,01	0,31	3,74	1,35	3,14
Sc	1,11	38,39	1,36	1,05	0,89	0,97	3,96	3,50	3,85
Cu	1,83	10,71	1,02	0,66	0,85	0,77	1,97	43,89	5,30
Zn	16,65	127,05	39,02	38,42	25,22	28,04	31,05	147,7	127,4
Pb	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Rb	7,59	52,18	43,01	22,76	33,50	33,87	10,88	86,86	148,3
Ba	139,40	698,40	137,00	76,10	76,57	74,17	111,3	295,8	286,7
Sr	51,60	369,10	15,40	13,30	13,30	10,40	141,8	71,10	46,90
Zr	127,70	179,50	219,30	270,00	206,60	247,90	163,6	855,4	1019
Nb	8,74	12,72	13,86	15,15	12,59	13,89	11,14	55,43	60,84
Hf	0,05	0,05	4,92	5,70	0,05	5,13	3,44	0,32	22,36
Ta	0,58	0,17	0,37	0,80	0,26	0,68	0,05	3,39	4,29
Y	16,98	38,26	20,46	26,37	22,75	24,22	22,72	93,45	97,39
Th	2,48	7,73	3,64	4,68	4,31	4,26	2,48	17,23	17,44
U	0,92	1,83	1,77	0,87	1,15	1,94	1,42	7,67	3,57
La	11,74	29,15	19,69	17,57	21,40	24,27	17,45	87,98	95,42
Ce	23,65	59,52	39,61	40,60	42,65	45,25	36,77	174,3	175,1
Pr	2,90	8,12	4,87	3,94	4,30	4,70	3,94	17,77	18,55
Nd	11,31	34,43	17,20	17,24	18,04	19,89	16,17	74,65	81,04
Sm	2,52	7,99	3,92	4,06	3,68	4,08	4,13	15,38	16,79
Eu	0,65	2,34	0,79	0,81	0,73	0,77	1,13	2,85	3,40
Gd	2,72	8,09	3,80	4,19	3,68	4,03	4,05	15,43	16,82
Tb	0,46	1,25	0,61	0,73	0,63	0,69	0,65	2,70	2,83
Dy	3,02	7,71	3,78	4,76	4,12	4,40	3,91	17,52	18,25
Ho	0,66	1,61	0,79	1,04	0,90	0,96	0,85	3,87	4,01
Er	1,94	4,43	2,24	3,08	2,70	2,89	2,45	11,25	11,64
Tm	0,31	0,66	0,34	0,48	0,45	0,44	0,35	1,79	1,85
Yb	1,85	4,10	2,26	3,19	2,87	2,98	2,26	11,62	12,00
Lu	0,28	0,63	0,35	0,50	0,45	0,47	0,35	1,75	1,83
ΣREE	64,01	170,02	100,25	102,19	106,58	115,82	94,46	438,9	459,5
LREE/ HREE	1,91	2,70	2,52	1,92	2,38	2,43	2,22	2,36	2,37

Окончание таблицы Г.1

Число	48	49	50	51	52	53	54
Грабен	Саралинский						
Образец	2016-41	2016-42	2016-3	2016-12	2016-14	2016-15	2016-39
Cs	0,852	0,262	0,214	0,3	0,3	0,025	3,428
Cr	4,17	2,21	21,88	24,85	26,26	22,37	0,88
Ni	6,78	2,08	18,82	4,44	18,93	12,12	1,46
V	8,87	7,08	216,20	34,18	57,58	54,28	7,00
Co	3,90	3,51	41,32	6,01	17,12	12,91	8,36
Sc	3,08	2,79	27,26	5,13	8,75	7,48	3,39
Cu	3,84	1,55	16,34	1,03	1,40	1,34	7,39
Zn	28,49	25,85	120,40	15,99	16,69	13,27	105,5
Pb	-	-	-	-	-	-	-
Rb	17,33	20,45	19,04	9,99	0,82	0,21	18,74
Ba	216,30	217,20	336,50	95,37	16,16	12,00	228,2
Sr	102,10	55,60	895,70	50,00	51,49	48,24	113,1
Zr	168,80	144,30	242,00	38,48	54,20	43,03	157,9
Nb	10,26	9,38	14,23	3,02	2,43	1,98	10,69
Hf	3,48	0,07	5,24	0,03	1,21	0,03	3,19
Ta	0,37	0,64	0,57	0,16	0,14	0,12	0,01
Y	19,75	20,99	42,10	6,06	9,22	9,54	19,97
Th	2,57	2,63	2,72	0,32	0,29	0,29	2,30
U	1,42	1,01	1,45	0,20	0,17	0,18	0,95
La	16,40	14,17	23,80	4,43	4,05	5,67	16,98
Ce	36,16	30,56	52,45	10,47	9,84	11,71	35,43
Pr	3,84	4,00	7,19	1,39	1,48	1,57	4,66
Nd	17,67	15,33	31,44	6,03	6,71	7,37	17,56
Sm	3,98	3,74	7,57	1,34	1,63	1,84	3,82
Eu	1,01	0,98	2,53	0,42	0,50	0,57	0,96
Gd	3,92	4,16	8,03	1,32	1,72	1,97	3,73
Tb	0,63	0,66	1,28	0,20	0,27	0,31	0,60
Dy	3,93	4,05	8,07	1,15	1,71	1,83	3,61
Ho	0,83	0,84	1,70	0,23	0,37	0,37	0,77
Er	2,35	2,38	4,73	0,64	1,00	1,03	2,24
Tm	0,38	0,36	0,70	0,09	0,14	0,15	0,33
Yb	2,22	2,24	4,50	0,58	0,87	0,93	2,13
Lu	0,35	0,34	0,66	0,09	0,13	0,14	0,32
ΣREE	93,67	83,82	154,65	28,38	30,40	35,46	93,16
LREE/ HREE	2,39	1,99	2,12	2,82	2,14	2,23	2,46