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

На правах рукописи

Мустафаев Агабаба Асланович

ПЕТРОЛОГИЯ ДИАХРОННОГО УНИВЕРСИТЕТСКОГО ФОИДОЛИТ-ГАББРОВОГО ПЛУТОНА (КУЗНЕЦКИЙ АЛАТАУ)

25.00.04 – Петрология и вулканология

Диссертация
на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель
кандидат геолого-минералогических наук, доцент
Гертнер Игорь Федорович

Томск – 2022

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ……..... 4

1 ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ И ЛОКАЛИЗАЦИЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ В СЕВЕРНОЙ АЗИИ …... 11

1.1 Особенности геологического формирования северной части Кузнецкого Алатау …… 12

1.2 Структурное размещение щелочно-базитовых плутонов на территории Мартайгинской щелочной провинции …… 20

2 ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ УНИВЕРСИТЕТСКОГО ПЛУТОНА….. 27

2.1 Внутренняя структура интрузивных тел плутона и вмещающих отложений……..……. 28

2.2 Геофизические параметры (магнитометрия) Университетского плутона и вмещающих отложений……..……. 34

3 ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ ИНТРУЗИЙ УНИВЕРСИТЕТСКОГО ПЛУТОНА……... 39

3.1 Петрография……. 39

3.1.1 Щелочно-габброидная ассоциация Университетского плутона ($g\epsilon_3$)..... 39

3.1.2 Дайкообразные тела Университетского плутона ($D_{1-2}g$)….……. 42

3.1.3 Дайковый комплекс Университетского плутона ($D_{1-2}g$)……..……. 47

3.2 Состав породообразующих минералов…….. 57

3.2.1 Минеральные характеристики плагиоклазов……. 58

3.2.2 Минеральные характеристики нефелина……... 59

3.2.3 Минеральные характеристики клинопироксенов……. 61

3.3 Выводы по главе 3……... 64

4 ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ИНТРУЗИЙ УНИВЕРСИТЕТСКОГО ПЛУТОНА……... 67

4.1 Распределение петрогенных элементов……. 67

4.2 Распределение редкоземельных и высокозарядных элементов…….. 73

4.3 Изотопная (Sm–Nd, Rb–Sr и U–Pb) геохронология интрузий Университетского плутона…… 79

4.3.1 Sm–Nd датирование…….. 80

4.3.2 Rb–Sr датирование…… 85

4.3.3 U–Pb датирование……. 87

4.4 Магматическая эволюция Мартайгинской щелочной провинции…….. 90

4.4.1 Первая стадия щелочно-базитового магматизма: ~ 500 млн лет назад (поздний кембрий-ранний ордовик)……... 90

4.4.2 Вторая стадия щелочно-базитового магматизма: ~ 400 млн лет назад (ранний и средний девон)…… 91

5 ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ИНТРУЗИЙ УНИВЕРСИТЕТСКОГО ПЛУТОНА…… 95

ЗАКЛЮЧЕНИЕ……. 111

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ ……..……... 114

Приложение А Химический состав плагиоклаза, нефелина, оливина и клинопироксена в главных интрузиях Университетского плутона в вес. % (по данным микрозондового анализа)…….. 140

Приложение Б Химический состав магматических пород Университетского плутона в мас. % (по данным рентгенофлуоресцентного спектрального анализа)……... 144

Приложение В Микроэлементный состав магматических пород Университетского плутона в г/т (по данным масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой)……..…… 148

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность работы заключается в разработке генетической модели формирования высокоглиноземистых щелочных магм на основе детального анализа вещественного состава горных пород Университетского фоидолит-габбрового плутона. Его роль для оценки условий формирования щелочно-базитовых ассоциаций Кузнецкого Алатау и Центрально-Азиатского складчатого пояса, в целом, может быть ключевой, учитывая структурную позицию данного объекта, уникальное широкое разнообразие интрузий разного порядка и слабую степень эрозии магматической колонны. Научные исследования по изучению щелочного магматизма северо-восточной части Кузнецкого Алатау и в частности, Университетского фоидолит-габброго плутона, как типичного представителя провинции, поддерживались Министерством образования и науки РФ и Правительством РФ в рамках ряда научных проектов лаборатории структурной петрологии и минерагении, лаборатории геохронологии и геодинамики, ГГФ, НИ ТГУ: проект № 18-17-00240 «Магматизм Азии в период с 500–400 млн лет назад и его связь с климатическими кризисами, включая массовое вымирание биологических видов в конце Ордовикского периода», выполненный при поддержке Российского научного фонда (2018–2020 гг., руководитель Гертнер И.Ф.); проект № 14.Y26.31.0012 «Происхождение, металлогения, климатические эффекты и цикличность Крупных Изверженных Провинций», выполненный при поддержке Правительства Российской Федерации (2017–2021 гг., руководитель Эрнст Р.Э.); проект № 19-35-90030 «Петрология Университетского щёлочно-габброидного массива (СВ Кузнецкий Алатау)», выполненный при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (2019–2021 гг., руководитель Гертнер И.Ф.); «Программа по содействию занятости выпускников 2020 года на научно-исследовательские позиции», выполняемый при поддержке Государственного задания Министерства образования и науки Российской Федерации (2020–2022 гг.); проект № 0721-2020-0041 «Геохимические параметры эволюции магматизма и рудогенезиса Центрально-Азиатского складчатого пояса»

выполняемый при поддержке Государственного задания Министерства образования и науки Российской Федерации (2020–2024 гг., руководитель Тишин П.А.).

Цель исследований содержала выявление особенностей структурно-вещественной эволюции фоидолит-щелочно-базитовой ассоциации диахронного Университетского плутона и его локализации в составе щелочно-базитового комплекса Мариинской Тайги. По мере развития исследований решались следующие задачи: 1) геолого-геофизическая реконструкция вероятного строения плутона; 2) изучение петрографического и минералогического состава магматических горных пород объекта; 3) оценка абсолютного возраста интрузивных тел Университетского плутона; 4) анализ формирования магмогенерирующего мантийного резервуара и палеогеодинамического режима эволюции магматических пород щелочно-базитовой ассоциации плутона.

Степень разработанности темы. В основу диссертационной работы заложены результаты полевых и лабораторных исследований магматических пород Университетского плутона сотрудниками группы «Нефелин» (1977–1987 гг.) и научно-исследовательской лаборатории структурной петрологии и минерагении (НИЛ СПМ) (2015–2022 гг.) Национального исследовательского Томского государственного университета (НИ ТГУ). Вся коллекция каменного материала является уникальной как для ареала Кузнецкого Алатау, так и для Центрально-Азиатского складчатого пояса, в целом, и находится исключительно в коллекциях НИЛ СПМ, НИ ТГУ. В результате проведенных полевых и камеральных работ за все время, составлены геологическая и геофизическая (магнитная съемка) карты масштабом 1:5000, задокументированы 11 детальных опорных разрезов скважин, а также описаны 20 канав и 100 шурфов. Всего изучено 120 образцов и прозрачных шлифов. Микрорентгеноспектральные исследования проведены для 77 минеральных фракций. В 44 валовых пробах определены содержания петрогенных окислов методом РФА и микроэлементов методом ICP-MS спектрометрии. В 45 валовых и мономинеральных пробах

изучен изотопный состав Sr и Nd, а также из одной пробы выделены цирконы для проведения U–Pb датирования.

Методы исследований. Вещественный состав магматических горных пород изучен с применением современных методов анализа геологических объектов: а) концентрации петрогенных и редких рассеянных элементов измерялись в Институте геологии и минералогии им. В. С. Соболева Сибирского отделения РАН (г. Новосибирск) методом РФА и в Томском государственном университете (г. Томск) методом ICP-MS на спектрометрах ARL-9900XP и Agilent 7500 соответственно; б) 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; в) изотопный анализ циркона проводили методом лазерной абляции и масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (LA-Q-ICP-MS) в Томском государственном университете (г. Томск) на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7900. Аналитические результаты обрабатывались с помощью программного пакета «Statistics», «Excel», «Isoplot/Ex», «Analyte Excite» и «CorelDRAW».

Положения, выносимые на защиту.

1. Строение Университетского плутона обнаруживает слабый эрозионный срез интрузивной колонны, что позволяет оценить особенности формирования головной части щелочно-базитовых объектов Мариинской Тайги. Структурная приуроченность плутона к двум контрастным свитам допускает более активное продвижение магматических расплавов в карбонатном субстрате с экранированием его эффузивным покровом.

2. Эволюция интрузивных тел Университетского плутона разделяется на два этапа регионального магматизма. Первый этап отвечает завершающей стадии аккреции Кузнецко-Алатауской палеодуги в раннем палеозое (позднекембрийская интрузия габброидов плутона 494–491 млн лет). Второй этап соответствует рифтогенным событиям региона в среднем палеозое (инъекции ранне-среднедевонских фоидолит-щелочно-базитовых даек на территории плутона 396–389 млн лет).

3. Изотопно-геохимическая специализация интрузивных тел Университетского плутона предполагает формирование исходных магм в сложной палеогеодинамической обстановке (континентальной окраины для габброидов и рифтогенеза для фоидолит-щелочно-базитовых даек) при участии плюмового и субдукционного источников. Изотопные параметры Sr–Nd для всех интрузий плутона, определяют генерацию родоначальных магм в виде PREMA, которые подверглись частичной контаминации с обогащением радиогенным стронцием.

Научная новизна. Комплексные исследования диахронного Университетского фоидолит-габбрового плутона отражают его исключительную эволюцию в истории развития Мартайгинской щелочной провинции. Впервые получены прецизионные аналитические данные петролого-геохимического и изотопно-геохимического состава магматических пород, которые позволяют обосновать и охарактеризовать источники вещества интрузий и оценить масштабы мантийно-корового взаимодействия, а также установить абсолютный возраст формирования плутона, который соответствует позднему кембрию (494–491 млн лет) с последующим внедрением даек щелочного состава на границе раннего-среднего девона (395–389 млн лет). Полученные результаты отражают диахронное формирование Университетского плутона, которые соответствуют основным этапам щелочно-базитового магматизма в Мартайгинской щелочной провинции.

Теоретическая значимость. Исследование вносит вклад в разработку новых подходов по изучению продуктов щелочно-базитового магматизма в условиях складчатых и рифтовых провинций мира. На примере Университетского фоидолит-габбрового плутона предложена петрологическая модель формирования уникальных щелочно-базитовых объектов региона. Выполнена аттестация родоначальных магм и охарактеризованы главные этапы ее эволюции. Осуществлена интерпретация геодинамического режима формирования фоидолит-щелочно-базитовой ассоциации пород плутона. Установлен абсолютный возраст магматической стадии формирования Университетского

плутона и сопровождающего его дайковой ассоциации в истории эволюции Кузнецко-Алатауского террейна.

Практическая значимость. Представленный подход научных исследований, по изучению щелочно-базитовых комплексов региона, также можно применять и для территории Центрально-Азиатского складчатого пояса и рифтовых провинций мира.

Апробация работы. Основные положения работы представлены на всероссийской конференции с международным участием «Петрология магматических и метаморфических комплексов» (Томск, 2017 г.); на Седьмой международной конференции «Крупные изверженные провинции в истории Земли» (Томск, 2019 г.); на международных виртуальных научных конференциях «Goldschmidt» (дистанционный формат проведения, 2020, 2021 гг.); на XXIX Всероссийской молодежной конференция «Строение литосферы и геодинамика» (Иркутск, 2021 г.).

Публикации. По теме диссертации опубликовано 10 работ, в том числе 3 статьи в журналах, включенных 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 (из них 2 статьи в зарубежных научных журналах, входящих в Web of Science, 1 статья в российском научном журнале, входящем в Web of Science), 1 статья в сборнике материалов конференции, представленных в издании, входящем в Web of Science, 1раздел в монографии, индексируемой Springer, 5 публикаций в сборниках материалов международных и всероссийских научных конференций.

Структура и объем работы. Содержание работы включает введение, пять глав, заключение. Общий объем работы составляет 153 страницы, 33 иллюстрации, 5 таблиц с аналитическими данными (среди которых 3 таблицы в приложениях), список литературы из 201 наименований и 3 приложения с аналитическими данными.

Благодарности. Автор всемерно благодарен своему научному руководителю, учителю по магматической петрологии, кандидату геолого-

минералогических наук, доценту кафедры петрографии, заведующему лабораторией структурной петрологии и минерагении, лабораторией геохронологии и геодинамики, НИ ТГУ, И.Ф. Гертнеру. Для получения бесценного опыта в профессии геолога Игорь Федорович предоставил возможность работать с ним бок о бок, проводить совместные экспедиции и приобретать профессиональные навыки, знания в области магматической петрологии. За все это время автор получал всемерную поддержку и искренне благодарен своему наставнику.

За ценные советы в аналитических исследованиях и консультацию по вопросам магматической петрологии автор признателен сотрудникам геолого-географического факультета НИ ТГУ, заведующему кафедрой динамической геологии, доктору геолого-минералогических наук, профессору В.В. Врублевскому и заведующему кафедрой петрографии, доктору геолого-минералогических наук, профессору А.И. Чернышеву, а также кандидатам геолого-минералогических наук, доцентам Н.А. Макаренко, О.М. Гриневу, И.В. Вологдиной, А.Д. Котельникову. Автор выражает свою признательность сотрудникам «Аналитического центра геохимии природных систем» НИ ТГУ, И.О. Кремеру, А.С. Семирякову, К.В. Бестемьяновой и многим другим, за активную помощь при выполнении аналитических исследований по породам Университетского плутона.

Полезные, ценные и конструктивные советы при выполнении исследований и подготовки диссертационной работы оказаны начальником научного управления НИ ТГУ, кандидатом геолого-минералогических наук, доцентом кафедры петрографии Т.С. Красновой.

Большую помощь и ценные советы по геофизическому анализу оказал кандидат геолого-минералогических наук, доцент кафедры геофизики НИ ТПУ и кафедры динамической геологии НИ ТГУ, Ю.В. Колмаков.

При проведении полевых работ неоценимую поддержку своим участием оказали сотрудники НИЛ СПМ, НИ ТГУ, аспиранты В.А. Крылова, Н.А. Дугарова, бакалавры К. Курумшыева и А.Ю. Еремин.

Также, большой вклад по интерпретации изотопной геохимии внесли коллеги из Геологического института КНЦ РАН (г. Апатиты), под руководством, доктора геолого-минералогических наук, заведующей лабораторией изотопной геохимии Т.Б. Баяновой и кандидатов геолого-минералогических наук П.А. Серовым и Д.В. Елизаровым, за что автор им признателен.

Часть аналитических исследований проводились в Институте геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения РАН (г. Новосибирск) при участии А.В. Вишневского.

Координирование научно-исследовательской работы во многом обеспечивалась наставлением и помощью декана геолого-географического факультета НИ ТГУ, П.А. Тишиным, за что автор ему благодарен.

1 ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ И ЛОКАЛИЗАЦИЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ В СЕВЕРНОЙ АЗИИ

Щелочной магматизм долгое время считался типичным для платформенных обстановок и там, где он проявлялся в пределах складчатых областей, ему придавалось второстепенное значение. Однако проявление щелочного магматизма может быть связано с несколькими причинами: 1) с условиями спокойного тектонического режима (платформенный, посторогенный) при дифференциации основных магм, что приводит к образованию небольших объемов остаточных щелочных расплавов [Шейманн, 1968; Яшина, 1982]; 2) с процессами растяжения и, более конкретно, с рифтогенезом [Burke, Dewey, 1973; Pirajno, 2015]; 3) и с плюмовой активностью [Condie, 2001; Ernst, 2014]. Мы рассматриваем обстановку щелочного магматизма в Центрально-Азиатском складчатом поясе (ЦАСП) [Врублевский, Гертнер, 2021; Doroshkevich et al., 2012; Gordienko, 2019; Gordienko, Metelkin, 2016; Izborodin et al., 2020, Kuzmin, Yarmolyuk, 2014; Krupchatnikov et al., 2015, 2017; Metelkin, Koz’min, 2012; Mustafaev et al., 2020, 2022; Pirajno, Santosh, 2014; Sengor et al., 1993; Vrublevskii et al., 2019, 2020; Wilhem et al., 2012; Windley et al., 2007; Yarmolyuk et al., 2013], развивавшийся от раннего до среднего палеозоя [Dobretsov et al., 2003; Kovalenko et al., 2004; Kröner et al., 2008, 2014; Rytsk et al., 2007; Vorontsov et al., 2021a; Windley et al., 2002].

В западной части ЦАСП крупная Алтае-Саянская складчатая система [Vorontsov et al., 2021a] обрамляет южную часть Сибирского кратона. В эту систему входит несколько более мелких террейнов, на севере Кузнецкий Алатау, на востоке Западный и Восточный Саян, на юге Тувино-Сангиленский и Тувино-Монгольский (рисунок 1а) [Кононова, 1976; Корреляция … , 2000]. Кузнецкий Алатау представляет собой каледонский террейн с преобладанием аккреционных структурно-вещественных комплексов, относящихся к активной окраине Палео-Азиатского океана [Kuzmin, Yarmolyuk, 2014].

Щелочной магматизм в северо-восточной части Кузнецкого Алатау (Мариинская Тайга) обычно рассматривался как индикатор плюмовой активности и континентального рифтогенеза в ареале Алтае-Саянской складчатой системы [Кортусов, 1986; Гринев, 1994; Девонские …, 1996; Берзин, Кунгурцев, 1996; Корреляция …, 2000; Ярмолюк и др., 2000, 2003]. Современные петролого-геохимические и изотопно-геохронологические исследования демонстрируют существование различных вариаций эволюции щелочных магм, связанных со спецификой формирования структуры земной коры Мариинской Тайги [Покровский, 2000; Гертнер и др., 2002; Врублевский, 2003, 2015; Врублевский и др., 2002, 2004, 2013, 2014а, 2014б, 2016, 2018; Врублевский, Гертнер, 2021; Макаренко, Котельников, 2018; Мустафаев, Гертнер, 2020; Ernst et al., 2020; Gertner et al., 2020; Mustafaev et al., 2020, 2022; Vorontsov et al., 2021a; Vrublevskii et al., 2020].

1.1 Особенности геологического формирования северной части Кузнецкого Алатау

Геологическое строение северо-восточного склона Кузнецкого Алатау рассматривали многие исследователи в своих работах и описывали его принадлежность к неопротерозойской (по современным меркам) складчатой системе [Пинус, 1958; Мусатов, Тарков, 1959; Моссаковский, 1963; Скобелев, 1963; Кузнецов, 1964; Белостоцкий и др., 1965; Алабин, 1983; Кортусов, 1987].

С северной части Кузнецкий Алатау погружается под верхнефанерозойские толщи Западно-Сибирской платформы, со стороны юга примыкает к каледонидам Горного Алтая, а с запада и востока наложены палеозойские структуры Кузнецкой и Минусинской депрессий (рисунок 1б).

Ареалом щелочно-базитовых плутонов в Кузнецком Алатау служит его северо-восточная часть - Мариинская Тайга. В ней отмечаются складчато-глыбовые конструкции со сформированными метаморфическими комплексами неопроторезойского фундамента, раннекаледонскими складчатыми

сооружениями с наложенными рифтогенными вулканогенно-осадочными ассоциациями среднего палеозоя.

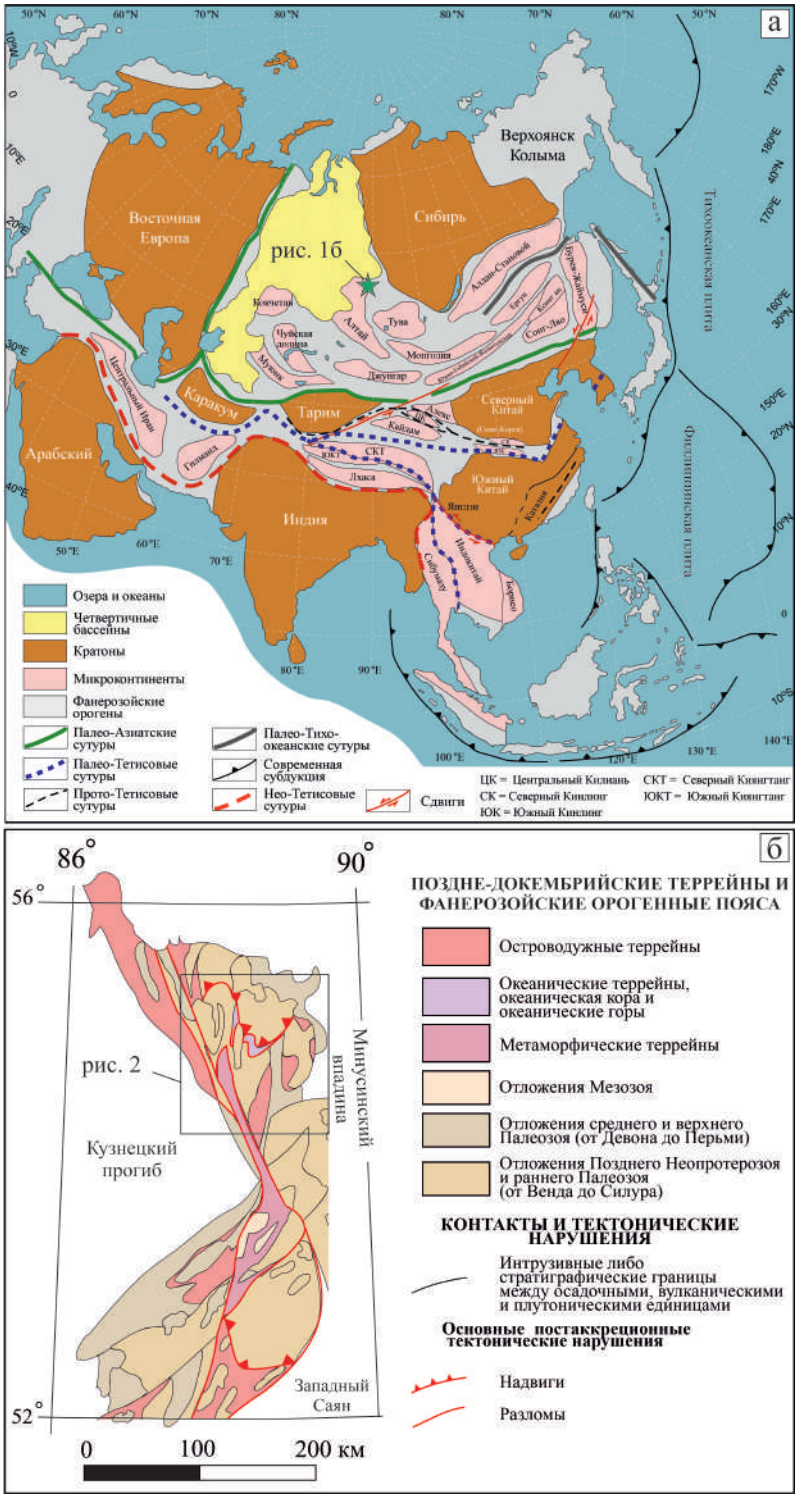


Рисунок 1 – Схематическая карта Азии (а), показывающая основные континентальные блоки и границы сутур по [Li, 2006, Metcalfe, 2013, Cawood et al., 2018, Zhao et al., 2018], с фрагментом локации Кузнецко-Алатауского террейна (б) по [Parfenov et al., 2004]

Блоки неопротерозойского фундамента (Томский, Терсинский, Татарский, Суховской и др.) выполнены кристаллосланцами (амфиболитового, габбро-амфиболитового и амфиболового составов) с локальными прослоями мраморов, силицитов и высоко-Fe осадочных отложений [Лепезин и др., 1978]. Материя метаморфических базитов идентична вулканитам срединно-океанических хребтов и базальтов океанических островов [Бабин и др., 1999; Владимиров и др., 1999]. Возраст окончания метаморфизма базитов по изотопным характеристикам соответствует 694±43 млн лет [Корреляция … , 2000]. Неопротерозойские породы считаются подстилающим мафическим основанием для эдиакаро-кембрийских карбонатных отложений с фрагментами вулканогенно-осадочных отложений и продуктов их разрушения.

Эдиакарские толщи представлены мраморизованными глинисто-кремнистыми-известняками и доломитами (кабырзинская и малорастайская свиты мощностью 1500–2000 м и 500 м соответственно). Ниже в разрезе эдиакаро-среднекембрийских отложений отмечены: доломитовые, известняковые и смешанные фациальные разновидности, которые по мощности соответствуют 1500–2000 м (растайская, белкинская, западносибирская и амарская свиты). В профиле средней части в ее основании преобладают флишевые отложения – конгломераты, песчаники, алевролиты с линзами известняков (основание усть-кундатской свиты ≤ 700 м), выше залегают – карбонатные (известняковые) толщи (усинской свиты ~ 2000 м). По своему возрасту представленные отложения соответствуют томмотскому периоду (усть-кундатская свита) и атдабанскому, ботомскому, тойонскому периодам (усинская свита) раннего кембрия [Алабин, 1983]. Кровля разреза формирует тектонические контакты с нижележащими породами, которые представлены терригенными отложениями полтавской свиты (до 500 м) – алевролиты, песчаники, туфопесчаники, туфы с локальными пластами известняков и конгломератов. Датируется полтавская свита по своему стратиграфическому положению - ранним-, среднем кембрием.

Выше с угловым несогласием залегают вулканогенно-осадочные отложения берикульской свиты с мощностью от 500 до 1550 м, которые завершают разрез

нижнепалеозойских отложений. В ее составе присутствуют лавы, туфы, туффиты субщелочных и известково-щелочных базальтов, с редкими фрагментами андезибазальтов и риодацитов. Палеонтологические метки свиты отсутствуют, поэтому ее время формирования определяется на основании стратиграфического разреза.

Осадочные отложения в раннем и среднем ордовике сформированы исключительно в области наложенных впадин среднего палеозоя, по длине восточного регионального разлома Кузнецкого Алатау (Томская, Золотокитатская, Кожуховская зоны) [Алабин, 1983]. По своему составу они соответствуют окраинно-морским флишоидным отложениям, в виде: конгломератов, песчаников, алевролитов, мергелей с тонкослоистыми известняками с мощностью ~ 1200–2500 м (тайменская свита). Локально в толщах могут присутствовать фациальные осадочные образования вулканогенно-осадочного и дацит-трахит-трахиандезибазальтового составов.

С отложениями раннего девона связаны лагунно-континентальные осадки, формирующие в Мариинской Тайге небольшие разобщенные грабены северо-северо-восточного простирания (Саралинский, Талановский, Растайский). В стратиграфическом разрезе аналогичные структуры идентичны девонским посторогенным впадинам, образованным на северном и восточном склонах региона – Чулымская и Минусинская впадины, и другие [Континентальный … , 1996]. В своем разрезе эти отложения регистрируют терригенные осадки: песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, конгломераты, битуминозные известняки и горючие сланцы (красногорской свиты) [Девонские ... , 1996]. В основном представленные осадки выше бронируют с угловым несогласием базальты различной щелочности, а также трахиты, трахиандезиты, трахидациты с редкими прослоями риолитов.

В истории магматизма Кузнецко-Алатауского ареала фиксируются несколько периодов.

Магматические образования в эдиакарскую эпоху сформировали локальные ареалы распределения контрастно дифференцированных вулканитов: низко-Ti

базальтов, высоко-Ti базальтов, лейкократовых базальтов и плагиориолитов. По своему возрасту упомянутые вулканиты определяются по стратиграфическому залеганию в толщах, без реальных датировок [Гинцингер и др., 1991].

Эдиакаро-раннекембрийский этап связывает обширное проявление низко дифференцированных толеитов океанических островов (OIT). С ними также ассоциируют сформированные ультрамафиты, которые по своему составу отвечают офиолитовой ассоциации Кузнецко-Алатауской палеодуги [Офиолитовая ... , 1982; Гончаренко, 1989; Симонов, 1993; Краснова, 2005; Дугарова и др., 2017; Крылова и др., 2021]. К этой группе относятся альпинотипные гипербазиты, габбро-диорит-долеритовые интрузии и небольшие проявления раннекембрийских плагиогранитов.

На границе раннего и среднего кембрия образовались дифференцированные известково-щелочные и умеренно-щелочные серии с обильным формированием вулканических и плутонических пород среднего и кислого составов. Вулканизм раннекембрийского этапа представлен локальными излияниями андезит-трахибазальт-базальтового состава. Позже на стадии среднего кембрия магматизм сформировал полный ряд магматических комплексов. Он представлен отчетливо проявленными риодацит-базальт-трахибазальтовыми вулканическими образованиями и крупными полиформационными плутонами широкого состава, которые объединяют в своем спектре пироксениты, габброиды и граниты. По всей видимости они трассируются вдоль систем глубинных разломов и максимального растяжения коры региона. На ранне-среднекембрийском рубеже отмечены небольшие формирования вулканитов андезит-базальтового состава в области некоторых грабенов (Гавриловский, Мурюкский и Тайдонский). А формирование батолитов гранитов и интрузий монцодиорит-монцонит-граносиенитового состава в Кузнецко-Алатауском ареале связывают с заключительным режимом каледонской тектономагматической активности [Берзин, Кунгурцев, 1996].

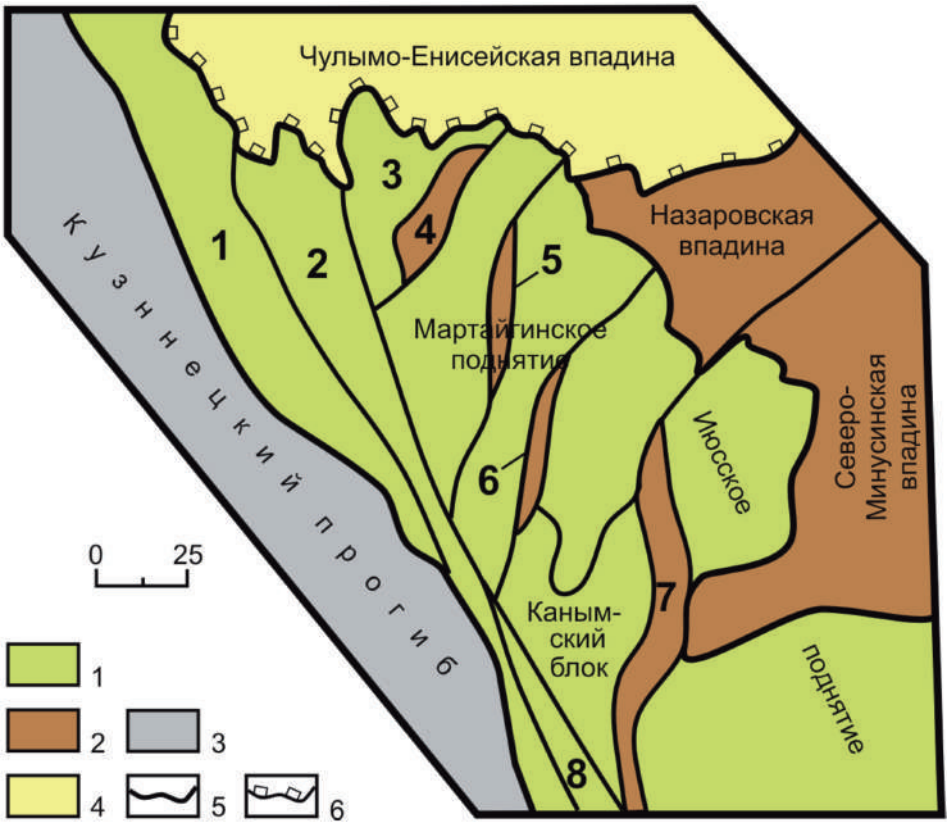
В ордовике магматические комплексы характеризуются локальными проявлениями, которые относят к наложенным среднепалеозойским протоорогенным впадинам вдоль основного линеамента Кузнецко-Алатауской

палеодуги, представленные окраинно-морскими флишоидными осадками [Алабин, 1999; Корреляция … , 2000]. Интрузии отвечают граносиенит-меланогранитовому составу, а вулканиты дацит-трахит-трахиандезибазальтовому составу. Представленные комплексы отвечают заключительной консолидации орогенной системы региона, либо служат началом активизации его посторогенного режима.

В девоне магматические проявления вулканического и интрузивного характера связаны с условиями рифтогенеза региона [Корреляция … , 2000; Гринев, 2007]. В Мартайгинской щелочной провинции этот вулканизм оставил свои след в виде северо-северо-восточных грабенов (Саралинский, Растайский, Талановский и др.) (рисунок 2). По своему составу он представлен субщелочными базальтами, щелочными базальтами, трахитами, трахиандезитами, трахидацитами, в меньшей степени риолитами.

Щелочно-базитовые плутоны раннего и среднего девона Мартайгинской щелочной провинции коррелируются по своему возрасту с вулканитами. Петрографический состав этих интрузивных комплексов отвечает габбро-сиенитам, диорит-габбронoритам, монцодиорит-гранодиорит-меланогранитам, субщелочным гранитам, щелочным гранитам, щелочным сиенитам, а также интрузиям в составе которых содержится нефелин. Современные изотопно-геохронологические исследования (Sm–Nd, Rb–Sr, U–Pb, Ar–Ar) позволяют выделить в Кузнецко-Алатауском ареале (Мариинская Тайга) три возрастных рубежа щелочно-базитового интрузивного магматизма, соответствующих: а) кембрию и раннему ордовику (510–480 млн лет); б) раннему и среднему девону (410–390 млн лет); в) поздней перми (~ 265 млн лет) [Гертнер и др., 2013; Врублевский, 2015; Врублевский и др., 2014а, 2014б, 2016; Врублевский, Гертнер, 2021; Макаренко, Котельников, 2018; Мустафаев, Гертнер, 2020; Mustafayev et al., 2017; 2019; Mustafaev et al., 2020, 2022; Vrublevskii et al., 2020]. Ранее считалось, что разный возраст магматизма отражает диахронность его проявления в отдельных сегментах этого региона. В частности, западный сектор соответствовал наиболее раннему его проявлению на границе кембрия – ордовика, центральный,

включая Кия-Шалтырский интрузив, соответствовал раннему девону, а его восточный сектор отражал проявление позднепермского возраста [Гертнер и др., 2013].



1 – Каледониды Кузнецкого Алатау; 2 – проявленные рифтогенные структуры; 3 – впадины позднего палеозоя; 4 – впадины мезозоя и кайнозоя; 5 – ареал распространения палеозойских структур; 6 – ареал распространения мезозойско-кайнозойских структур. Ключ: 1 – Пезасско-Золотокитатский горст; 2 – Тайдонский грабен; 3 – Чумайский блок; 4 – Палатнинская вулканотектоническая депрессия; 5 – Талановский грабен; 6 – Растайский грабен; 7 – Саралинский грабен; 8 – Томский блок

Рисунок 2 – Геотектоническая модель северного фрагмента Кузнецкого Алатау [Корреляция … , 2000]

Геотектоническое развитие Кузнецко-Алатауской палеодуги проявлено в пликативных и разрывных структурах. В каледонских структурах линейные и изоклинальные пликативные нарушения выражены в Пезасско-Золотокитатском горсте и Тайдонском грабене, прилегающих к региональному разлому Кузнецкого Алатау. В восточном сегменте Мартайгинского поднятия, сформированы

пликативные конструкции, в составе которых сформировались линейные и брахисинклинальные складки. Восточнее, в локации Июсского поднятия, проявлена брахиформная складчатость. В девоне произошло наращивание тектонических структур континентально-рифтогенного режима, выполненные – горстами, грабенами, прогибами, впадинами с красноцветными молассами и вулканитами субщелочного и щелочного составов.

Главные тектонические нарушения Кузнецкого Алатау представлены разломами различного класса, которые обычно связаны с образованием главного линеамента Кузнецкого Алатау [Мегакомплексы … , 1988]. Мантийный характер этих образований [Тектоника ... , 1973] традиционно описывается как отражение неопротерозоя-силурийского режима субдукционных процессов, которые заложили разломы оперяющего плана северо-западного и субмеридионального направлений [Алабин и др., 1999]. В условиях активного рифтогенеза региона на этапе среднего палеозоя также сформировались разломы глубинной специфики, заложившие оперяющие зоны растяжения как ССЗ, так и ССВ направлений.

Геологическая конструкция северо-восточной части Кузнецкого Алатау (Мариинская Тайга) демонстрирует в своей эволюции две главные стадии формирования, отвечающие: а) докембрию – раннему палеозою; б) среднему палеозою-мезозою.

На первой главной стадии в позднем докембрии в условиях морского осадконакопления начали формироваться и эволюционировать островодужные системы с океаническими, островодужными и окраинно-морскими комплексами. Ключевые характеристики магматизма на данной стадии проявлены в виде фемической специализации и зональным включениям, вдоль поясового характера структуры региона [Корреляция … , 2000]. Заключительная стадия каледонского магматизма отмечена формированием коллизионных гранитов. На завершающей стадии первого этапа геологические комплексы сформировались в условиях континентальной окраины по типу калифорнийского [Cole, Stewart, 2009], либо камчатского режимов, с низким проявлением локального магматизма в

Мартайгинской провинции [Владимиров и др., 1994, 2001; Берзин, Кунгурцев, 1996; Буслов, 1998; Алабин, 1999; Бабин и др., 1999].

Во вторую главную стадию, в режиме коллизии на окраине Сибирского кратона, формируются объемные рифтовые впадины на границе восточного фланга и северного фрагмента Кузнецкого Алатау и равным образом группы линейных грабенов реализованные – вулканогенно-осадочными и терригенными породами (Саралинский, Растайский, Талановский). В среднем палеозое тектонические процессы сформировали локальные ареалы комплексов различной щелочности. Многими исследователями, представленная стадия эволюции региона рассматривается как постколлизионный процесс, с режимом, континентального рифтогенеза [Берзин, Кунгурцев, 1996; Метелкин и др., 2000; Казанский и др., 2003, 2005; Буслов и др., 2010; Гринев, 2007; Ernst et al., 2020; Vorontsov et al., 2021a]. В этом режиме отмечается стремительное завершение площадного накопления осадков с установившимся континентальным строем во всем регионе Алтае-Саянской складчатой области.

1.2 Структурное размещение щелочно-базитовых плутонов на территории Мартайгинской щелочной провинции

Широкий спектр разнообразия формаций различной щелочности (от субщелочных до высокощелочных) в Мартайгинской щелочной провинции, не взирая на многочисленные попытки объединить в единую генетическую модель формирования не венчаются успехом. Основные сложности, возникают в исследовании генезиса интрузий сопоставляя, их различные возрастные характеристики, а также значительные вариации горных пород, которые залегают в многообразных структурах и стратотипах Мартайгинской провинции.

Геолого-съёмочные работы, проводимые в северо-восточной части Кузнецкого Алатау, с целью поиска нефелинового оруденения были заложены с середины прошлого столетия (20-ый век). В результате на территории Мариинской Тайги повсеместно были найдены горные породы, содержащие в своем составе нефелин, вследствие чего были открыты большие проявления

нефелинового оруденения в виде Кия-Шалтырского Горячегорского, Верхнепетропавловского, Кургусульского, Тулуюльского плутонов и некоторых мелких проявлений. Эти открытия заложили начало по изучению эволюции щелочно-базитового магматизма в Мартайгинской щелочной провинции. Однако позиции у специалистов по формированию магматизма щелочной специфики были разделены. Первые относили происхождение щелочных пород к разным формационным типам с диахронным проявлением. Вторые утверждали, что все магматические породы, содержащие в своем составе нефелин, относятся к горячегорскому щелочно-габброидному или щелочно-базитовому комплексу, который был сформирован в раннем и среднем девоне на этапе континентального рифтогенеза региона [Корреляция … , 2000].

Последние работы по изучению щелочно-базитового магматизма охватывают исследования локальных плутонов. Эти исследования позволяют охарактеризовать петролого-геохимические и изотопно-геохронологические особенности магматизма повышенной щелочности с позиции современной концепции плюм-тектоники [Врублевский и др., 1988, 2002, 2004; Гринев, 1990; Покровский, Виноградов, 1990; Покровский и др., 1991; Покровский, 2000; Гертнер и др., 2002]. Также сформировалось некоторое мнение о попутной благороднометалльной минерализации представленных ассоциаций горных пород [Сазонов и др., 1996, 2000; Опарин и др., 2011; Гертнер и др., 2022]. Специализация развития щелочных интрузий многими авторами связывается с тектонической активностью региона в среднем палеозое на этапе континентального рифтогенеза [Кортусов и др., 1967; Марков, 1984, 1987; Парначев, Смагин, 1985; Макаренко, 1987; Гринев, 1990; Континентальный … , 1996; Vorontsov et al., 2021a]. Несмотря на это, ряд специалистов признают эволюцию щелочно-базитового магматизма в широких временных пределах в разных геотектонических обстановках [Скобелев, 1963; Довгаль, Широких, 1980; Врублевский и др., 2004].

Локализация щелочно-базитовых плутонов в Мартайгинской щелочной провинции невелика и структурирована с северо-западного фланга Талановским

грабеном, с северо-востока каледонидами и впадинами, а на юго-востоке Саралинским грабеном. По своей форме фиксируется изометричная зона, диаметром ≈ 80 км. Данный ареал приурочен к восточному крылу глубинного линеамента Кузнецкого Алатау и к западному фрагменту среднепалеозойской рифтовой структуры Минусинской депрессии (рисунок 2).

В мозаично-блоковой конструкции Мартайги, щелочные интрузии заложены в крупном региональном тектоническом блоке Мартайгинского поднятия с более мелкими рифтовыми блоками: Кинжирский и Главстан-Юзикский [Макаренко, Кортусов, 1991]. Непосредственно сами интрузии локализованы вдоль региональных разломов ССЗ и ССВ направлений [Прусевич, 1978]. Эти вмещающие локации хорошо проявлены в структурах магнитного поля в виде отрицательных аномалий с линейными либо кольцевыми характеристиками [Грицюк и др., 1985; Макаренко и др., 1988]. С щелочно-базитовыми плутонами тесно ассоциируют протяженные дайковые тела (и дайковые скопления в виде роев) различной щелочности, от субщелочных до щелочных [Есин, 1987; Mustafaev et al., 2020, 2022]. Некоторые специалисты высказывают свою точку зрения в пользу структурного контроля щелочно-базитовых интрузий региона с локальными зонами растяжения из-за левосторонних сдвигов по типу «pull-apart» с амплитудами в 500–1800 м [Дроздов, Чайко, 1972ф; Уваров и др., 2002]. Помимо этого, существуют различные эффузивы, интрузивы и нефелинсодержащие метасоматиты пространственно тяготеющие к локальным разломам, которые как считают, контролируются, геологическими структурами первого порядка (Саралинский, Растайский, Талановский грабены), выполненные среднепалеозойскими вулканогенно-осадочными и вулканическими продуктами магматизма [Уваров и др., 2002]. Но следует отметить, что значительная часть щелочно-базитовых интрузий находится на некотором удаленном расстоянии от вышеупомянутых структур и могут залегать как в раннепалеозойских карбонатных, так и среднепалеозойских вулканогенно-осадочных толщах Мартайгинской провинции

(Дедовогорский, Кия-Шалтырский, Университетский, Белогорский, Верхнепетропавловский, Кургусульский плутоны).

Эти компактные (1–3 км^2) щелочно-базитовые плутоны и дайки в Мартайгинской щелочной провинции состоят из фоидолитов, базитов, габброидов (от умеренно щелочных до щелочных) и сиенитов (рисунок 3). Полный ряд магматических пород «горячегорского» комплекса содержится на участке Белогорского, Университетского плутонов [Гринев, 1987; Мустафаев, Гертнер, 2020] и частично, на Кия-Шалтырском месторождении уртитов.

В трассировки щелочно-базитовых интрузий Мариинской Тайги отмечены некоторые особенности в виде латеральной зональности [Гринев, 1990]. Например, с южного фрагмента представленного участка (рисунок 3) в северном направлении наблюдается постепенная смена ассоциаций от габбро-уртитовой (Кия-Шалтырский плутон), к габбро-тералит-плагиоклаз-ийолит-нефелин-сиенитовой (Университетский и Белогорский плутоны) и в северном фрагменте на территории Горячегорского плутона содержатся плагиоклаз-ийолит-ювитовая и нефелин-сиенитовая ассоциации. Помимо этого, с западного фланга на восточный фланг, начиная с регионального разлома Кузнецкого Алатау, интрузии фойяитового состава (Пестрой, Кабарзинской и Семеновской) сменяются на базит-щелочносалитовые проявления с обширно развитыми пуласкитами и фойяитами (габбро-сиенит-нефелин-сиенитовой ассоциации). А собственно, на востоке, зафиксированы высокощелочные, низкокремнистые базит-ультрабазитовые и фоидолитовые ассоциации [Макаренко, Кортусов, 1991].

В принятой легенде регионального магматизма на территории северной части АССО [Корреляция ... , 2000], фрагментом которой является Кузнецкий Алатау высокощелочной магматизм представлен следующими фазами: а) уртиты, уртит-мельтейгиты; б) пойкилитовое габбро и тералиты; в) трахитоидные тералиты и титанавгитовое габбро; г) двуполевошпатовые ийолиты (нефелиновые монцониты); г) нефелиновые и щелочные (либенеритовые) сиениты [Уваров и др., 2002, 2019]. Следовательно, выше названные фазы являются петротипом Горячегорского плутона (горячегорский комплекс).

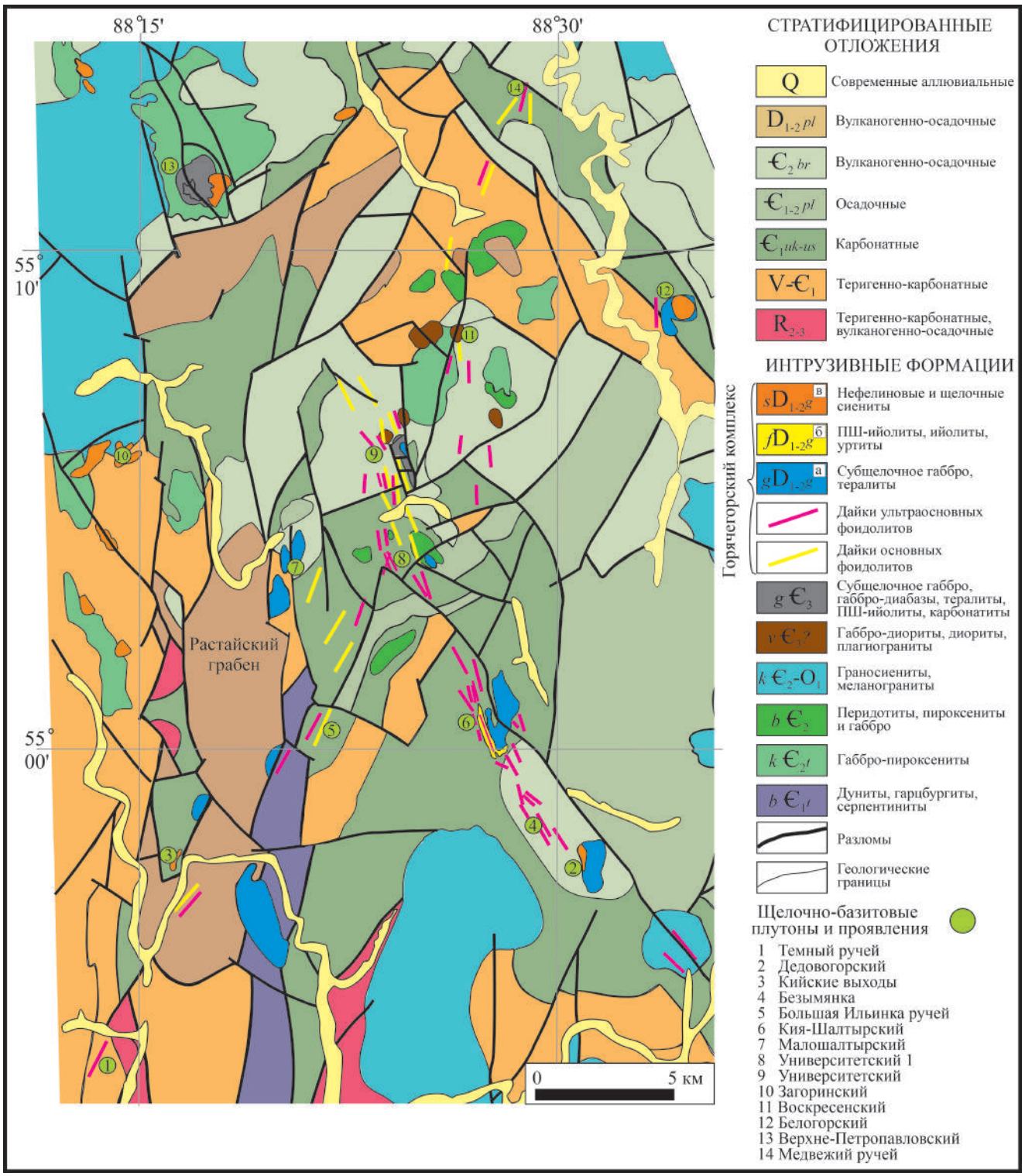


Рисунок 3 – Упрощенная геологическая карта Мариинской Тайги в масштабе 1:100000, составлена по материалам [Корчагин и др., 1987] с учетом современных работ [Бабин и др., 2007; Уваров и др., 2019] и дополнением автора. Цвета стратифицированных отложений заданы с учетом рекомендаций [Gradstein et al., 2020]

Впрочем, многие специалисты и исследователи не принимают представленную точку зрения ввиду следующих особенностей [Андреева, 1968; Мостовской, 1978; Гринев, 1990; Макаренко, Кортусов, 1991; Гертнер и др., 2001; Парначев и др., 2005]. Например, слагающие магматические породы Горячегорский плутон в виде первой фазы, которые отвечают плагиоклазовым ийолитам или как называют местные специалисты «горячитам», не совсем соотносятся с пойкилитовыми и трахитоидными тералитами Кия-Шалтырского месторождения, ввиду существенного отличия минералогического состава и их структуры. Помимо этого, как уже упоминалось ранее два этих плутона (Горячегорский и Кия-Шалтырский) в своем составе не содержат всех петрографических вариаций щелочно-базитовых пород региона, собственно, из-за чего, не могут считаться валидными петротипами. Поэтому, на данном этапе наиболее корректно следует разделять отдельные проявления магматических фаз для локальных щелочно-базитовых объектов. А для детального понимания эволюции щелочно-базитового магматизма региона с последующей целью объединения всех его продуктов в единый щелочно-базитовый комплекс, потребуются более масштабные дополнительные геолого-структурные, петролого-геохимические и изотопно-геохронологические исследования.

В частности, все проявления горячегорского комплекса по возрасту объединяли в среднепалеозойскую эру (ранний и средний девон) [Прусевич, 1959, 1978; Кортусов, 1967; Андреева, 1968; Кононова, 1976; Дроздов, 1990; Гринев, 1990; Корреляция … , 2000]. Однако, достаточно нетрадиционные для Мартайгинской щелочной провинции – карбонатит-щелочно-базитовые интрузии формирующие Верхнепетропавловский плутон [Врублевский и др., 2003; Врублевский и др., 2005; Врублевский, 2015] по абсолютному Sm-Nd изотопному датированию соответствуют раннему палеозою (поздний кембрий - 509±10 млн лет), что не согласовывается с выше описанным временем формирования горячегорского комплекса. В качестве укрепления теории о разновозрастной эволюции формирования щелочно-базитовых интрузий в Мартайгинской щелочной провинции также выступают субщелочные габброиды слагающие

Университетский плутон, которые датируются как позднекембрийские (494–491 млн лет назад) [Мустафаев, Гертнер, 2020] и подробно рассмотрены в четвертой главе настоящей работы.

Резюмируя данный раздел, следует отметить, что щелочно-базитовые плутоны залегающие в геолого-тектонических структурах Мариинской Тайги зависят от характерной для региона своеобразной мозаично-блоковой композиции. Уникальная специфика и широкое многообразие продуктов магматизма щелочно-базитового состава в Кузнецко-Алатауском ареале отражено в его воспроизведение и длительной эволюции от начального заложения островной дуги на раннем этапе, к аккреционно-коллизионному слиянию с Сибирским кратоном и последующему активному континентальному рифтогенезу региона. Разнородная геолого-тектоническая приуроченность щелочно-базитовых плутонов к разновозрастным карбонатным и вулканогенно-осадочным толщам и неодинаковая степень дифференциации компонентов, с многочисленными вариациями петролого-геохимических параметров, допускают сложные условия эволюции исходных фоидит-щелочно-базитовых магм.

2 ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ УНИВЕРСИТЕТСКОГО ПЛУТОНА

В Мартайгинской щелочной провинции на рубеже 50–60-х гг. прошлого столетия совместными усилиями геологов производственных и научных организаций были открыты и частично оценены перспективные на нефелиновые руды щелочно-габброидные плутоны, среди которых был обнаружен уникальный Кия-Шалтырский габбро-уртитовый плутон – сырьевая база Ачинского глиноземного комбината. В дальнейшем, несмотря на интенсивные поиски, фонд щелочно-габброидных рудоносных плутонов почти не увеличился, за исключением открытого в 1966 году Светлинского интрузива ийолитов [Мостовской, 1972] и отдельных находок линзовидных маломощных тел низкосортных ийолитовых руд сложного (возможно, метасоматического) генезиса. Проведенные экспедиции сотрудниками Томского государственного университета (1979–1989 гг.) под научным руководством профессора М.П. Кортусова и посвященные им тематические работы выявили ряд новых перспективных участков, где были найдены визуально трудно диагностируемые аллювиально-делювиальные обломки тонкозернистых нефелин-содержащих пород субвулканического облика, среди которых особый интерес представляли биминеральные образования: мелко- и микрозернистых ийолитов, ийолит- и уртит-порфиров. Детальное изучение одного из таких участков, проведенное геологами Мартайгинской экспедиции (ПГО «Запсибгеология») и сотрудниками ТГУ (группа «Нефелин»), позволило найти и оконтурить новый щелочно-габброидный плутон, который назвали «Университетский» в честь 100-летнего юбилея Томского государственного университета. Первые изучения Университетского плутона [Есин и др., 1987; Корчагин и др., 1987; Макаренко и др., 1988; Осипов и др., 1989] выявили интерес к данному геологическому объекту, поскольку в рамках его площади были обнаружены значительные скопления дайковых (дайки ультраосновных и основных фоидолитов, щелочных базитов, нефелиновых и щелочных сиенитов) и штокообразных тел щелочно-габброидного состава (шток субщелочных габброидов и тералитов с линзами

полевошпатовых ийолитов). Особенности их формирования представляют значительный интерес с позиции проявления щелочно-базитового магматизма как в Мариинской Тайге, так и в Центрально-Азиатском складчатом поясе в целом, поскольку представленный тип магматизма сохраняет важные следы геодинамических процессов, связанных с формированием континентальной коры и связанных с ними месторождениями рудных полезных ископаемых [Pirajno, Santosh, 2014; Yakubchuk, 2017].

2.1 Внутренняя структура интрузивных тел плутона и вмещающих отложений

Университетский плутон (55°05′30″ СШ, 88°23′30″ ВД) находится в ~ 10 км к север-северо-западу от действующего нефелинового рудника (рисунок 3) в правобережье р. Кийский-Шалтырь, несколько севернее приустьевой части руч. Воскресенка. Геологическое строение участка формируют стратифицированные отложения раннего кембрия усть-кундатской свиты ($Є_1uk$), представленные доломитами и доломитистыми известняками с прослоями сланцев, кварцитов, песчаников, туфов, и метавулканитов андезибазальтового состава. Как правило, они распространены в приподнятых тектонических блоках. Широко распространены в районе вулканогенные отложения берикульской свиты среднего кембрия ($Є_2br$), залегающие с угловым несогласием на подстилающих их породах и представлены базальтами, андезито-базальтами, дацитами, их лавобрекчиями и туфами. Породы разреза метаморфизованы, окварцованы и пропилитизированы.

Структурно-тектоническая позиция Университетского плутона и сопровождающего его дайкового пояса определяется приуроченностью к западному крылу Малоильинской антиклинали, ось которой имеет близкое к меридиональному простирание. Породы дислоцированы с образованием узколинейных антиклинальных и синклинальных складок, ориентированных согласно главному направлению структуры региона. Тектонические нарушения участка контролируются активизированным субмеридиональным региональным разломом, согласно с которым расположен Растайский грабен нижнего девона и

крупная ультрамафитовая интрузия хребта Бархатного [Краснова, 2005; Дугарова и др., 2017; Крылова и др., 2021]. Также участок характеризуется сложным блоковым строением, обусловленным большим количеством дизъюнктивных нарушений различного порядка. Нарушения сопровождаются зонами дробления и милонитизации.

Интрузивные образования на участке плутона принадлежат к различным возрастным комплексам. Предположительно самыми ранними являются габброиды, кварцевые диориты и плагиограниты Воскресенской интрузии (vЄ$_3$?) распространенные на севере участка, которые формируют позднекембрийско-ордовикский Кузнецко-Алатауский гранитоидный пояс [Уваров и др., 2019]. Субщелочные габброиды, слагающие Университетский плутон, по последним данным обнаруживают раннепалеозойское (gЄ$_3$) время формирования [Мустафаев, Гертнер, 2020; Mustafayev et al., 2017, 2019]. Среди штокообразных (и дайкообразных) пород установлены следующие главные типы: лейкотералиты, плагиоклазовые ийолиты и их полевошпатовые разности. Более сложный и пестрый состав имеют дайки, сложенные порфировыми и полнокристаллическими разностями пород, принадлежащих к двум основным группам – умеренно-щелочным (эссексит-диабазы, габбро-диабазы, тералит-диабазы, порфировидные тералиты, плагиоклазовые порфириты) и высоко-щелочным (уртиты, ийолит-порфиры, мельтейгит-порфиры, микроийолиты, камптониты, тамараиты, нефелиновые, анальцимовые сиениты и микросиениты), относящиеся, предположительно, к горячегорскому щелочно-базитовому комплексу ($D_{1\text{-}2}g$) согласно существующей легенде [Корреляция … , 2000; Уваров и др., 2019].

Структурное положение плутона подчеркивается субмеридиональным простиранием. Сопровождающие плутон многочисленные дайковые скопления простираются с северо-северо-западными и северо-северо-восточными направлениями, при углах падения для всех интрузий в 75–90°.

В современном эрозионном срезе плутон почти не обнажается. Он расположен в пониженной части рельефа и перекрыт чехлом рыхлых отложений

повышенной мощности до 20 м. В таких условиях его оконтуривание и выяснение особенностей геологического строения оказались сложными. Потребовался значительный объем горных, картировочных буровых и геофизических работ [Корчагин и др., 1987]. В плане Университетский плутон представляет вытянутое в меридиональном направлении тело (2.5 × 0.2–0.6 км), значительно осложненное разрывными нарушениями (рисунок 4). Взаимоотношения с вмещающими породами неравнозначны. С отложениями усть-кундатской ($Є_1uk$) и берикульской ($Є_2br$) свит граница на востоке тектоническая, на западе лишь частично осложнена разрывными нарушениями. В зоне активного контакта вмещающие известняки перекристаллизованы (мраморизованы), вулканиты испытали ороговикование, пропилитизацию, частичное окварцевание. В делювиальных обломках были зафиксированы остроугольные обломки ороговикованных вулканитов в габброидах плутона, подтверждающие интрузивный характер внедрения базитовой магмы.

Особенности строения расположенных по близости щелочно-габброидных плутонов, а именно, Кия-Шалтырского, Белогорского и Дедовогорского (рисунок 3) позволяют рассматривать их положение как вероятный структурный контроль формирования интрузий на границе карбонатной и вулканогенной толщ. В частности, наиболее мощные проявления уртитов Кия-Шалтырского и полевошпатовых уртитов Белогорского плутонов, локализованы в карбонатных толщах раннего кембрия, а Дедовогорский плутон, представленный только субщелочными габброидами, расположен в вулканогенной толще берикульской свиты ($Є_2br$) [Гринев, 1990, Войтенко, 2007; Врублевский и др., 2014а, 2016], тогда как на его юго-восточном фланге (в верховьях руч. Безымянки) обнаружены дайки ийолит-порфиров с «ксенолитами» уртитов, аналогичных подобным разновидностям в структурах Кия-Шалтырского месторождения и Университетского интрузива. Напротив, для Горячегорского плутона состоящего из плагиоклазовых ийолитов («лейкотералитов»), ювитов и поздних инъекционных нефелиновых сиенитов [Врублевский, Гертнер, 2021; Vrublevskii et al., 2020], который расположен северо-восточнее представленный схемы (рисунок

3), но не вошел в нее, характерно залегание исключительно в берешской вулканогенно-осадочной толще раннего девона (D_1br) [Уваров и др., 2019].

На представленной геологической схеме Университетского плутона можно увидеть, что субщелочные габброиды слагают основную часть плутона (около 85 %) и составляют его первую фазу формирования (рисунок 4а). Среди них по структурным, текстурным признакам и химическим особенностям можно выделить следующие разновидности: субщелочное меланократовое и лейкократовое габбро и субщелочные габбро-диабазы [Мустафаев и др., 2017]. Субщелочное меланократовое габбро распространено на участке плутона наиболее широко и слагает его центральную и северо-западную часть. Субщелочное лейкократовое габбро формирует северо-восточную часть плутона и характеризует постепенный переход от меланократового габбро к лейкократовому габбро (с запада на восток).

Вторая интрузивная фаза сформировалась несколько позднее (спустя ~ 100 млн лет) и представлена дайкообразным телом полевошпатовых ийолитов. Она продолжает полосовидное строение южного блока и простирается на север-северо-западную и север-северо-восточную часть плутона. По геофизическим данным (магнитная съемка) обнаружено самостоятельное тело на восточном фланге плутона не выходящее на дневную поверхность, предположительного лейкотералитового состава. В южном опущенном блоке, представленным карбонатными отложениями, присутствуют дайки мелкозернистых порфировидных плагиоклазовых ийолитов, которые могут рассматриваться в качестве жильных аналогов второй интрузивной фазы плутона. Важным элементом характеристики дайкообразных образований выступает их мощность. В структуре вулканогенно-осадочного комплекса ($Є_2br$) подобные дайки имеют мощность не более 5–7 метров, тогда как в карбонатом «эрозионном» окне мощность достигает 40–50 метров (полевошпатовые ийолиты на рисунке 4а). Данный факт отражает реальную степень эрозии головной части интрузивной колонны щелочных высокоглиноземистых магматических систем.

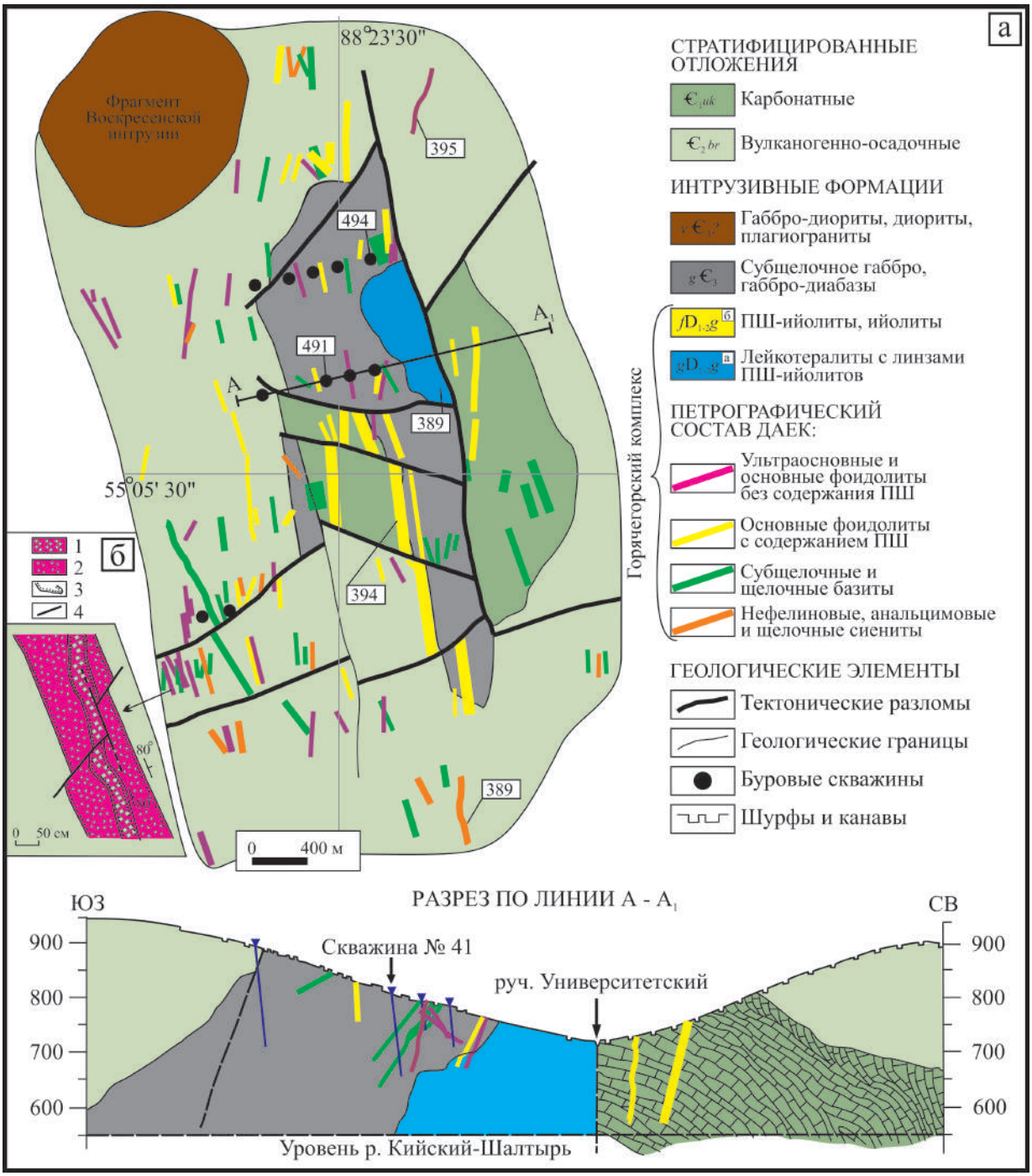


Рисунок 4 – Геологическая схема Университетского плутона (а); (б) - зарисовка дайки-уртит-порфира: 1 – уртит-порфир; 2 – мелкозернистый ийолит; 3 – зоны закалки; 4 – тектонические нарушения. Составлена по материалам [Есин и др., 1987; Корчагин и др., 1987; Макаренко и др., 1988; Осипов и др., 1989] с дополнениями автора. Цвета стратифицированных отложений выбраны с учетом рекомендаций [Gradstein et al., 2020]

Особый интерес как для Университетского плутона, так и для Мариинской Тайги в целом, представляют широко развитые дайковые породы пестрого

состава. Многочисленные наблюдения в горных выработках и скважинах позволяют установить дайковую (фрагментами - жильную) форму их залегания [Есин, 1987; Корчагин и др., 1987].

Дайки имеют северо-северо-западную и северо-северо-восточную ориентировку и сосредоточены, главным образом, в районе центральных и западных экзоконтактов плутона, располагаясь в виде узлов, из которых расходятся под острым углом, либо образуют линейные скопления субпараллельных тел с высокой и средней плотностью в виде дайковых роев (рисунок 4а).

По петрографическому составу выделяется несколько групп даек: 1) ультраосновные и основные фоидолиты (уртит-порфиры, ийолит-порфиры, микроийолиты с «ксенолитами» уртитов, микроийолиты, ПШ-ийолиты); 2) субщелочные и щелочные базиты (габбро-диабазы, лабрадоровые-порфириты, лейкотералиты, камптониты, тамараиты); 3) сиениты (нефелиновые, анальцимовые сиениты, микросиениты, тингуаиты).

Весь набор даек Университетского плутона является достаточно экзотическим для щелочно-базитовой провинции Мариинской Тайги и встречается в полном объеме исключительно в пределах Белогорского плутона и частично на Кия-Шалтырском месторождении уртитов [Гринев, 1987, 1990; Врублевский и др., 2016; Врублевский, Гертнер, 2021].

В целом следует отметить, что Университетский плутон представляет значительный интерес, поскольку его щелочно-габброидные породы близки по петрографическому и петрохимическому составу к пойкилитовым и трахитоидным габброидам Кия-Шалтырского месторождения [Гринев, 1990; Войтенко, 2007]. Обилие биминеральных нефелин-пироксеновых даек, наличие включений полнокристаллических уртитов среди микроийолитов (рисунок 4б), присутствие дайкообразных тел повышенной мощности, сложенных меланократовыми полевошпатовыми ийолитами, пегматоидный облик рудоносных пород, заметное развитие эндоконтактовых «закаленных» фаций, свидетельствуют в пользу представлений о том, что руды ийолит-уртитового типа

только начинают вскрываться современными эрозионными процессами на территории Университетского плутона.

Общее количественное соотношение плутонических и гипабиссальных разновидностей Университетского плутона предполагает слабый эрозионный срез вероятной магматической колоны, приуроченной к стратиграфической границе сложнодислоцированной изоклинально – складчатой системы карбонатных отложений усть-кундатской свиты, которая отмечает тектонические проникающие разрывы жесткой, берикульской вулканогенной свиты выступающей своеобразным литологическим экраном.

2.2 Геофизические параметры (магнитометрия) Университетского плутона и вмещающих отложений

Магнитное проявление – достаточно сложное физическое явление, которое связано со спецификой формирования атомных орбит. В геологии магнитные свойства, используют для выявления диа- и парамагнитных характеристик главных породообразующих минералов и их ферромагнитных элементов. В некоторых случаях акцессорные минералы могут проявлять сильные магнитные свойства относительно первых, что является следствием их химического состава. В качестве контраста минеральных параметров в основном выступает обильное распространение ферромагнитных минералов в горных породах. Эта зависимость обуславливает возможность использования магнитных параметров горных пород для детального исследования геологического строения регионов с их локальными участками [Физические ... , 1976].

Геофизические особенности локализации нефелиновых руд северо-восточной части Кузнецко-Алатауского хребта выполнялись в виде разномасштабных полей и измерений физических параметров, главным образом магнитной восприимчивости горных пород и руд района [Макаренко и др., 1988]. В то время было установлено, что физико-геологическая обстановка на изученных месторождениях, особенно на Тулуюльском плутоне не сводится к тому простому случаю, когда руды существенно отличаются по физическим параметрам от

вмещающих пород и создают - обособленные аномальные зоны. Главная особенность магнитного поля нефелиновых месторождений заключается в том, что данный метод не картирует различные литологические и возрастные комплексы пород, а включает аномальные зоны разного знака, явно наложенные на геологическую обстановку.

В 1982–1983 гг. сотрудниками Алатауской геофизической партии была проведена детальная (масштабом 1:5000) геофизическая магнитная съемка Университетского плутона и прилегающих его территорий. Наземная магниторазведка на площадке плутона проводилась с применением оптико-механического магнитометра М-27 с измерением вертикальной составляющей вектора магнитного поля в гаммах - единиц системы СГС: 1 гамма = 10^{-5} эрстед (Э). В современных исследованиях карты магнитного поля строятся по значениям магнитной индукции, измеряемой в нанотесла (нТл). 1 нТл = 10^{-9} Тл - единицы магнитной индукции в системе СИ. Соответственно 1 Э численно равен 10^{-4} Тл. Мы представляем результаты магнитной съемки с учетом современных концепций, основанных на расчете, что 1 гамма численно равна 1 нТл [Mustafaev et al., 2020]. Кроме того, была поставлена задача, провести полную интерпретацию магнитного поля участка Университетского плутона с выявлением основных магнитных характеристик интрузий и вмещающих его отложений, с составлением детальной и современной геолого-геофизической схемы.

В магнитном поле участка Университетского плутона (рисунок 5) находят отражение разрывные нарушения, дайки, а также блоки магнитных и немагнитных пород. Положительные аномалии собственно Университетского плутона образуют субмеридиональную зону повышенных значений от +15 до +150 нТл. Зона характеризуется сложной структурой, но достаточно контрастно выделяется на фоне отрицательных значений -10 ÷ -50 нТл, создаваемом более древними немагнитными отложениями усть-кундатской и берикульской свит. Сравнительно ровные до +30 нТл значения магнитного поля наблюдаются над субщелочными габброидами и габбро-диабазами, входящими в состав

Университетского плутона. Наиболее неоднородными его образованиями по проявлению в магнитном поле являются дайки ультраосновных фоидолитов, основных фоидолитов, субщелочных базитов, щелочных базитов, реже нефелиновых и щелочных сиенитов. Аномалии от них линейны, чаще всего с амплитудами +30 ÷ +80 нТл, но встречаются аномалии и до +80 ÷ +150 нТл. Они же, главным образом, усложняют структуру магнитной зоны Университетского плутона и вмещающих отложений (рисунок 5).

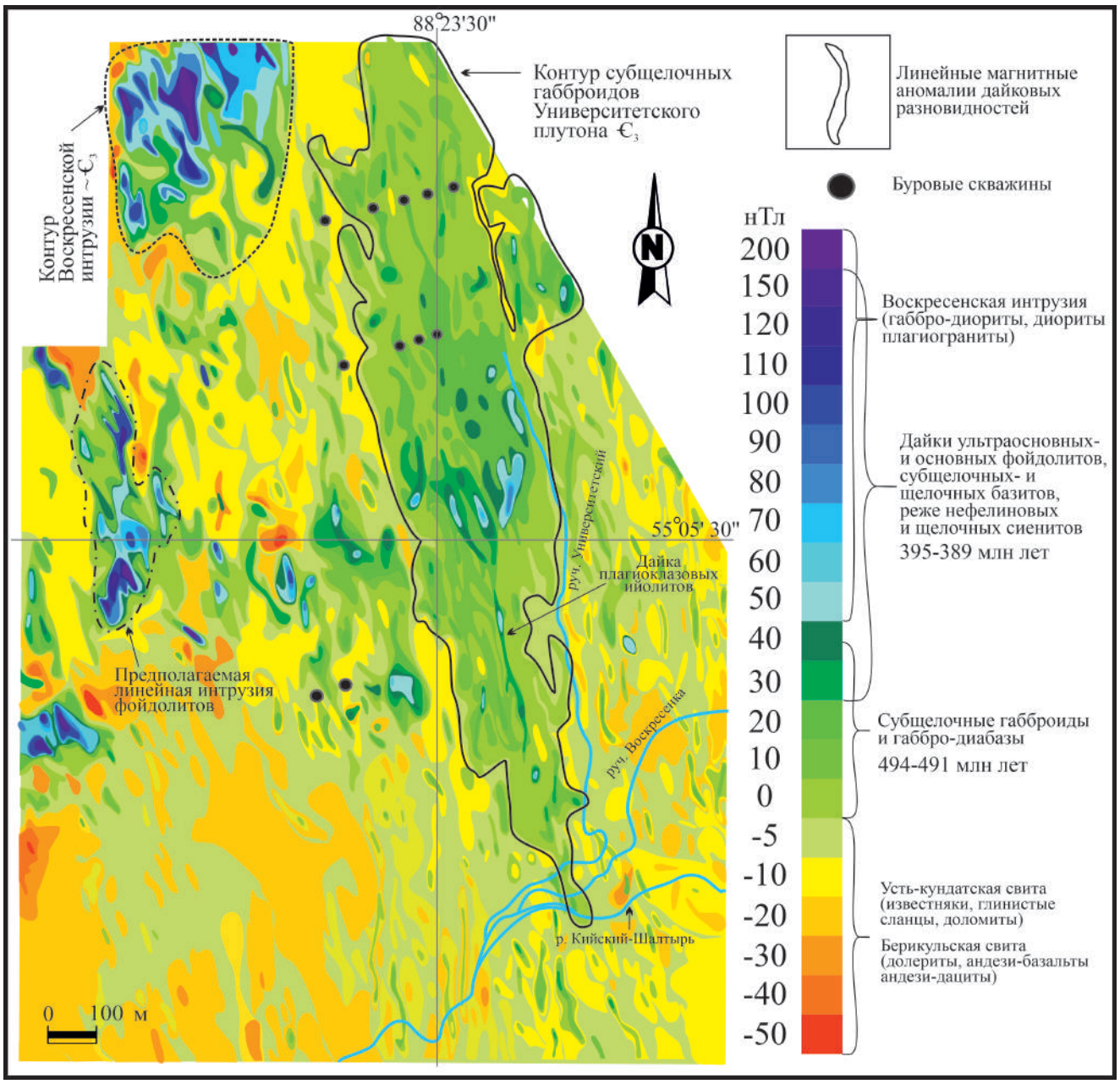


Рисунок 5 – Карта магнитного поля Университетского плутона в масштабе 1:5000, составлена по материалам наземной съемки [Корчагин и др., 1987]

Высокоинтенсивную +50 ÷ +200 нТл сложно построенную, но в общем изометричную аномалию на северо-западе от плутона образуют габбро-диориты и плагиограниты Воскресенской интрузии (рисунок 5).

Интерес в поисковом аспекте представляет субмеридиональная линейная аномалия с амплитудой свыше +200 нТл на западе участка. По своей форме она похожа на аномалии от даек Университетского плутона, но почти вдвое по интенсивности и размеру превышает даже самые высокоамплитудные их разновидности. Мы предполагаем, что эта линейная интрузия соответствует невскрытому телу фоидолитов. Безусловно, чтобы подтвердить данное предположение, в будущем потребуется проведение дополнительных геологоразведочных работ на участке плутона.

В магнитном поле Университетского плутона ярко проявлены северо-западные и субмеридиональные разрывные нарушения. Места их пересечений отмечаются отрицательными аномалиями магнитного поля как наиболее тектонически ослабленные участки. С Кия-Шалтырским месторождением уртитов рудопроявление Университетского плутона роднит обилие магнитных даек. Они образуют два мощных дайковых пояса ССЗ и ССВ простираний с поперечными размерами более километра каждый (рисунок 3). В месте пересечения двух дайковых поясов локализован Университетский плутон. Именно на пересечении двух дайковых поясов располагаются наиболее крупные месторождения ареала Мариинской Тайги – Кия-Шалтырский, Медведкинский [Макаренко и др., 1988].

Следует обратить внимание на то, что в окрестностях Университетского плутона присутствуют все магнитные характеристики структурно-вещественного строения эталонных месторождений (рудное поле Кия-Шалтырского, Тулуюльского, Медведкинского плутонов): линейные аномалии даек фоидолит-щелочно-базитового состава, магнитные габброиды, отчетливо фиксируемые северо-северо-восточные и северо-северо-западные тектонические нарушения, отделяющие плутон от вмещающих отложений (немагнитного фона). Предположительно, локализация нефелинового оруденения на участке плутона

несет слепой характер, которое может быть подтверждено дополнительными геологоразведочными работами.

На основании проведенного анализа геолого-геофизических особенностей интрузий Университетского плутона можно сформулировать первое защищаемое положение:

Строение Университетского плутона обнаруживает слабый эрозионный срез интрузивной колонны, что позволяет оценить особенности формирования головной части щелочно-базитовых объектов Мариинской Тайги. Структурная приуроченность плутона к двум контрастным свитам допускает более активное продвижение магматических расплавов в карбонатном субстрате с экранированием его эффузивным покровом.

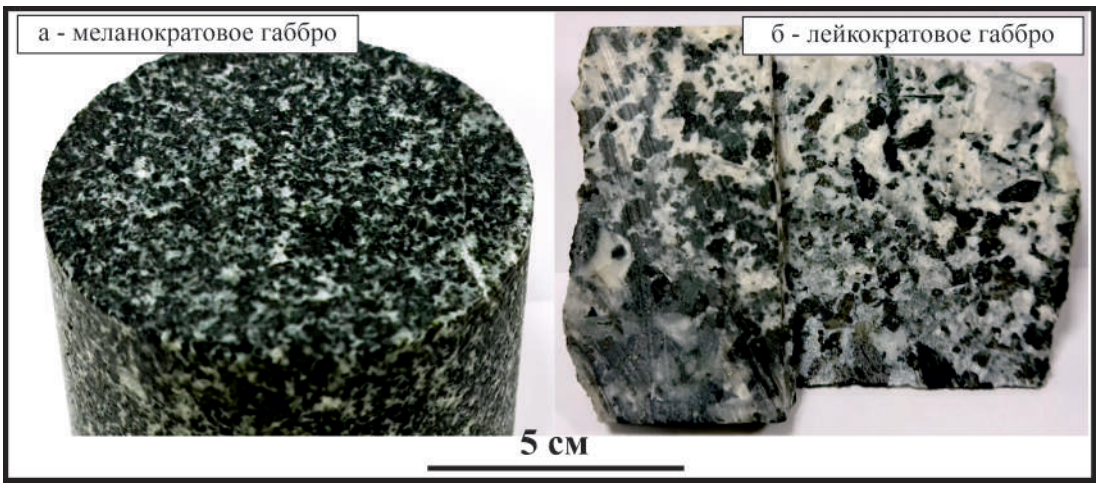
3 ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ ИНТРУЗИЙ УНИВЕРСИТЕТСКОГО ПЛУТОНА

В представленной главе дается петрографическое и минералогическое описание главных групп магматических пород Университетского плутона и сопровождающего его дайковой ассоциации, с представлением новых наблюдений автора и с учетом данных предыдущих исследователей [Есин и др., 1987; Корчагин и др., 1987; Макаренко и др., 1988; Осипов и др., 1988].

3.1 Петрография

3.1.1 Щелочно-габброидная ассоциация Университетского плутона ($g\text{Є}_3$)

Породы данной ассоциации на участке плутона пользуются широким распространением и представлены как интрузивными (субщелочное габбро) (рисунок 6, 7), так и субвулканическими (субщелочной габбро-диабаз) разновидностями.



номера проб: (а) С36/147, (б) С41/87

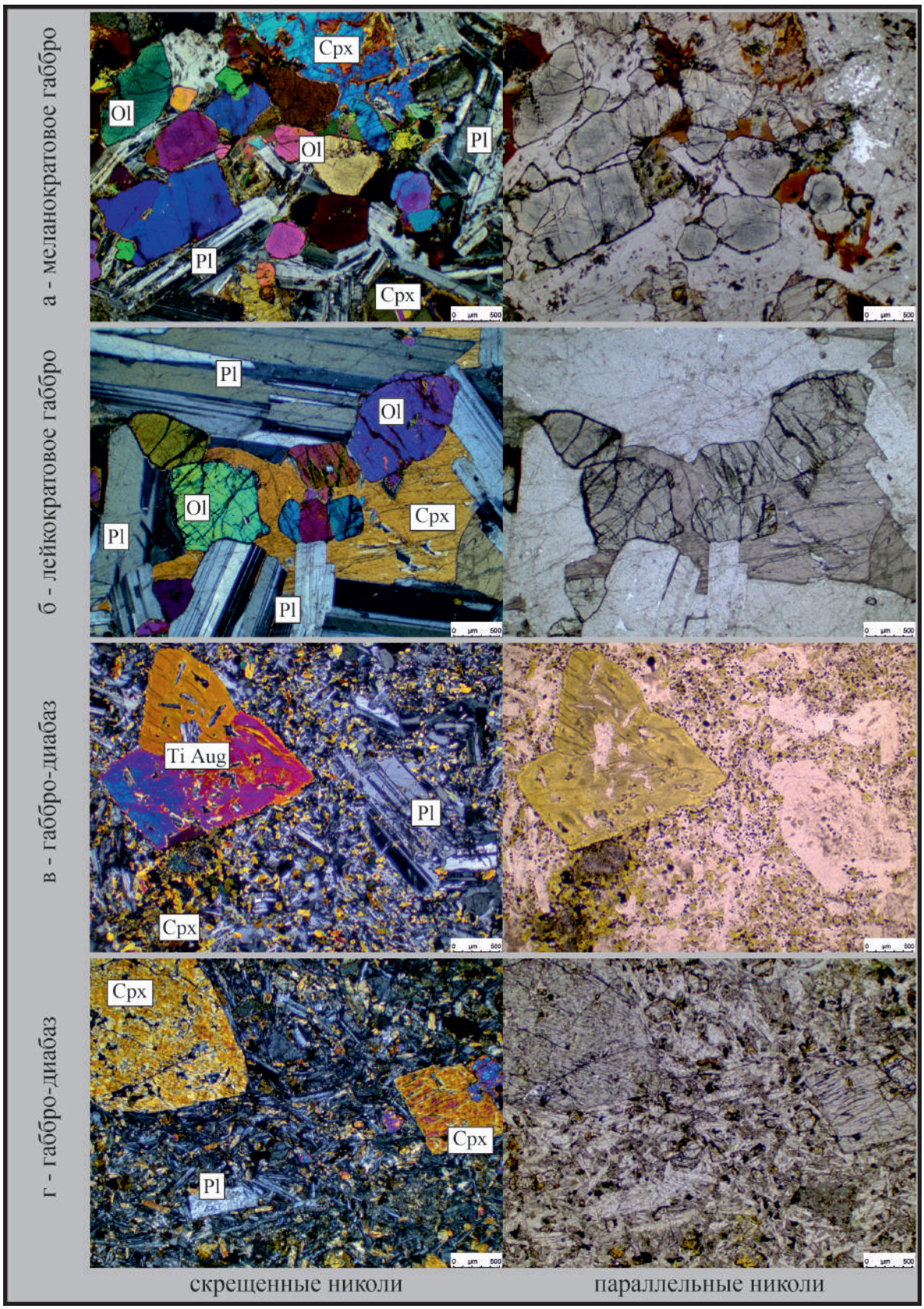
Рисунок 6 – Макрофотографии субщелочного габбро Университетского плутона

Главные особенности субщелочных габброидов были рассмотрены на примере керна двух картировочных скважин № 36 и 41. Среди них по структурным, текстурным признакам можно выделить две контрастные

разновидности: субщелочное меланократовое габбро и субщелочное лейкократовое габбро.

Субщелочное меланократовое габбро, отмечено в скважине № 36. Данные породы имеют разнообразный вид, который зависит от структурно-текстурных особенностей и минерального состава. Для меланократового габбро типична темно-серая окраска. Структура меняется от мелкозернистой до среднезернистой и фрагментами может быть крупнозернистой. Текстура имеет слабо выраженный такситовый характер. Минералы, слагающие субщелочное меланократовое габбро, формируют гипидиоморфнозернистую, а также пойкилоофитовую микроструктуры с крупными кристаллами клинопироксена (рисунок 6а, 7а). Помимо этого, породообразующие минералы представлены плагиоклазами и оливином. Соотношение минеральных пропорций варьирует в широких пределах: плагиоклаз – 35–40 %, клинопироксен – 48–53 %, оливин – до 10 %. Второстепенные минералы и акцессорные минералы отмечены в сумме до 2% и представлены роговой обманкой, титаномагнетитом, биотитом и апатитом. Вторичные минералы соответствуют серпентину, хлориту, серициту, реже кальциту и эпидоту.

Субщелочное лейкократовое габбро, вскрыто в скважине № 41. Представленная разновидность габброидов отличается от остальных разновидностей ярко выраженным лейкократовым обликом и крупнозернистой структурой (рисунок 6б). По внешнему облику данные габброиды представляют собой серые и светло-серые, средне- и крупнозернистые лейкократовые породы, в которых часто проявлена трахитоидная текстура, обусловленная субпараллельным расположением удлиненных кристаллов плагиоклаза. Наиболее характерные образцы данных пород были обнаружены только в виде делювиальных обломков. Характерны офитовые реже пойкилоофитовые структуры, с резко выраженным идиоморфизмом основного плагиоклаза (An_{48-62}) по отношению к клинопироксену (рисунок 7б). В некоторых зональных зонах (внешняя кайма), а также в виде самостоятельных зерен, встречается более кислый плагиоклаз (An_{37-45}).



номера проб: (а) С36/147, (б) С41/87, (в-г) к55/165(2), к68/125. Аббревиатуры: Ol - оливин, Cpx - клинопироксен, Ti Aug - титанавгит, Pl - плагиоклаз

Рисунок 7 – Микрофотографии субщелочных габброидов Университетского плутона

Клинопироксен уступает по идиоморфизму основному плагиоклазу, со средним и кислым, наоборот. Он характеризуется близкой или даже несколько большей степенью идиоморфизма. Обладает розовато-сиреневой окраской, интенсивность которой меняется от центра к периферии, что сопровождается вариацией оптических свойств. Оливин образует довольно крупные идиоморфные зерна, представлен гиалосидеритом (Fa_{36-47}) и присутствует в значительных количествах (до 10 %). В виде реакционных оторочек и чешуек вокруг зерен клинопироксена развивается биотит с интенсивной буровато-красной окраской, а в единичных случаях отмечается буровато-красный баркевикит. Акцессорные минералы представлены титаномагнетитом, реже апатитом.

Для субщелочного габбро-диабаза характерны микропорфировые, порфировидные и гломеропорфировые структуры, обусловленные присутствием более крупных, чем основная масса, зерен плагиоклаза и звездчатых гломеросрастаний призматических кристаллов клинопироксена (рисунок 7 в-г). Структура основной массы – микрогаббровая, диабазовая, микропойкилоофитовая. Текстура слабо такситовая и миндалекаменная. Плагиоклаз представлен андезин-лабрадором (An_{55-65}), клинопироксен – салитом, а оливин – гиалосидеритом (Fa_{42-47}), который часто замещается боуленгитом и серпентином. В незначительных количествах встречается магнетит и биотит. Высокая степень вторичных изменений обусловлена широким развитием амфибола, соссюрита и лимонита. Миндалины выполнены цеолитами, эпидотом с единичными зернами бурой роговой обманки.

3.1.2 Дайкообразные тела Университетского плутона ($D_{1-2}g$)

Данные породы представлены преимущественно крупными телами плагиоклазовых ийолитов, вероятной интрузивной фазы Университетского плутона и возможными контакто-реакционными образованиями в виде лейкотералитов (рисунок 8, 9).

Лейкотералиты с линзами полевошпатовых (ПШ) ийолитов ($gD_{1-2}g$) обычно светло-серые лейкократовые крупно- и грубозернистые породы с

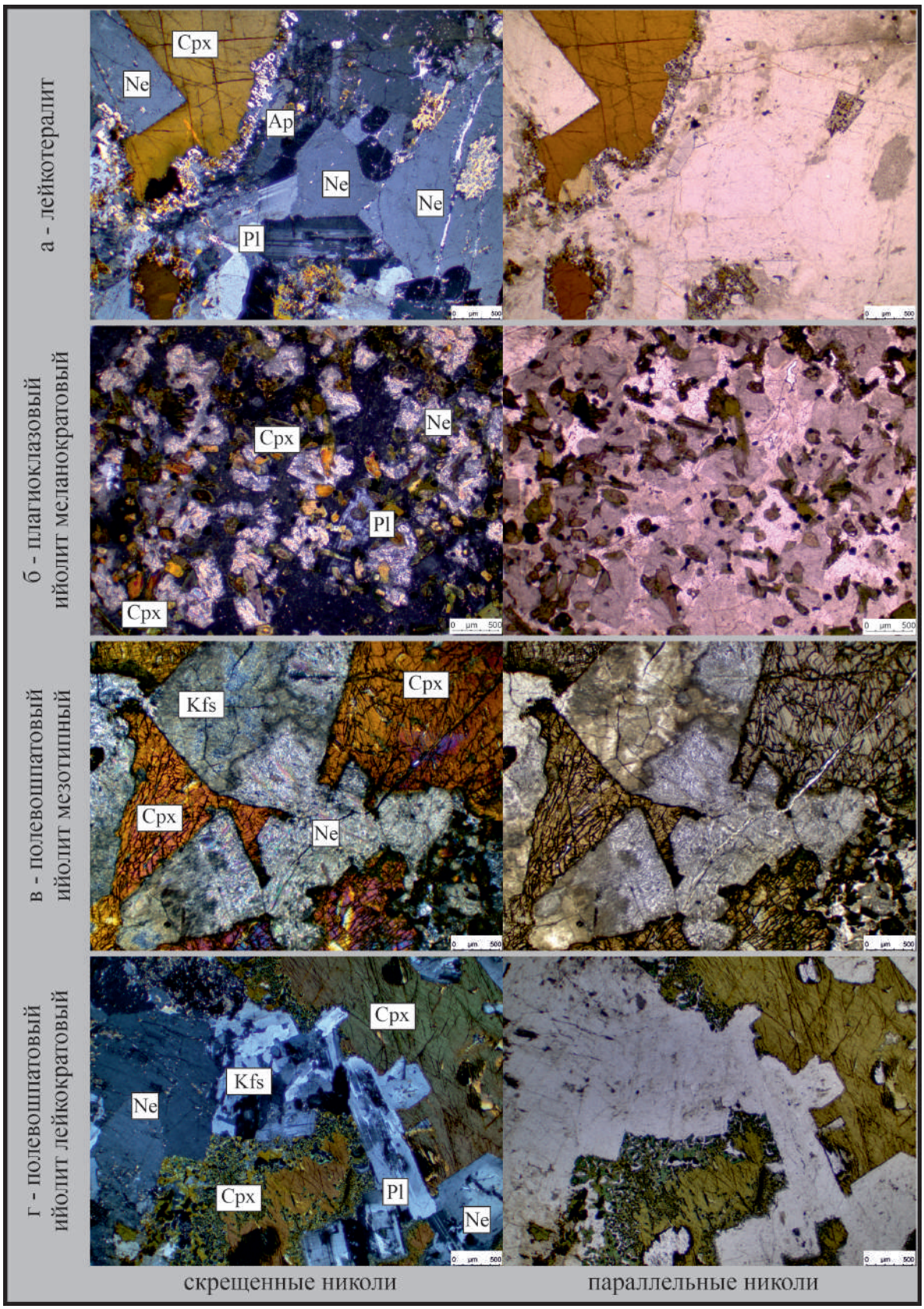
гипидиоморфнозернистыми и пойкилоофитовыми структурами (рисунок 8а). Главным породообразующим минералом является нефелин, среднее содержание которого оценивается в 47 %. Он обладает высокой степенью идиоморфизма и частично замещен либенеритом, иногда анальцимом. Довольно широко развит плагиоклаз, который представлен – лабрадором (An_{50-55}; 37 %). По лабрадору вторично развивается серицит и соссюрит. Клинопироксен представлен салит-фассаитом, по которому развивается темно-зеленый гастингсит (4.2 %) (рисунок 9а). Также в породе иногда встречается роговая обманка в виде самостоятельных зерен. В небольшом количестве (2.5 %) отмечен – гиалосидерит, замещенный агрегатом боуленгита. В виде единичных чешуек присутствует густо-зеленый биотит, развивающийся за счет эгирин-авгита. Акцессорные – титаномагнетит, апатит.

номера проб: (а) 8А, (б) УН2/19

Рисунок 8 – Макрофотографии дайкообразных проб Университетского плутона

<u>Полевошпатовые ийолиты ($fD_{1-2}g$).</u>

В пределах участка Университетского плутона как среди интрузивных, так и среди дайковых пород можно выделить вполне самостоятельную группу (серию) петрографических разновидностей, которая занимает промежуточное положение между фоидолитовой (бесполевошпатовой) и субщелочно-, щелочно-базитовой сериями: плагиоклазовые ийолиты меланократовые; полевошпатовые ийолиты мезотипные; полевошпатовые ийолиты лейкократовые.



номера проб: (а) 8А, (б) Y4, (в) УН2/1, (г) УН2/kfsi. Аббревиатуры: Ne - нефелин, Cpx - клинопироксен, Kfs - калиевый полевой шпат, Pl - плагиоклаз

Рисунок 9 – Микрофотографии дайкообразных проб Университетского плутона

<u>Плагиоклазовые ийолиты меланократовые</u> слагают дайкообразные тела мощностью от 14 до 40–50 м, прослежены по простиранию от 500 до 2000 м и расположены вблизи тела субщелочных габброидов по всей его длине (рисунок 4), но во вмещающих породах в пределах плутона отмечаются лишь единичные делювиальные обломки. В основном, они вскрыты канавами [Корчагин и др., 1987].

По своему внешнему облику данная разновидность характеризуется темно-серой окраской, мелко-среднезернистой структурой и массивной или слабо такситовой текстурой (рисунок 8б). Под микроскопом наблюдается гипидиоморфнозернистая структура с отчетливым идиоморфизмом клинопироксена по отношению к нефелину и плагиоклазу. Содержание плагиоклаза в породе может изменяться в широких пределах (5–25 %), даже в пределах одного дайкообразного тела. Максимальное содержание плагиоклаза наблюдается, как правило, при приближении к контактам, что вполне может быть связано с процессами контактовой ассимиляции (контаминации). Главным темноцветным минералом является клинопироксен с реакционной оторочкой эгирин-авгита. Нефелин, как правило, образует близкие к идиоморфным зерна и часто замещен либенеритом и шпреуштейном (рисунок 9б). Плагиоклаз представлен лабрадором (An_{52-63}) или андезином (An_{41-47}), реже встречается альбит (An_{0-5}). Причем, чем ниже его основность, тем ксеноморфнее его выделения. В наименьшем количестве в породе встречается баркевикит, титаномагнетит и апатит. На контактах дайкообразных тел с вмещающими породами развиты амигдалоидные разности, отличающиеся присутствием многочисленных миндалин и глобул (от 0.5–2 см, редко до 10 см), сложенных анальцимом, цеолитами, щелочным полевым шпатом и клинопироксеном. Часть данных образований может рассматриваться как проявление не смесимости в щелочном расплаве [Spandler et al., 2012]. Характерной чертой дайкообразных тел плагиоклазовых ийолитов является постоянное присутствие мелких рвущих даек тонкозернистых и афанитовых полевошпатовых микроийолитов, тингуаитов и нефелиновых сиенитов с проявлением пегматоидных разновидностей (см. раздел

сиенитов), которые практически не выходят за пределы контактов и ориентируются согласно простиранию. Данный элемент строения дайкообразных тел плагиоклазовых ийолитов подтверждает режим растяжения в пределах Университетского плутона, который отражен в строении гипабиссального комплекса «дайка в дайке» в строении океанической коры СОХ.

Полевошпатовые ийолиты мезотипные, равномернозернистые полнокристаллические светло-серые породы интрузивного облика, в коренном залегании не вскрыты. Делювиальные свалы этих разновидностей встречены в правом борту руч. Университетского. В отличие от меланократовых плагиоклазовых ийолитов пироксен здесь представлен, в основном, эгирин-авгитом, в центральных частях зерен которого сохраняются реликты фассаит-феррофассаита. Полевой шпат представлен чаще ортоклазом или альбитом, в редких случаях отмечается андезин (An_{40-45}). При разрушении замещается соссюритом и каолинитом (рисунок 9в). Нефелин редко образует идиоморфные зерна и слагает большую часть породы (50–55 %).

Полевошпатовые ийолиты лейкократовые, крупнозернистые, такситовые, светло-серые с буроватым оттенком породы. По структурным признакам и особенностям минерального состава подобны – мезотипным полевошпатовым ийолитам. Основные отличия сводятся к более лейкократовому облику (содержание темноцветов составляет 10–15 %) и повышенному содержанию полевого шпата (до 25–35 %). Пироксен представлен эгирин-авгитом. Присутствует также роговая обманка – баркевикит или гастингсит, которые в некоторых разновидностях становятся ведущим темноцветным компонентом. Оливин появляется в виде примеси, окружен келифитовой оторочкой магнетита, чаще имеет состав фаялита (Fa_{92-93}). Полевой шпат представлен плагиоклазом весьма невыдержанного состава от олигоклаза (An_{18-19}) до андезин-лабрадора (An_{45-55}) (рисунок 9г). Нефелин идиоморфнее полевого шпата, но в отдельных случаях образует с ним котектические (одновременная кристаллизация) графические структуры. Могут присутствовать щелочной полевой шпат и ангедральные выделения анальцима. Акцессорные минералы –

апатит, титаномагнетит. Одним из возможных вариантов интерпретации генезиса данных пород выступает их гибридное формирование на контакте габброидов и основных фоидолитов.

3.1.3 Дайковый комплекс Университетского плутона ($D_{1\text{-}2}g$)

В пределах участка породы субвулканического облика пользуются весьма широким развитием. По многочисленным наблюдениям в горных выработках и скважинах устанавливается дайковая форма (до жильной) залегания интрузивных тел [Корчагин и др., 1987]. Максимальной число даек встречается на западном фланге плутона и во вмещающих отложениях. На восточном фланге (левый борт руч. Университетского) их количество резко сокращается. Среди выявленных многочисленных даек Университетского плутона можно с уверенностью сказать, что представленное их петрографическое разнообразие является уникальным для щелочно-базитовой провинции Мариинской Тайги и в полном объеме встречены исключительно на Университетском, Белогорском плутонах, и частично в пределах Кия-Шалтырского месторождения [Войтенко, 2007; Гринев, 1990; Макаренко и др., 1988; Мостовской, 1972; Врублевский и др., 2016; Mustafaev et al., 2022]. По петрографическому составу, дайки следует разделять на 4 основные группы: 1) ультраосновные фоидолиты (рисунок 10а-г, 11а-в); 2) основные фоидолиты (рисунок 10а-г, 11а-в); 3) субщелочные и щелочные базиты; 4) нефелиновые и щелочные сиениты (рисунок 10д-е, 11г).

1) В группе ультраосновных фоидолитов ($fD_{1\text{-}2}g$) среди дайковых производных щелочного магматизма следует выделить разновидности пород, которые не содержат в своем составе полевые шпаты: микроийолиты и ийолит-порфиры, уртит-порфиры, а также микроийолиты экзотического облика, содержащие «ксенолиты» полнокристаллических уртитов.

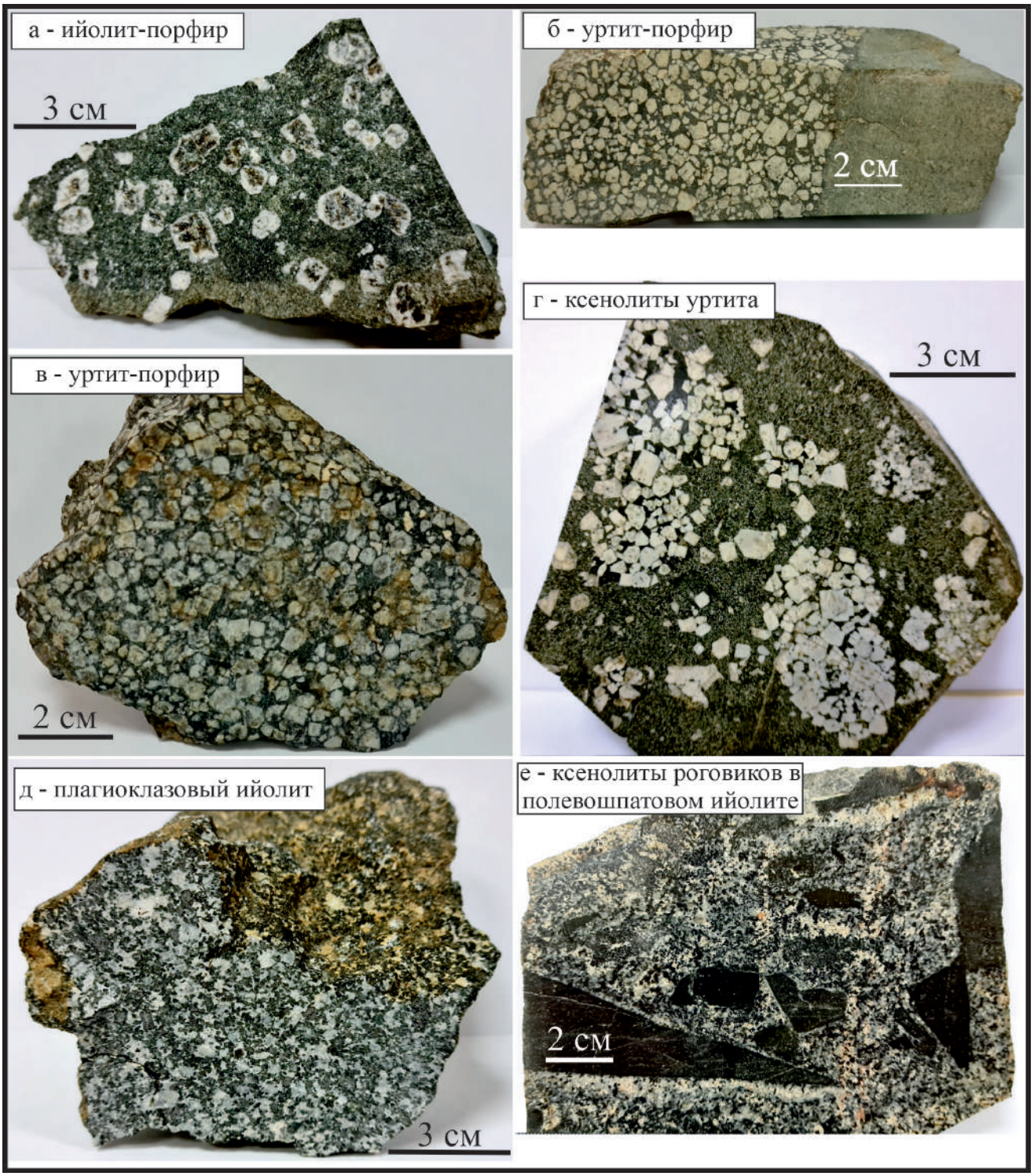
Микроийолиты и ийолит-порфиры тонко- и мелкозернистые темно-серые породы, иногда с зеленоватым оттенком. При визуальных наблюдениях обычно определяются по правильным фенокристаллам нефелина и реже клинопироксена, размером от 2–3 до 30–40 мм. Афировые разности микроийолитов внешне

напоминают диабазы и точная их диагностика возможна лишь при микроскопическом изучении. Для ийолит-порфиров характерна порфировая (рисунок 10а), менее распространена гломеропорфировая структура. Фенокристаллы нефелина и клинопироксена могут группироваться в «цепочечные» гломеросрастания, фиксируя элементы флюидальности. Свежий нефелин прозрачен и характеризуется внешне зеленоватой и коричнево-буроватой окраской, однако чаще замещается либенеритом, шпреуштейном, каолинитом и становится молочно-белым. Основная масса близка к микроийолитам и отвечает котектическому соотношению в системе «нефелин-пироксен» [Рёддер, 1983]. Для нее характерны гипидиоморфнозернистая структура с примерно равным идиоморфизмом нефелина и клинопироксена (рисунок 11а), или более явным у первого. Минеральный состав следующий – нефелин 50–55 %, клинопироксен 40–45 % и в сумме до 5 % могут присутствовать титаномагнетит и апатит. Нефелин в основной массе почти всегда замещен либенеритом или шпреуштейном, реже канкринитом.

Уртит-порфиры-ийолит-порфиры, содержащие более 40 % (до 70 %) вкрапленников нефелина, по минеральному и химическому составам сопоставимы с уртитами, и поэтому называются нами уртит-порфиры. Породы отличаются лейкократовым обликом, внешне похожи на уртиты, однако интерстиции фенокристаллов нефелина выполняют тонкозернистый нефелин-пироксеновый материал.

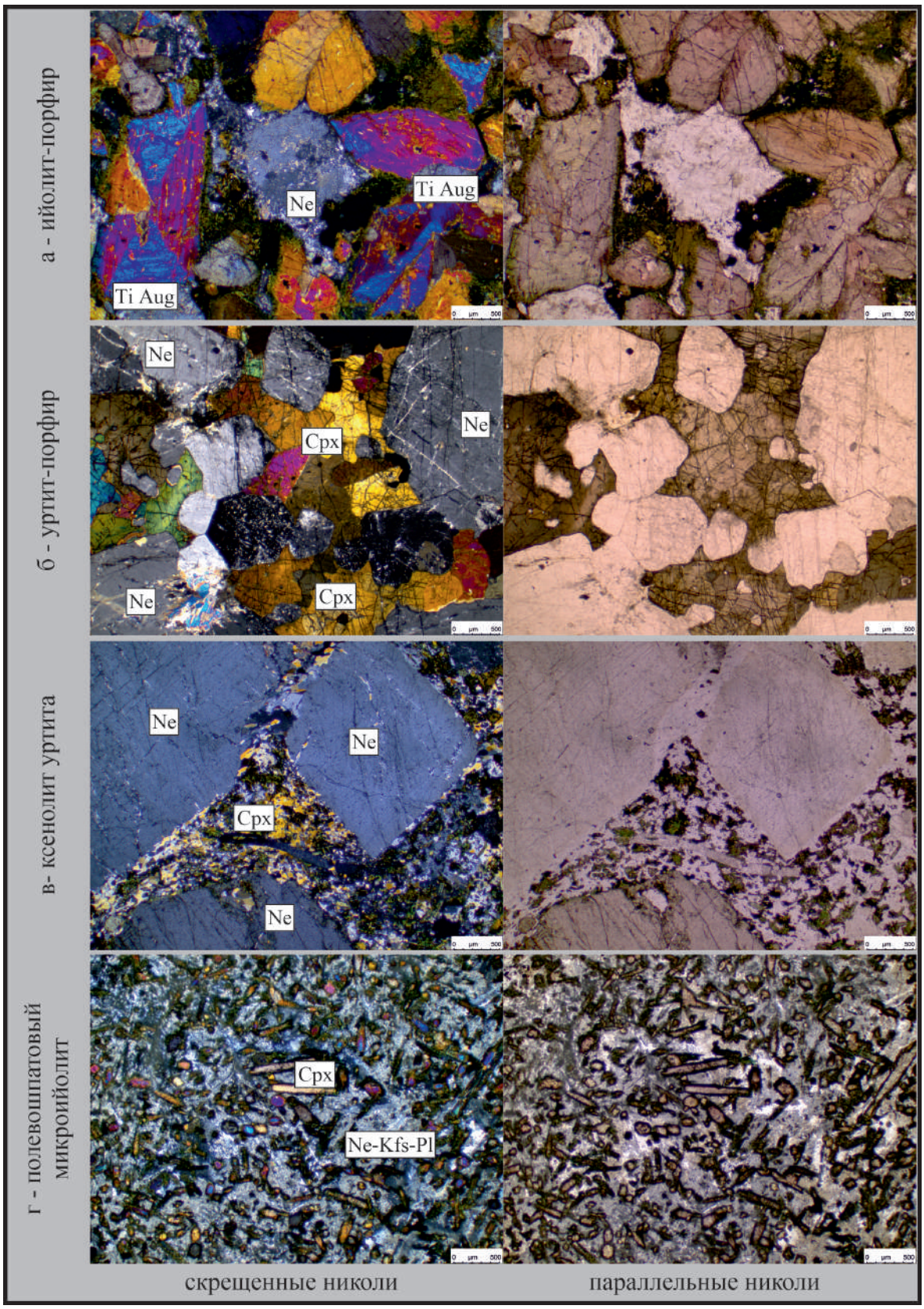
Дайки уртит-порфиров вскрыты двумя расчистками (рисунок 10б-в) и скважиной № 46 на юго-западной части плутона. Мощность их составляет 10–40 см. Это самостоятельные даечки, причем прорывающие ийолит-порфиры. По простиранию далеко не прослеживаются, а при выклинивании (мощность 2–5 см) переходят в микроийолиты. Это одно из доказательств существования непосредственной генетической связи между ийолитами и уртитами, а также образования уртитов в результате аккумуляции ранних фенокристаллов нефелина из ийолитового расплава при его фракционной дифференциации. Основная масса

уртит-порфиров сложена нефелином, эгирин-авгитом и фассаит-феррофассаитом (рисунок 11б), в тех же соотношениях, что и в обычных ийолит-порфирах.



номера проб: (а) Y8, (б) PC2/1, (в) PC2/1.5, (г) KC7/2, (д) 6A, (г) УН2

Рисунок 10 – Макрофотографии даек ультраосновных и основных фоидолитов участка Университетского плутона



номера проб: (а) Y7, (б) УН2/13, (в) УН1, (г) ш500/3. Аббревиатуры: Ne - нефелин, Cpx - клинопироксен, Kfs - калиевый полевой шпат, Pl - плагиоклаз

Рисунок 11 – Микрофотографии дайковых проб фоидолитов участка Университетского плутона

<u>Микройолиты с «ксенолитами» уртитов</u> отличаются присутствием своеобразных шлировых выделений полнокристаллических уртитов (от мелко- до крупнозернистых и пегматоидных по структуре), округлые или слегка вытянутые по форме, размером до 5–8 см, которые рассматриваются нами как вероятные «ксенолиты» находящихся на глубине тел уртитов (рисунок 10г). Если в гломеросрастаниях в ийолит-порфирах участвуют обычно 3–8 зерна, в «ксенолитах» фиксируются несколько десятков. В дайках обособление уртитов группируются часто в полосы, приуроченные к центральным частям в случае вертикальных контактов, либо смещены в сторону висячих и более пологих контактов, при их наклоне. Это, скорее всего, обусловлено гидродинамическими условиями транспортировки в магматическом расплаве. По простиранию «ксенолиты» далеко не прослеживаются и тогда порода, обретает облик - ийолит-порфира. Если ийолит-порфир фиксирует ромбоэдрическую отдельность, то для обособления уртитов характерна – шаровидная. Во внутреннем строении полосы «ксенолитов» намечается грубая сортировка по размерам обломков, но без всякой связи с их зернистостью. Все это показывает, что данные включения, несомненно, перемешались в расплаве и вынеслись с более глубоких горизонтов. Соответственно, условия при которых могли образоваться средне- и крупнозернистые разности уртитов, скорее всего, отвечают кристаллизации более или менее крупного интрузивного тела на глубине более 200–500 м (максимальная глубина скважины на Университетском плутоне пробурена на глубину 170 м). Характер контакта между основной массой и включениями – спаянный, резкий, но по границам зерен (рисунок 11в). Под микроскопом отчетливо видна агпаитовая структура уртита, который сложен нефелином (60–75 %) и клинопироксеном (до 25–35 %) с незначительной примесью титаномагнетита и апатита. В составе самого ийолит-порфира клинопироксен представлен фассаит-феррофассаитом, а количество вкрапленников нефелина достигает 10 %. Структура матрикса – микрогипидиоморфнозернистая, с составом, аналогично описанным выше бесполевошпатовым разностям. Ксенолиты уртитов также встречены на участках поисковых работ Университетском 1 и Безымянка, и Кия-

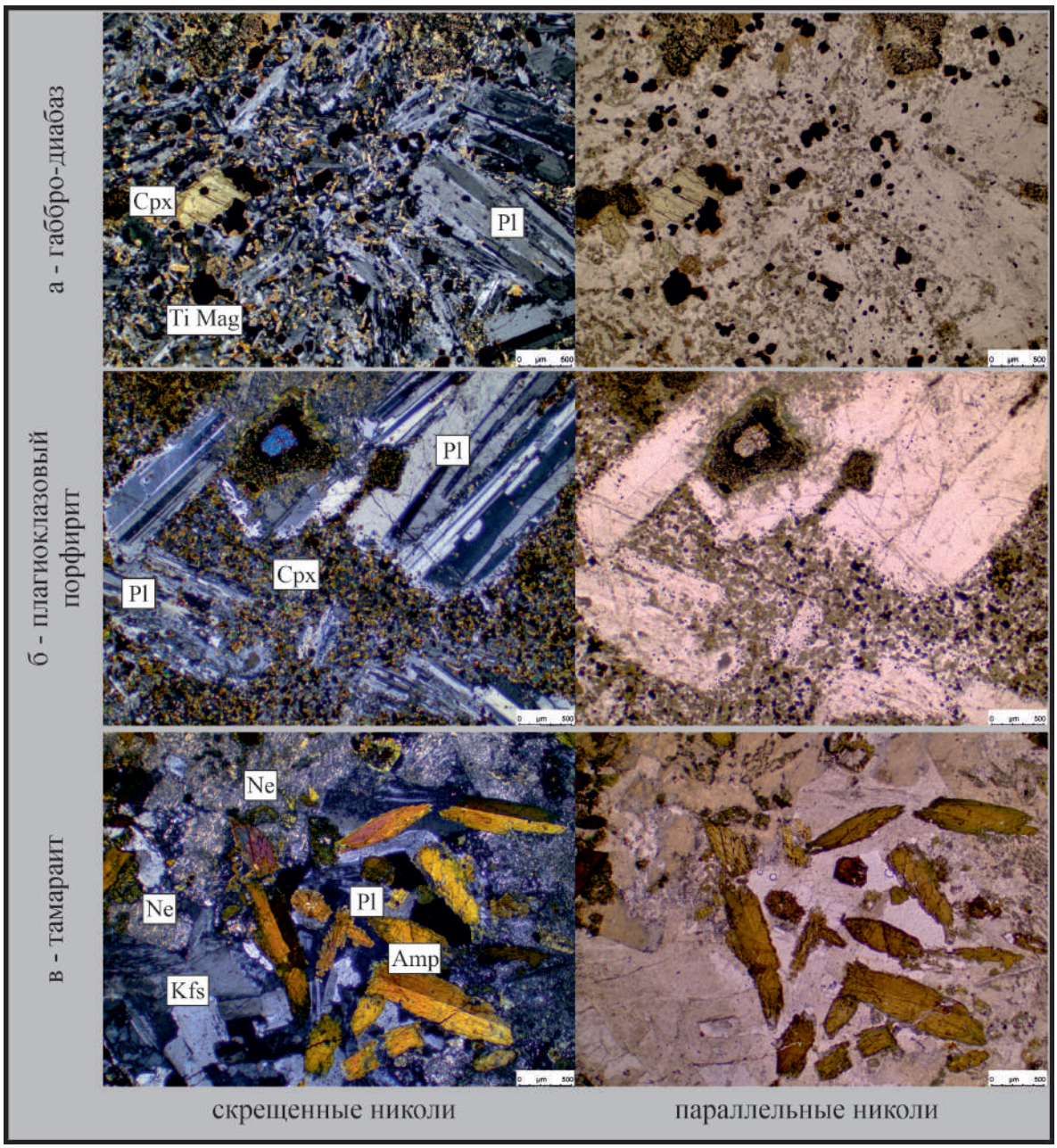
Шалтырском месторождении (см. щелочно-базитовые плутоны на рисунке 3). На Кия-Шалтырском месторождении ийолит-порфиры, прорывающие уртиты также содержат подобные включения со «спаянным» характером границ [Гертнер и др., 2022]. Ксеногенная природа их вполне допустима [Андреева, 1968].

2) Основные фоидолиты (*f*D$_{1-2}$*g*). В данную группу входят полевошпатовые микроийолиты и ийолит-порфиры (рисунок 10 д-е).

Полевошпатовые микроийолиты и ийолит-порфиры тонко- и мелкозернистые породы мезотипного облика, которые слагают мелкие даечки «остаточного типа» (мощностью 5–20 см) в дайкообразных телах плагиоклазовых ийолитов, а также самостоятельные дайки мощностью до 1 м. Для них характерны порфировые структуры, но также развиты афировые разности, которые представлены в виде тел малой мощности в зонах закалки плагиоклазовых ийолитов. Порфировые выделения (1–10 %) представлены нефелином, эгирин-авгитом, реже фассаит-феррофассаитом (рисунок 10д). Основная масса имеет микрогипидиоморфнозернистую структуру, с отчетливым идиоморфизмом эгирин-авгита (рисунок 11г). В процентном соотношении основная масса отвечает следующему соотношению: клинопироксен (чаще эгирин-авгит – 30–40 %), нефелин (40–45 %), полевой шпат (олигоклаз (An_{10-15}) или альбит-ортоклаз – 10–25 %). Могут присутствовать анальцим и цеолиты (в сумме до 15 %), титаномагнетит (единичные зерна до 5 %).

3) Субщелочные- и щелочные-базиты (*g*D$_{1-2}$*g*). Среди субщелочных- и щелочно-базитовых даек выделяются также три разновидности: габбро-диабазы, лабрадоровые порфириты, камптониты и тамараиты (рисунок 12).

Габбро-диабазы характеризуются чаще лейкократовым обликом, порфировой и диабазовой структурами. Порфировые выделения (до 5 %) представлены изометричными гломеросрастаниями плагиоклаза и клинопироксена. Основная масса сложена лейстами плагиоклаза (55-75 %) и дезинтегрированным темноцветом (15–35 %) (рисунок 12а). Основность плагиоклаза меняется в широких пределах от олигоклаза (An_{10-12}) до андезин-лабрадора (An_{47-52}). Вторичные минералы (до 5 %) – титаномагнетит, апатит.



номера проб: (а) к55/165(3), (б) к55/30(2), (в) к50/315(5). Аббревиатуры: Ne - нефелин, Cpx - клинопироксен, Amp - амфибол, Kfs - калиевый полевой шпат, Pl - плагиоклаз, Ti Mag - титаномагнетит

Рисунок 12 – Микрофотографии дайковых субщелочно-базитовых и щелочно-базитовых проб участка Университетского плутона

<u>Плагиоклазовые порфириты</u> хорошо диагностируются визуально по крупным (до 2–3 см) фенокристаллам плагиоклаза (15–25 % от объема всей породы), которые ориентируются субпараллельно. Структура порфировая, кроме плагиоклаза, мелкие порфировые выделения могут быть представлены

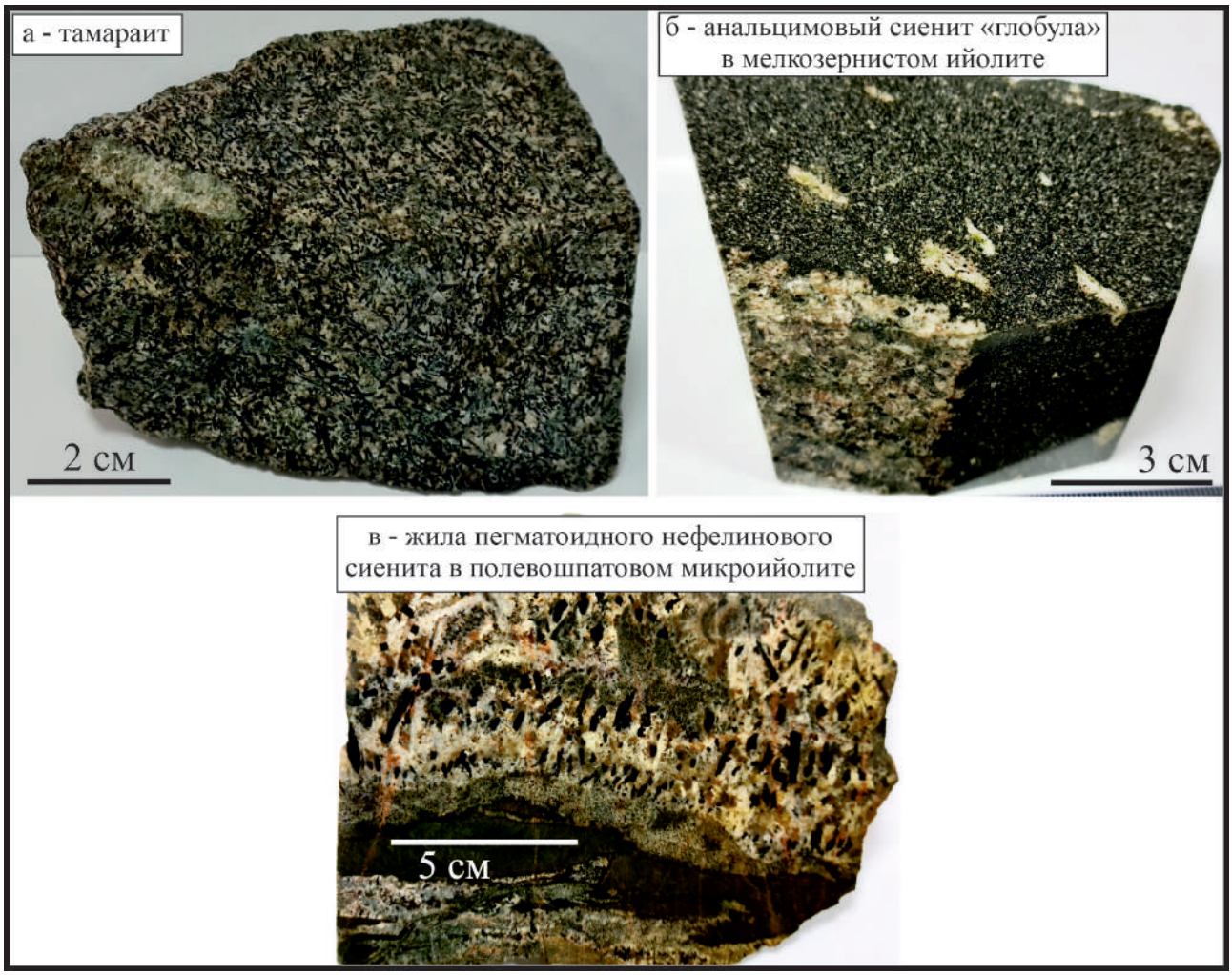
клинопироксеном и оливином (в сумме до 10 % от объема всей породы) размером 2–5 мм. Основная масса мелко- и тонкозернистая, с элементами микропойкилитовой и микропойкилоофитовой структур. По минеральному составу данные породы сопоставимы с меланократовыми габбро. Плагиоклаз порфировых выделений имеет основной состав и представлен от лабрадора (An_{68}) до битовнита (An_{76-77}) (рисунок 12б). Плагиоклаз в основной массе представлен андезин-лабрадором (An_{45-52}). Судя по полевым наблюдениям, эти дайки являются наиболее поздними среди субщелочных базитов, так как они прорывают дайки полевошпатовых ийолитов и микроийолитов, и наиболее удалены от плутона (нахождение на западном фланге участка, в отложениях берикульской свиты) (рисунок 4). А в дополнение следует отметить, что таких рвущих взаимоотношений в пределах массива не установлено.

Камптониты и тамараиты характеризуются типичной лампрофировой структурой, где войлок игольчатых зерен – амфиболов, в несколько раз крупнее, чем зернистость основной массы, погруженной в нефелин-полевошпатовый матрикс (рисунок 12в). Амфиболы представлены баркевикитом и гастингситом. Плагиоклаз имеет чаще средний состав (An_{43-48}). Также, среди мафических минералов, в небольшом количестве, в виде реликтов, присутствует клинопироксен. Если в породе появляется нефелин, то она считается тамараитом (рисунок 13а), а в отсутствие его камптонитом. Акцессорные минералы титаномагнетит, апатит.

4) Нефелиновые и щелочные микросиениты ($sD_{1-2}g$). Среди данных разновидностей на участке плутона встречаются анальцимовые сиениты, нефелиновые сиениты, микросиениты и щелочные сиениты (рисунок 13б-в, 14).

Анальцимовые сиениты (глобулы) в плагиоклазовом мелкозернистом ийолите имеют окраску от светло-серой до темно-зеленой, мелкозернистую (основная масса) и среднезернистую (глобула, от 1 до 10 см) структуры и массивную текстуру (рисунок 13б). В шлифе глобула представлена трахитоидной текстурой с минеральным составом: анальцим – 27 %, щелочной полевой шпат – 35 %, амфибол – 35 % (рисунок 14а). Второстепенные минералы (3 %): апатит,

сфен. В более мелких образованиях нередко фиксируются отдельные обособления эпидота и кальцита.

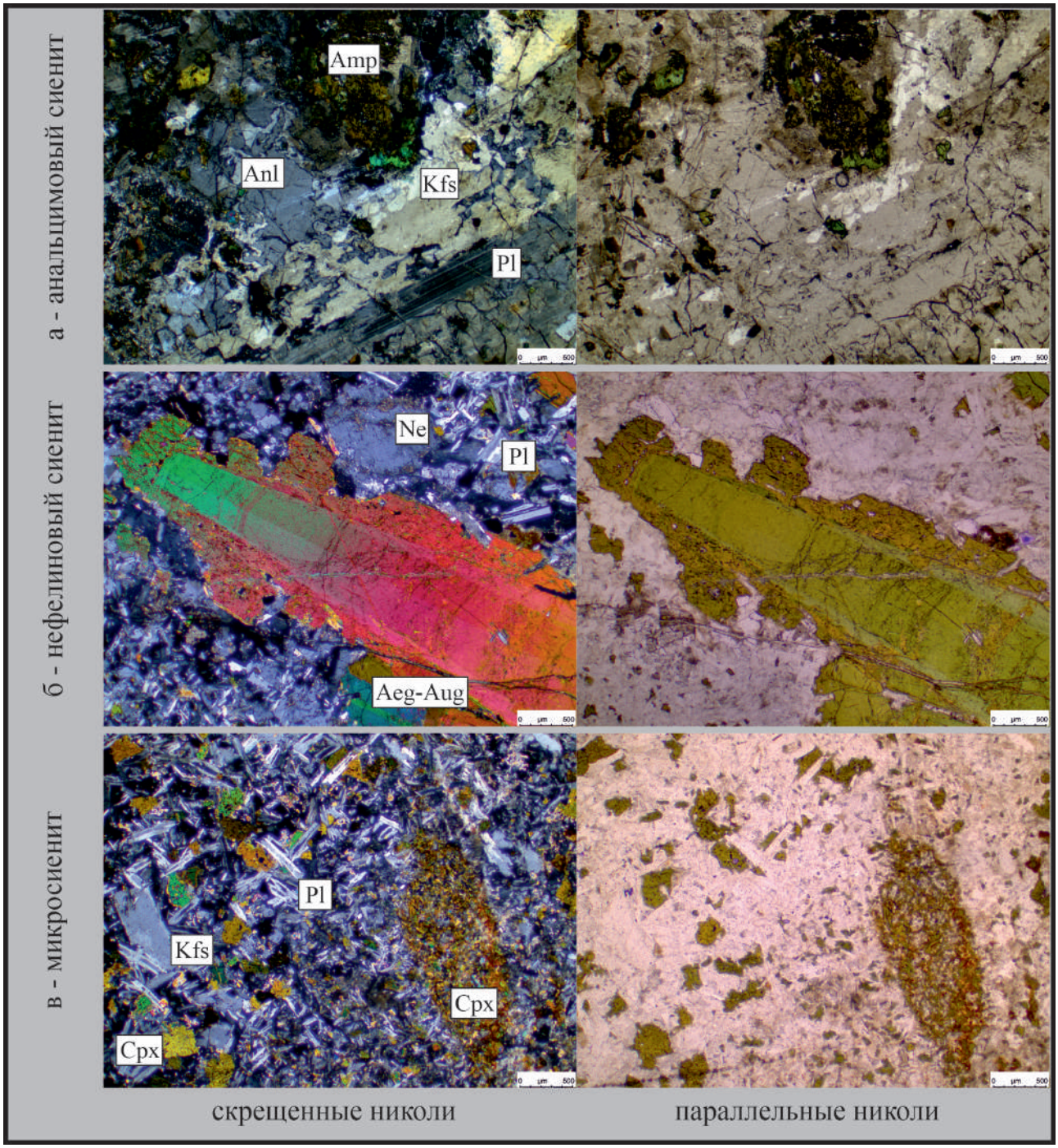


номера проб: (а) к50/315(5), (б) 7А, (в) 15Б

Рисунок 13 – Макрофотографии дайковых проб щелочных-базитов и сиенитов участка Университетского плутона

<u>Нефелиновые сиениты и микросиениты</u> мелко-, средне- и крупнозернистые породы светло-серой окраски, иногда с зеленоватым оттенком. В отдельных даечках отмечается метасоматическое воздействие, выраженное в ориентировке крупных, вероятно, новообразованных кристаллов эгирин-авгита и полевого шпата перпендикулярно контакту (рисунок 13в). Маломощные жилы обнаружены в габброидах Университетского плутона (gЄ$_3$), отражающие, в основном, пуласкитовый состав (содержание нефелина 5–10 %,). По

клинопироксену (2–5 %) развивается бурая роговая обманка (10–15 %), либо эгирин-авгит.



номера проб: (а) 7А, (б) 15Б, (в) 15А. Аббревиатуры: Anl - анальцим, Ne - нефелин, Amp - амфибол, Cpx - клинопироксен, Kfs - калиевый полевой шпат, Pl - плагиоклаз

Рисунок 14 – Микрофотографии дайковых проб сиенитов участка Университетского плутона

Нефелин (5–25 %) обычно замещен нацело либенеритом и каолинитом. Полевой шпат – ортоклаз и ортоклаз-пертит (50–65 %), в небольших количествах присутствует кислый плагиоклаз (до 5 %), биотит (до 1 %) и рудный минерал (2–5 %). С полевошпатовыми ийолитами обычно ассоциируются эгирин-авгитовые разности (рисунок 14б), имеющие следующий состав: щелочной полевой шпат - 60–65 %, нефелин – 25–30 %, эгирин-авгит – 5–15 %, рудный минерал – 3–5 %. В метасоматизированных разностях отмечается вкрапленность флюорита до 2 %. В нефелиновых сиенитах часто наблюдается графическая структура, когда нефелин развивается по плоскостям двойникования в плагиоклазе. Форма зерен нефелина четкая, приближающаяся фрагментами к кристаллографическим очертаниям. Эти структуры отличаются от типичных метасоматических структур, где основной плагиоклаз замещается по двойниковым швам нефелин-альбитовым агрегатом и, скорее всего, отражает котектические взаимоотношения в магматическом расплаве.

Щелочные микросиениты встречаются крайне редко, имеют светло-серую окраску, тонкозернистую и массивную текстуры. Структура трахитовая (рисунок 14в). Порода на 85–90 % сложена щелочным полевым шпатом (ортоклаз-альбит). Темноцвет представлен дезинтегрированным эгирин-авгитом, который замещается рудным минералом. Спорадически может появляться кварц (до 3 %).

3.2 Состав породообразующих минералов

Несмотря на разнообразие пород в составе интрузий Университетского плутона, их минералогический состав относительно прост. Количественная роль минералов в породах заметно и закономерно меняется, в соответствии с чем, они могут быть разделены на породообразующие (плагиоклазы, нефелин, пироксены, оливин, реже амфиболы) и второстепенные (биотит, титаномагнетит, апатит, кальцит, эпидот, хлорит). Для характеристики химизма минералов мы использовали детальное микрозондовое изучение наиболее важных породообразующих минералов (плагиоклазов, нефелина, клинопироксенов и оливина).

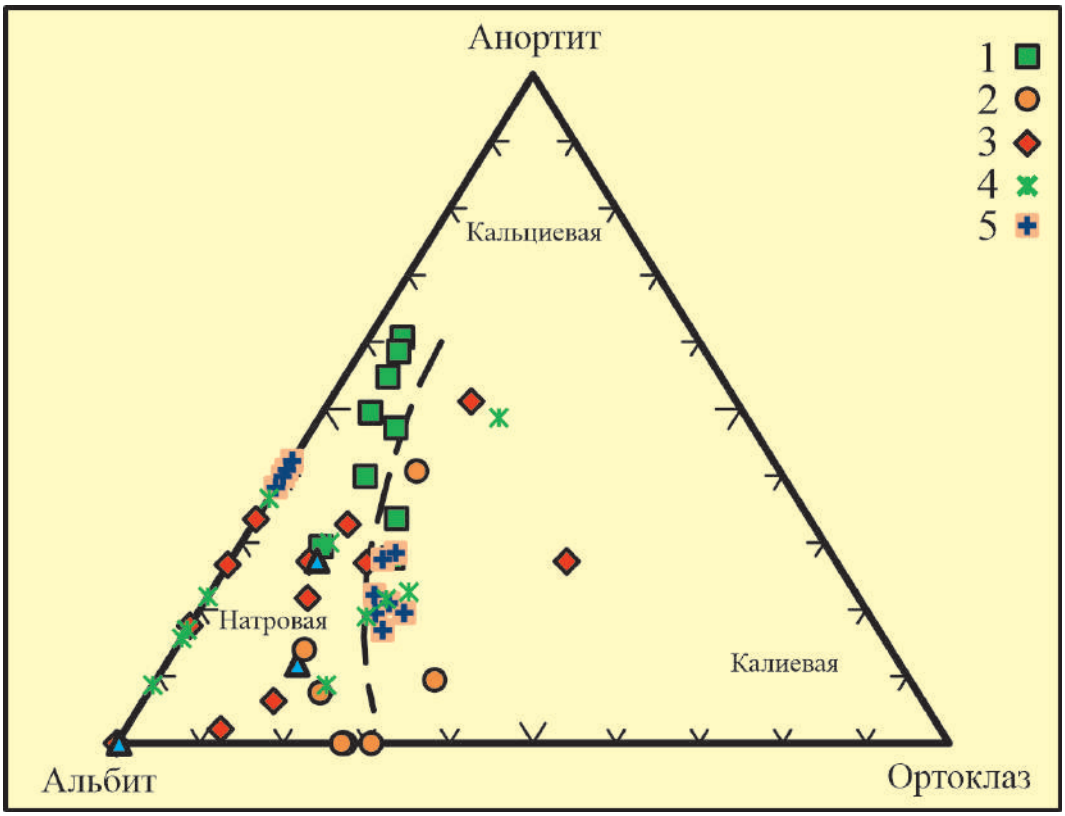
3.2.1 Минеральные характеристики плагиоклазов

Плагиоклазы габброидов образуют преимущественно лейстовидные, реже неправильные по форме зерна с двойниками. Нередко минералы имеют зональное строение (рисунок 7а, б). Среди магматических пород плутона основного и среднего состава данный минерал становится доминирующим.

Состав плагиоклаза был изучен рентгеноспектральным анализом для субщелочного меланогаббро и субщелочного лейкогаббро (Приложение А). Выявленная главная характеристика состава плагиоклазов отражает некоторое уменьшение основности минерала (на основании рентгеноспектрального анализа) в ряду «меланогаббро (An_{57-67}) – лейкогаббро (An_{6-67})» на фоне более широких вариаций последнего. Но бывает исключение, так в одном спектре лейкогаббро (обр. С41/87), плагиоклаз представлен альбитом (An_6). Достаточно широкие вариации состава данного минерала может быть следствием двух его генераций, отвечающих более идиоморфному лабрадору (An_{57-67}) и ксеноморфному андезину (An_{37-47}). Возможен также вариант зональности, хотя при петрографическом изучении, признаков неоднородности в одном зерне не зафиксировано. В целом характерно примерно одинаковое содержание ортоклазового минала для каждой из генераций: 0.09–1.94 % в меланогаббро, 0.76–2.94 % в лейкогаббро, что подтверждает их возможное присутствие в субщелочных габброидах (рисунок 15).

По содержанию основных элементов в плагиоклазах субщелочного габбро Университетского плутона можно наблюдать незначительные различия (Приложение А). Так, например, по содержанию щелочей Na = 2.84–9.2 вес. %; K = 0–0.36 вес. %; Ca = 1.02–9.76 вес. %; алюминия Al = 12.81–16.15 вес. % и кремния Si = 23.54–26.89 вес. % фиксируется незначительное увеличение этих компонентов от меланократового габбро к лейкократовому габбро. Согласно разделению плагиоклазов по параметрам щелочности, на тройной диаграмме анортит-альбит-ортоклаз [Irvin, Baragar, 1971] все щелочно-габброидные представители Университетского плутона по своему химическому составу,

пересчитанному на нормативный минеральный состав (Приложение Б) попадают в кальциево-натровое поле (рисунок 15). Эта закономерность отмечается и для щелочно-габброидных даек Кия-Шалтырского плутона [Войтенко, 2007].



1–3 – интрузии Университетского плутона: 1 – субщелочные габброиды и их дайковые аналоги, 2 – ультраосновные и основные фоидолиты, 3 – нефелиновые, анальцимовые сиениты и микросиениты; 4 – щелочно-габброидные дайки Кия-Шалтырского плутона [Войтенко, 2007]; 5 – щелочные интрузии Гаргано, Южная Италия [Mazzeo et al., 2018]

Рисунок 15 – Тройная диаграмма анортит-альбит-ортоклаз показывающая границы разделения составов плагиоклаза в вес. % [Irvine, Baragar, 1971]

3.2.2 Минеральные характеристики нефелина

Нефелин является существенным минералом ультраосновных и основных фоидолитов, тералитов и нефелиновых сиенитов. В ультраосновных и основных фоидолитах нефелин образует идиоморфные зерна с квадратными, прямоугольными и гексагональными поперечными сечениями. Также, изучая их

под микроскопом в шлифах часто фиксируются, включения апатита. В отличие от фоидолитов в лейкотералите нефелин присутствует в виде зерен сложных заливообразных очертаний, расположенных обычно в плагиоклазовой массе. Так в лейкотералитах в зернах нефелина иногда наблюдаются обильные тонкоигольчатые включения зеленого клинопироксена.

Главные отличительные черты химического состава нефелина в различных фоидолит-щелочно-базитовых породах Университетского плутона отражаются в росте содержания кремнекислоты и щелочей в ряду «ультраосновных фоидолитов – тералитов – нефелиновых сиенитов». Для щелочно-базитовых плутонов Мариинской Тайги, минералогические параметры нефелина также изучали многие исследователи [Родыгина, 1980; Гринев, 1990, Войтенко, 2007; Tuttle, Smith, 1958; Donnay et al., 1959; Barth, 1968].

Особенности минерального состава и химических параметров нефелина проявлены в нехватке щелочных атомов – (Na+K) ≤ Al; при повышенном содержании кремнезема относительно глинозема (Si ≥ Al ≈ 4,9 ат. %); и попутном содержании микроэлементов в виде примеси – Ca, Mg, реже – Fe, Ti, Mn, P и Cl.

Стоит отметить, что для нефелина в бесполевошпатовых ультраосновных и основных фоидолитах Университетского плутона характерно пониженное содержание кальсилитового компонента относительно аналогов Кия-Шалтырского месторождения [Войтенко, 2007]. При этом наблюдается снижение роли данного минала в ряду «ксенолитов уртита → к ийолит-порфирам → и лейкотералитам», что, по-видимому, отражает условия формирования нефелина на стадии ранней магматической кристаллизации и при реакционном взаимодействии фоидолитов с умеренно-щелочными габброидами. Количественные содержания анортитового минала варьируют от 3.7 до 5.9 %. Наблюдается устойчивое снижение от ийолит-порфиров (4.19–5.29 %) к ксенолитам уртита (4.17–4.71 %) к лейкотералитам (3.7–4.17 %). Что касаемо кальсилитового минала, то его содержание уменьшается от ксенолитов уртита (20.42–25.25 %) к ийолит-порфирам (19.05–20.42 %) и лейкотералитам (17.19–

18.75 %) (Приложение А). Природный нефелин обычно содержит около 25% кальсилитового минала [Самсонова, 1973].

Нормативный минеральный состав, рассчитанный на основании химического состава интрузий Университетского плутона (Приложение Б) предусматривает наличие нефелина в составе практически всех пород. Так в субщелочных габброидах и их дайковых аналогов нормативный состав нефелина варьирует в пределах 2.46–22.55 % от общего минерального состава породы. В тералитах содержание нормативного нефелина возрастает до 26.93–44.19 объемных %. В фоидолитах фиксируется постепенное увеличение нормативного нефелина от полевошпатовых основных фоидолитов к бесполевошпатовым основным и ультраосновным фоидолитам 8.90–48.54 объемных %. Сиениты Университетского плутона занимают промежуточное положение между габброидами, тералитами и фоидолитами с содержанием нормативного нефелина в пределах 5.89–34.90 объемных %.

В целом результаты рентгеноспектрального анализа нефелина и нормативного пересчета минерального состава на основании химического анализа представленных магматических разновидностей Университетского плутона вполне сопоставимы с петрографическими наблюдениями.

3.2.3 Минеральные характеристики клинопироксенов

Клинопироксены в породах Университетского плутона, включая ассоциирующие с ним дайковые пояса ССЗ и ССВ простирания, в Мартайгинской щелочной провинции в целом, оказывается вторым по значимости породообразующим минералом как для фоидолитов, так и габброидов. Характеристики его химического состава в различных щелочно-базитовых интрузиях Мариинской Тайги в составе горячегорского комплекса, рассмотрены многими исследователями [Андреева, 1968; Мостовской, 1972; Кононова, 1976; Родыгина, 1980; Гринев, 1990; Войтенко, 2007].

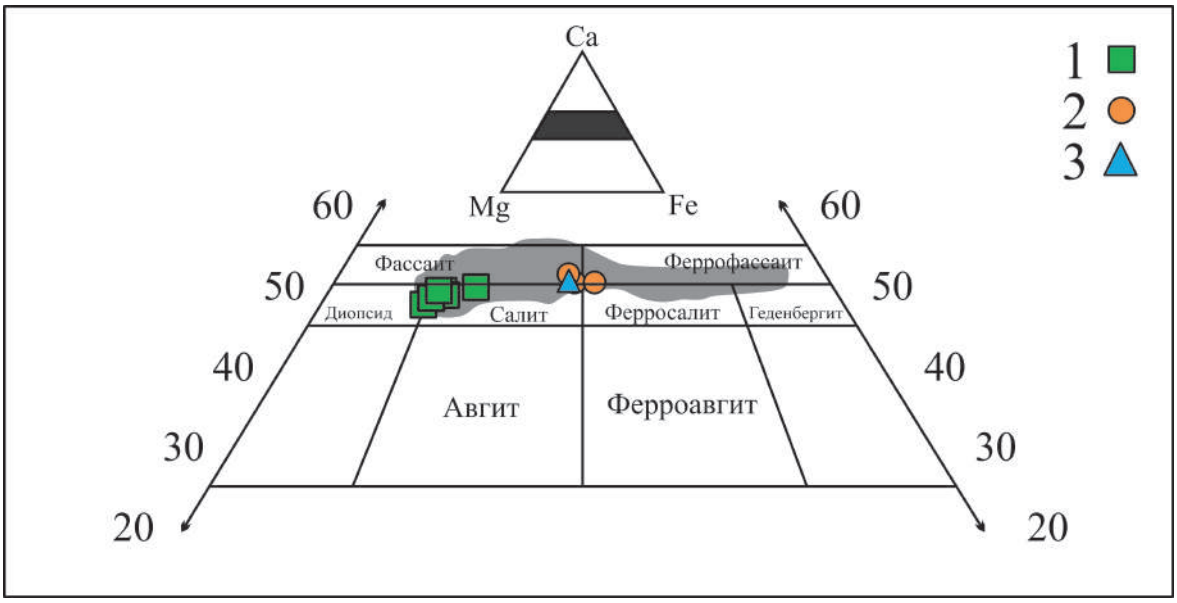
Среди интрузий Университетского плутона все пироксены в изученных породах согласно оптическим характеристикам представлены клинопироксенами, эгирин-авгитом и эгирином.

Клинопироксен – существенный минерал габброидов, тералитов, ультраосновных и основных фоидолитов. Его выделения обладают переменным идиоморфизмом, но чаще всего это ксеноморфные зерна (преимущественно для фоидолитов). Минерал окрашен в розовато-сиреневый цвет, иногда со слабым зеленым оттенком, плеохраирует в этих же тонах, образуя двойники. Проведенный комплекс микрорентгеноспектральных исследований выявил только косвенную принадлежность его состава, отвечающему салит-фассаит-феррофассаиту. Для определения минеральной принадлежности клинопироксена применялась диаграмма Полдерваарта-Хесса (рисунок 16) [Poldervaart, Hess, 1951]. На диаграмме обнаруживается, что подавляющая часть изученных клинопироксенов относится к диопсид-геденбергитовому ряду. Так пироксены субщелочных габброидов находятся на границе салит-фассаита, а пироксены ксенолитов уртита и лейкотералита отвечают составу - ферросалита-фассаита, что объясняется относительно высокой концентрацией Ca в их составе (Ca = 15.81–16.87 вес. %). При этом только в меланократовом габбро концентрация Ti достигает 1.95 вес. %, в лейкократововом габбро концентрация ниже (0.79–1.38 вес. %), а в фоидолитах и лейкотералитах снижается до 0.58–0.9 вес. %. Основная тенденция вариаций химизма пироксенов заключается в последовательном уменьшении магнезиальности и соответственном возрастании железистости в ряду «субщелочное габбро → лейкотералит → ксенолит уртита» (Приложение А).

По данным О. М. Гринева [1990] наиболее кальциевыми являются пироксены из тералитов и, особенно, ультраосновных фоидолитов. Относительно повышенная и выдержанная кальциевость мало влияет на изменение магнезиальности – железистости.

Эгирин-авгит по петрографическим наблюдениям обнаруживается в лейкотералитах, а также в небольшом количестве в составе зерен с зональной или неравномерной окраской в ийолитах. Самостоятельные выделения минерала в

габброидах основной интрузивной фазы Университетского плутона не встречаются. Он обладает бледно-зеленой (иногда со слабым сиреневым оттенком), зеленой окраской и слабым плеохраизмом в этих же тонах. Содержания Na в салитах - лейкотералита (обр. 8А) несколько выше - 0.53 вес. %, чем в клинопироксенах субщелочных габброидов 0.29–0.5 вес. %.



1–3 – интрузии Университетского плутона: 1 – субщелочное меланогаббро и лейкогаббро, 2 – ксенолит уртита, 3 – лейкотералит. Светло-серым полем выделены клинопироксены Кия-Шалтырского месторождения [Войтенко, 2007]

Рисунок – 16 Тройная диаграмма определяющая состав клинопироксенов [Poldervaart, Hess, 1951]

Эгирин – характерный минерал сиенитов. Он образует неправильные или слабо вытянутые идиоморфные зерна с зеленой окраской и плеохроизмом в зеленых тонах. Собственно, эгирин присутствует в нефелиновых сиенитах. От эгирин-авгита он отличается более густой окраской и наибольшей резкостью плеохраизма. Однако эти минералы на данном этапе исследования не изучались.

Проведенный анализ клинопироксенов плутона показывает, что вариации содержания в них главных химических компонентов закономерно изменяются в серии пород от габбро до фоидолитов, обнаруживая, прежде всего, устойчивую тенденцию роста магнезиальности на фоне слабых вариаций других компонентов, с высоким содержанием кальция.

3.3 Выводы по главе 3

Исследования петрографического и минералогического состава интрузий Университетского плутона включает ассоциацию субщелочных габброидов и их дайковых аналогов, ультраосновных и основных фоидолитов, нефелиновых и анальцимовых сиенитов. Для каждого петрографического семейства характерны небольшие разновидности, которые между собой могут отличаться по цветовому индексу. Этот признак отчетливо выражается в субщелочных габброидах и основных фоидолитах.

На контактах с вмещающими породами у всех даек отчетливо выражены зоны закалки (афанитовые разности с мощностью до 0.5 м), что является безусловным доказательством магматической природы этих тел. Для обеих групп фоидолитовых даек характерно обязательное присутствие амигдалоидной зоны, фиксируемой сразу же за зоной закалки по направлению к центральной части. Мощность ее, как правило, больше в висячих контактах, колеблется в пределах 0.5–2 м. Миндалины часто имеют удлиненную форму, группируясь в полосы и цепочки, ориентируясь параллельно линии контакта. Состав миндалин следующий: для полевошпатовых разностей фоидолитов – цеолит-анальцимовый, эпидот-цеолит-анальцимовый, в редких случаях в незначительных количествах появляется кальцит; а для бесполевошпатовых ийолитов – кальцитовый, кальцит-анальцимовый, кальцит-цеолитовый, анальцим-цеолитовый. Особенно широко кальцит представлен в уртитах и обогащенных нефелином ийолит-порфирах.

В дайках субщелочных- и щелочных-базитов амигдалоидные зоны встречаются редко. Миндалины чаще выполнены эпидотом, цеолитами и иногда кальцитом. Более характерна ориентировка лейст плагиоклаза параллельно контакту, вблизи зон закалки.

Центральная часть даек сложена зернистыми и однородными разностями с наиболее крупными порфировыми выделениями, количество которых, практически не меняется. Субпараллельная ориентировка лейст плагиоклаза в габбро-диабазах выражена менее отчетливо или отсутствует вовсе.

Наблюдения за миндалинами в дайках можно использовать для общей предварительной оценки флюидного режима кристаллизации щелочных расплавов. Например, судя по таким наблюдениям, фоидитовый расплав, по сравнению с щелочно-базитовым, более насыщен летучими компонентами. С другой стороны, флюидный режим более богатых нефелином расплавов характеризуется повышенной ролью углекислоты (CO_2). Это согласуется с экспериментальными данными по плавлению мантийных перидотитов [Майсен, Беттчер, 1979].

Взаимоотношения между главными группами дайковых пород всегда интрузивные, причем ультраосновные и основные фоидолиты прорывают как сам плутон, так и отдельные дайки щелочно-базитового состава. Дайки полевошпатовых ийолит-порфиров прорывают интрузию субщелочных габброидов плутона и по данным картирования нескольких канав, они прорывают дайки камптонитов и бесполевошпатовых ийолит-порфиров [Корчагин и др., 1987]. Кроме того, в фоидолитовых дайках присутствуют ксенолиты вмещающих пород и щелочных пород интрузивного облика: в полевошпатовых ийолит-порфирах – роговики и ороговикованные эффузивы берикульской свиты (рисунок 10е).

Сиениты, видимо, наиболее поздние образования, так как они прорывают субщелочные габброиды Университетского плутона и дайкообразные полевошпатовые ийолиты.

Несмотря на достаточно пестрый состав пород Университетского плутона, слагающие их минералы не столь разнообразны и представлены породообразующими плагиоклазами, полевыми шпатами, нефелином, клинопироксенами, амфиболами и оливинами, и второстепенными титаномагнетитом, апатитом. Но уникальность Университетского плутона и Мартайгинской щелочной провинции в целом состоит в том, что ограниченное количество породообразующих минералов слагает исключительное по петрографическому составу разнообразие пород [Mustafaev et al., 2022].

Комплекс полученных минералого-петрографических данных демонстрирует генетическое родство пород сводной ассоциации плутона, а также свидетельствует о парагенезисе типовых сложно-дифференцированных интрузий которые можно объединить в одну магматическую щелочно-базитовую серию.

В итоге все породообразующие минералы рассмотренной ассоциации являются сквозным для семейств, видов и разновидностей. Для них характерна однотипность взаимоотношений и состава. Так, оливин в габброидах преимущественно умеренно-магнезиальный ($Fa_{31.51-40.9}$) (Приложение А). Клинопироксен представлен салитом, фассаитом и феррофассаитом и присутствует даже в тамараитах. Он всегда по идиоморфизму уступает плагиоклазу, что обуславливает для габброидов типичные офитовые структуры. Плагиоклаз варьирует от альбита до битовнита, но статистически преобладает андезин-лабрадор ($An_{37.25-67.33}$) (Приложение А). Амфибол представлен роговыми обманками повышенной щелочности баркевикит-гастингситового ряда [Есин и др., 1987]. Нефелин образует идиоморфные выделения в бесполевошпатовых фоидолитах. В силу свойственных ему кристаллографических особенностей он всегда стремится формировать правильно ограненные зерна. Но, в остальных породах плутона зачастую нефелин уступает по идиоморфизму всем вышеназванным минералам. Анализ строения некоторых даек показывает наличие в них своеобразных включений, что свидетельствует о сложном эволюционном пути развития расплавов, формирующих дайки. В частности, наличие ксенолитов уртита в микроийолитовых дайках, глобули анальцимовых сиенитов в мелкозернистых плагиоклаз-ийолитовых дайках имеет наиболее удовлетворительное объяснение с позиции ранней кристаллизации в промежуточной камере, для первых, и ликвационного расщепления гомогенного расплава, для вторых [Рёддер, 1983]. В этой связи дайки приобретают важную индикаторную роль для проведения геолого-поисковых работ на обнаружение природно-богатых нефелиновых руд в Мартайгинской щелочной провинции, Кузнецкого Алатау.

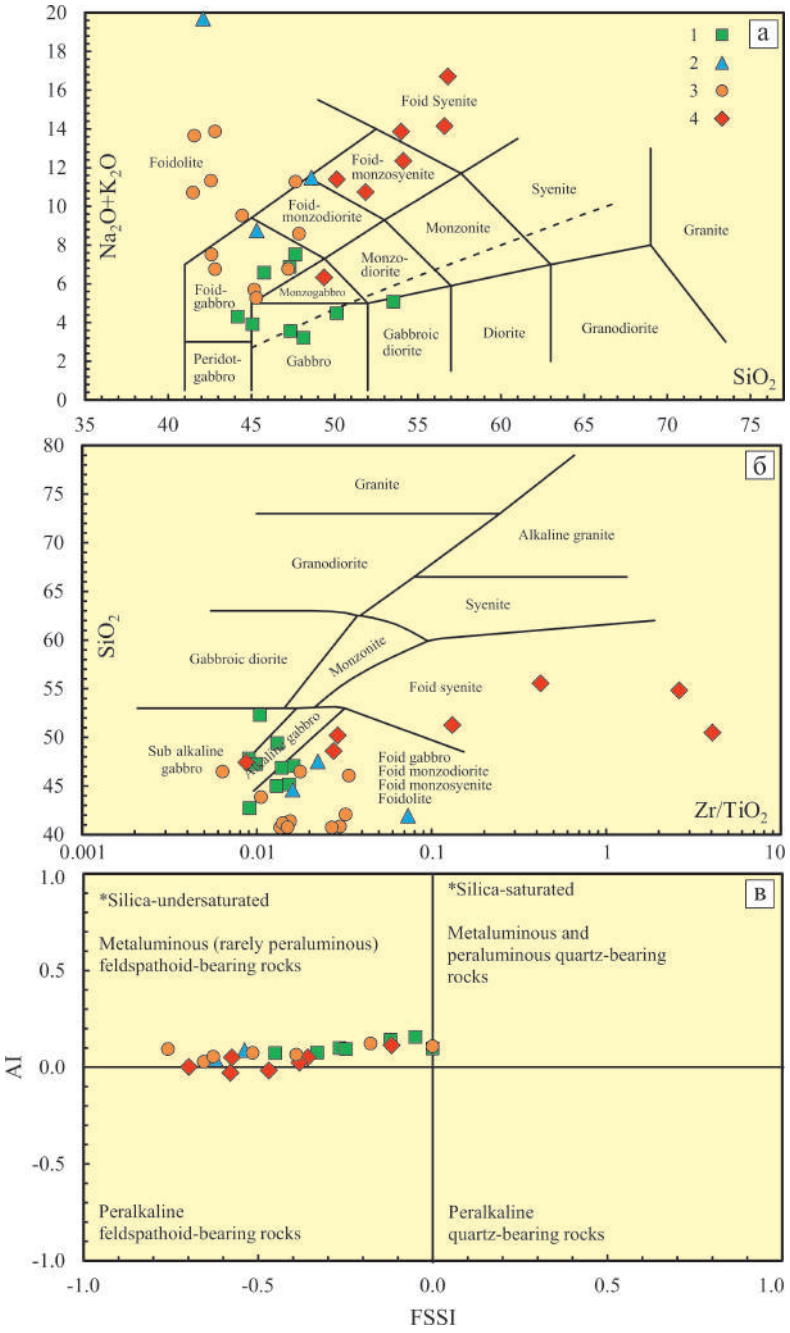
4 ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ИНТРУЗИЙ УНИВЕРСИТЕТСКОГО ПЛУТОНА

4.1 Распределение петрогенных элементов

Несмотря на огромное разнообразие петрохимических диаграмм простыми при построении, наглядными и в то же время информативными остаются бинарные диаграммы. Для проведения характеристики химического состава интрузий Университетского плутона была использована TAS (total alkali – silica) диаграмма в координатах: SiO_2 – Na_2O+K_2O (рисунок 17а) [Le Maitre et al., 2002]. В качестве оси абсцисс используется содержание кремнезема (SiO_2) и оси ординат сумма щелочей (Na_2O+K_2O), так как данная диаграмма обладает максимальными вариациями составов, что обеспечивает хорошую наглядность разделения полей фигуративных точек. В качестве оценки степени дифференциации была задействована диаграмма SiO_2 – Zr/TiO_2 (рисунок 17б) [Winchester, Floyd, 1977]. Диаграмма индекса щелочности (AI) и индекса насыщенности кремнезема с содержанием фельдшпатоидов (FSSI) (рисунок 17в) позволяет отличить насыщенные кремнеземом породы от ненасыщенных, и тем самым использовать схему химической классификации [Frost et al. 2001; Frost, Frost, 2008] щелочных пород. Эта классификационная схема может быть применена ко всему спектру пород, содержащих в своем составе главный салический компонент в виде – полевых шпатов, кварца или нефелина. Однако нефелиновые породы в пределах участка Университетского плутона могут претерпевать значительные изменения (либенеритизация, шпреуштенизация, карбонатизация и т.д.), которые приводят к ощутимому снижению содержаний щелочей.

Вариационное распределение субщелочных габброидов Университетского плутона лежит в поле умерено-щелочных и нормальных базитов (рисунок 17а) и совпадает с вариационным распределением типичных щелочно-базальтовых серий о-ва Святой Елены [Zhang et al., 2021], базальтов Камерунского разлома [Asaah et al., 2021; Njombie et al., 2021; Wembenyui et al., 2020] и рифта Восточной

Африки [Späth et al., 2001; Rooney et al., 2017a, 2017b, 2018] с явно выраженным фонолитовым трендом.



(а) – TAS диаграмма [Le Maitre et al., 2002]; (б) – диаграмма (SiO_2) – (Zr/TiO_2) [Winchester, Floyd, 1977]; (в) – двухкомпонентная диаграмма индекса щелочности (AI) и насыщенности кремнезема с содержанием фельдшпатоидов (FSSI) для щелочных пород [Frost et al., 2001; Frost, Frost, 2008]. Ключ: 1 – габбро, 2 – тералиты, 3 – фоидолиты, 4 – сиениты

Рисунок 17 – Петрохимические классификационные диаграммы для щелочно-базитовых интрузий Университетского плутона

Генетические ряды основных и ультраосновных фоидолитов по петрохимическим диаграммам от субщелочных габброидов отличаются плавным переходом возрастания щелочности с относительным уменьшением кремнезема, что говорит о повышенном содержании нормативного нефелина в фоидолитовых разновидностях (рисунок 17а). Непосредственное генетическое родство отдельных разновидностей в пределах каждого ряда не вызывает сомнения, т.к. фигуративные точки частично перекрываются и сменяют друг друга вполне закономерно. Положение бесполевошпатовых ийолитов несколько двойственное: с одной стороны, они могут рассматриваться как непосредственные наименее дифференцированные члены ийолит-нефелин-сиенитовой серии, а с другой стороны, они занимают несколько более высокое положение и не совсем вписываются в прямолинейную зависимость. Определенная самостоятельность их подчеркивается также тенденцией к накоплению щелочей и глиноземистости (Na_2O+K_2O+CaO = 15.69–22.68 мас. %; Al_2O_3 = 14.71–28.50 мас. %) в породах уртитового состава (уртит-порфиры и их «ксенолиты») (Приложение Б). Образование уртитов можно вполне удовлетворительно объяснить с позиции кристаллизационной дифференциации из несколько обогащенных (относительно эвтектики «нефелин-пироксен») ийолитовых расплавов [Рёддер, 1983]. Смешение основных фоидолитов также может быть обоснованно фракционированием ранних кристаллов нефелина. Вариационная зависимость фоидолитов достаточно четко соотноситься с типичными щелочными ассоциациями (лейкократовая часть щелочно-ультраосновных ассоциаций) по Ю.М. Шейманну [Шейманн, 1968] и нефелинит-фонолитовой серии рифтовых зон Восточной Африки (рисунок 17а) [Rooney et al., 2017a, 2017b, 2018].

Положение щелочных-базитов на диаграммах соотносится с основными фоидолитами, отвечая преимущественно составам полевошпатовых ийолитов, хотя могут изменяться вплоть до нефелиновых сиенитов. Нефелиновые сиениты являются конечным продуктом эволюции как для субщелочных габброидов, так и для основных фоидолитов (рисунок 17а-б).

В процессе прогрессирующей дифференциации базитовой магмы соотношение Zr/TiO_2 увеличивается и отражает общее снижение содержания двуокиси титана. Поэтому это соотношение может использоваться в качестве относительно чувствительного показателя дифференциации в дополнении к содержанию кремнезема. Однако самое заметное увеличение соотношения Zr/TiO_2 происходит в щелочных сериях магмы (а именно – в щелочных гранитах), что отражает большую концентрацию Zr. Таким образом, величина увеличения отношения Zr/TiO_2 пропорционально увеличению SiO_2 может быть применена в качестве показателя щелочности горных пород [Winchester, Floyd, 1977]. Для щелочно-базитовых пород Университетского плутона отмечаются пониженные содержания циркона (кроме нескольких образцов нефелиновых сиенитов) и двуокиси титана (TiO_2 = 0.07–1.59 мас. %) (Приложение Б), и на представленной диаграмме SiO_2 – Zr/TiO_2 фигуративные точки распределяются в поле субщелочных и щелочных габброидов, фоидолитов и фойяитов (рисунок 17б).

На представленном (рисунок 17в) графике зависимостей коэффициентов насыщенности кремнезема с содержанием в своем составе фельдшпатоидов (FSSI) от индекса щелочности (AI) авторы определяют четыре квадранта [Frost, Frost, 2008]. Породы с положительными значениями FSSI и AI отображаются в верхнем правом углу этой диаграммы и включают металлизированные (или высокоглиноземистые) граниты. Остальные три квадранта заняты собственно, щелочными породами. В верхнем левом квадранте представлены щелочные породы с дефицитом кремния. Среди них преобладают высокоглиноземистые щелочные породы. В качестве примера можно отнести щелочной комплекс Уппалападу, сложенный пегматоидными нефелиновыми сиенитами, в провинции Пракасам, Индия [Krishna Reddy et al., 1998; Kumar et al., 2007]. Собственно, щелочно-базитовые интрузии Университетского плутона входят в этот же квадрант высокоглиноземистых и низкокремниестых пород. В правом нижнем квадранте оказываются насыщенные кремнием щелочные породы с дефицитом алюминия. К ним относятся щелочные граниты и их вулканические эквиваленты, пантеллериты и комендиты. Щелочные породы с дефицитом алюминия и кремния

будут располагаться в нижнем левом квадранте, и включать в состав щелочные нефелиновые сиениты и их вулканические аналоги щелочные фонолиты.

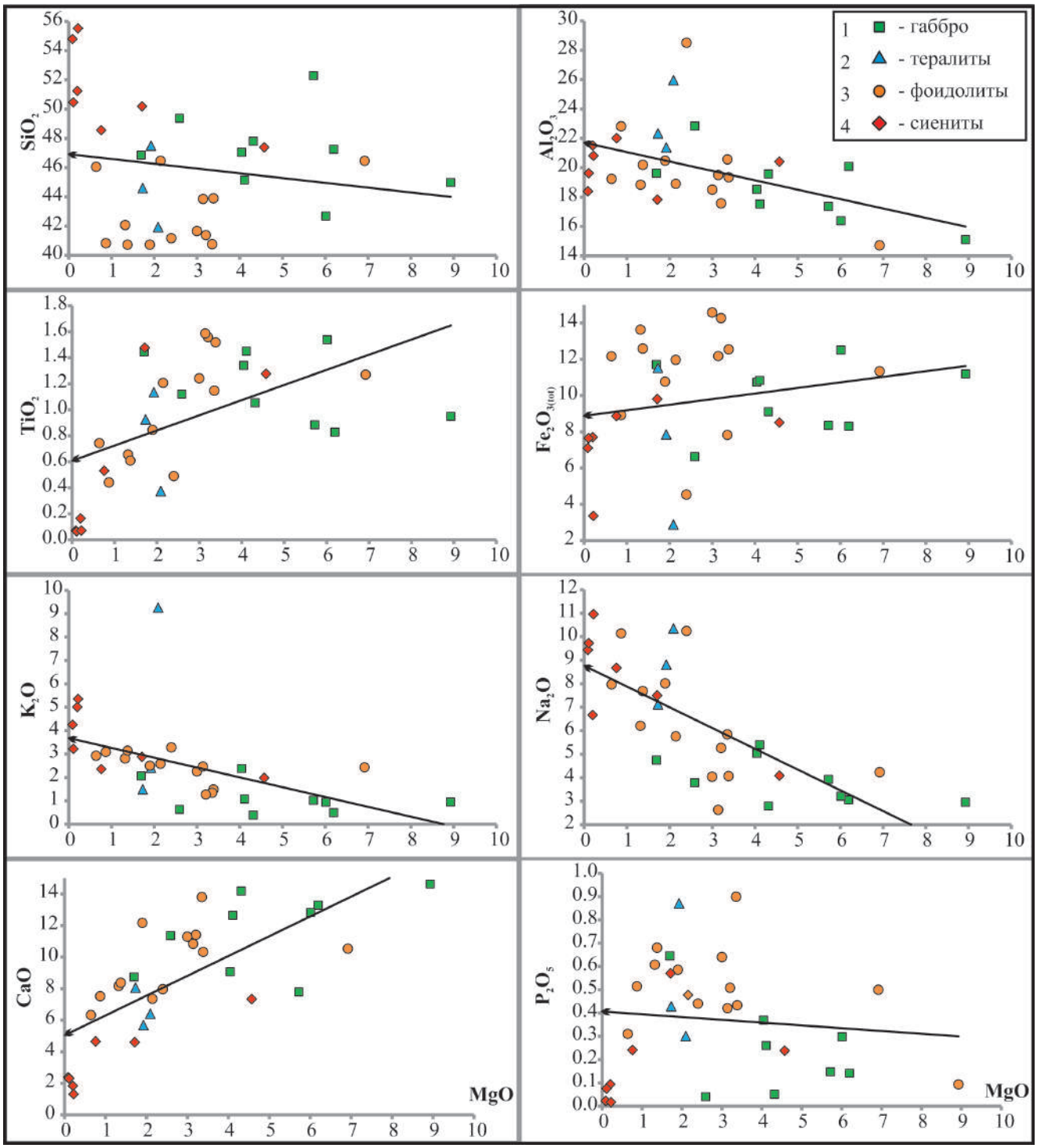
Для выявления особенностей магматической дифференциации мы задействовали содержание магнезиальности (MgO в мас. %). Характеристики петрохимических окислов магматических пород фиксируются серией бинарных диаграмм «компонент – магнезиальность». Щелочно-базитовые породы Университетского плутона имеют близкий состав петрогенных элементов в зависимости от содержания магнезиальности (0.09–9.44 мас. %) (рисунок 18). На графиках выявляется постепенное уменьшение содержания магнезиальности от габброидов → к тералитам → к фоидолитам → и сиенитам. При уменьшении MgO, пропорционально увеличивается содержание следующих компонентов Al_2O_3 (11.94–28.50 мас. %), K_2O (0.19–9.26 мас. %), Na_2O (1.49–10.96 мас. %), и P_2O_5 (0.02–0.90 мас. %). В свою очередь, содержание SiO_2 (40.72–55.53 мас. %) постепенно возрастает, включая TiO_2 (0.07–1.59 мас. %), на фоне снижения $Fe_2O_{3(tot)}$ (2.89–14.58 мас. %) и CaO (1.32–14.63 мас. %).

Эти результаты в полной мере согласуются с представленными данными по другим щелочно-базитовым интрузиям Мартайгинской щелочной провинции [Войтенко, 2007; Врублевский, 2015; Врублевский и др., 2014а, 2014б, 2016; Врублевский, Гертнер, 2021; Vrublevskii et al., 2020].

Таким образом, вполне правомерно по петрохимическим данным выделить среди щелочно-базитовых пород Университетского плутона производные трех серий: щелочно-ультраосновную, субщелочно-габброидную и щелочно-базитовую. Последняя объединяет следующую совокупность пород: полевошпатовые ийолиты и нефелиновые сиениты, которые являются конечным членом дифференциации данной серии. В пределах этой серии вполне автономное положение занимают бесполевошпатовые ийолиты и уртиты, которые можно выделить в качестве самостоятельного генетического ряда.

Полный набор магматических серий кроме участка Университетского плутона встречается на Белогорском плутоне [Гринев, 1990; Врублевский и др.,

2016] и частично, на Кия-Шалтырском месторождении уртитов [Мостовской, 1972; Войтенко, 2007].



стрелками показаны закономерности распределения фигуративных точек (линия тренда)

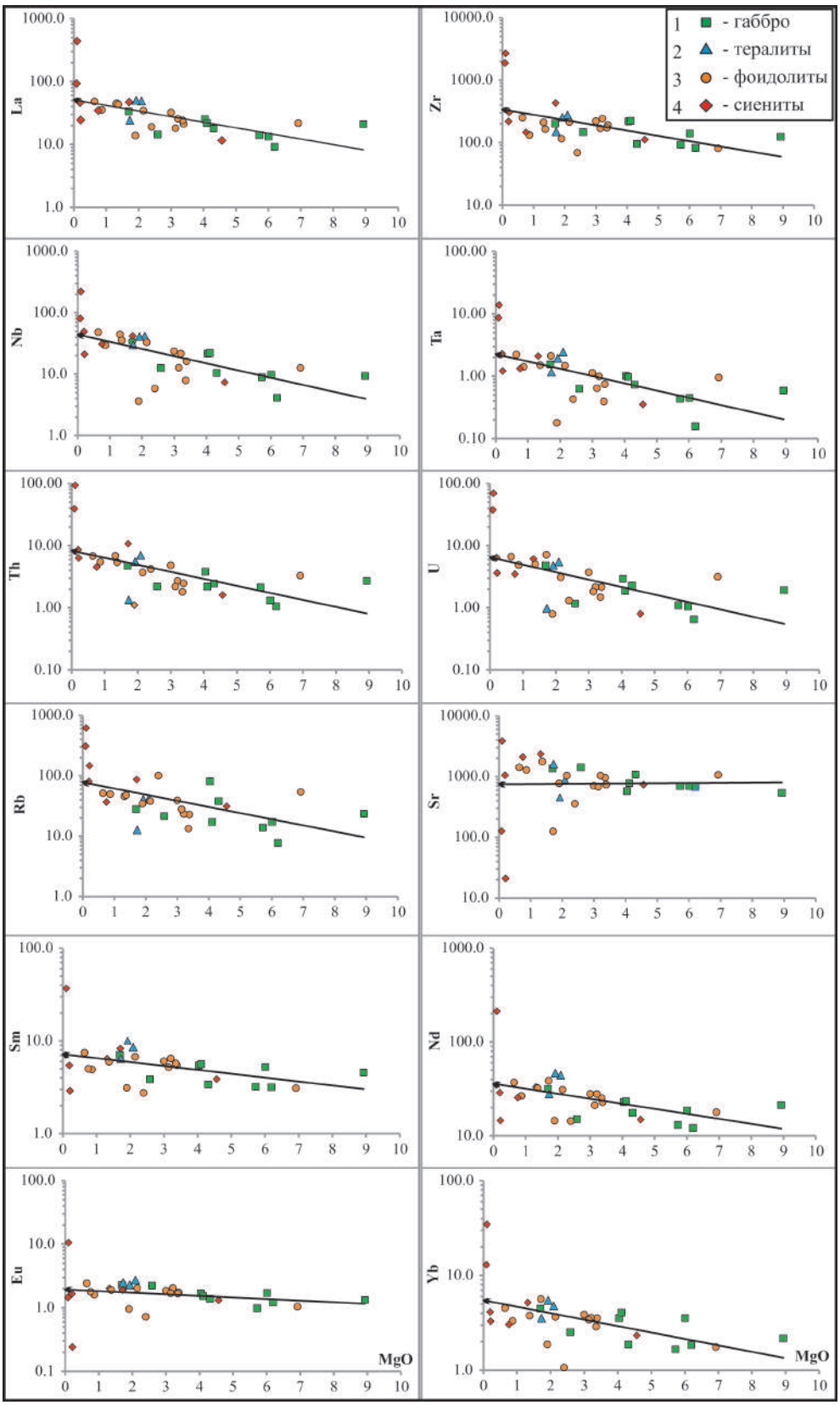
Рисунок 18 – Вариации содержания петрогенных окислов (мас. %) в зависимости от магнезиальности (мас. %) в породах Университетского плутона

4.2 Распределение редкоземельных и высокозарядных элементов

Ведущими трассерами интерпретации геохимической информации, а именно элементов примесей выступают редкоземельные (REE) и высокозарядные (HFSE) металлы. В сочетании с геофизическими данными и «подсказками» в виде ксенолитов, полученных из глубинных очагов, эти геохимические параметры являются потенциальным ключом к пониманию состава и эволюции мантии Земли [Späth et al., 2001]. Некоторые элементы можно рассматривать в качестве главных для одних типов пород и примесных для других. Для узконаправленных специализаций, в качестве основных показателей геохимических сведений можно задействовать наиболее индикаторные группы микроэлементов (транзитные, крупноионные литофилы и элементы платиновой группы) [Li et al., 2022].

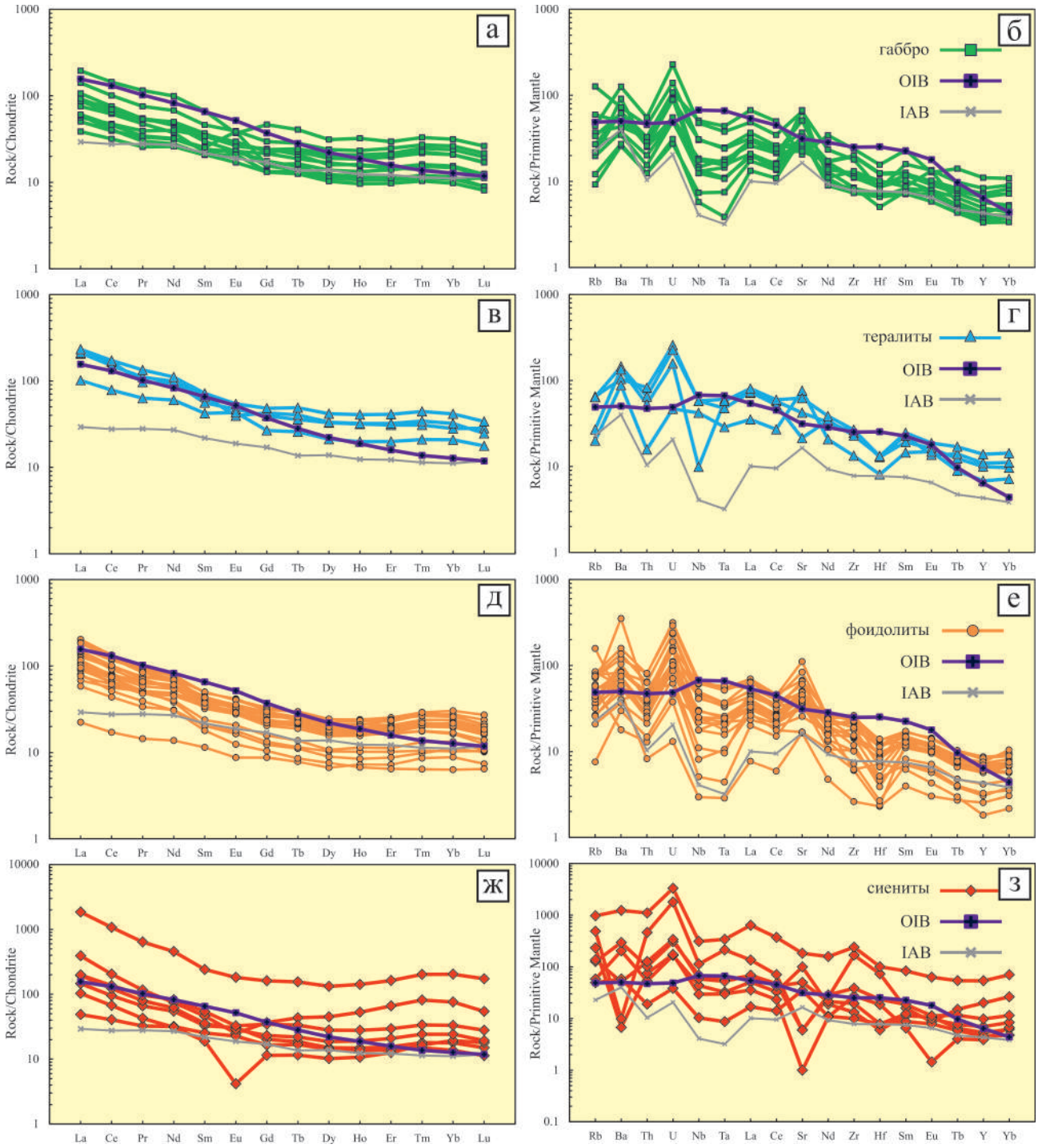
Щелочно-базитовые интрузии Университетского плутона демонстрируют близкое поведение микроэлементов в зависимости от магнезиальности (MgO вес. %) (рисунок 19). С уменьшением MgO от субщелочных габброидов к → тералитам → фоидолитам → нефелиновым, щелочным сиенитам происходит плавное увеличение концентраций несовместимых элементов (La, Zr, Nb, Ta, Th, U, Rb, Sr, Sm, Nd, Eu, Yb). За исключением двух образцов (нефелиновый и щелочной сиенит), в которых регистрируется низкое содержание Sr (20.9–126.4 г/т) и Eu (0.24 г/т) (Приложение В), что, по-видимому, является следствием контроля кристаллизации апатита и полевого шпата в главных фазах, формирующих поведение этих примесных микроэлементов на стадии фракционирования [Шинкарев, Иваников, 1983].

Особенности поведения редких и рассеянных компонентов в щелочно-базитовых породах Университетского плутона представлены в виде мультиэлементных спайдер-диаграмм, отражающих характер распределения REE и HFSE (рисунок 20). При построении спайдер диаграмм нормирование исходных аналитических данных проводились по эталонам хондрита (CI) и примитивной мантии (PM), согласно [Sun, McDonough, 1989].



стрелками показаны закономерности распределения фигуративных точек (линия тренда)

Рисунок 19 – Вариации содержания микроэлементов (г/т) в зависимости от магнезиальности (мас. %) в породах Университетского плутона



спектры базальтов океанических островов (OIB) даны согласно [Sun, McDonough, 1989] и базальтов островных дуг (IAB) Камчатского типа согласно [Kelemen et al., 2003]

Рисунок 20 – Распределение редкоземельных и несовместимых элементов в породах Университетского плутона

Габброиды Университетского плутона и их дайковые аналоги (габбро-диабазы) по характеру распределения REE имеют близкие значения. Для спектров

REE фиксируется обогащение легких редкоземельных элементов (LREE) относительно тяжелых редкоземельных элементов (HREE) (рисунок 20а). По накоплению REE (∑REE = мин (минимум) 58.31; сред (среднее) 109.25; макс (максимум) 236.65 г/т) и по уровню фракционирования ($(La/Yb)_n$ = мин 2.68; сред 5.02; макс 6.95 г/т) габброиды плутона оказываются наименее дифференцированными производными, чем фоидолиты, тералиты и сиениты. Среди отличий следует подчеркнуть положительную европиевую аномалию для некоторых образцов субщелочного лейкократового габбро (Eu/Eu* для С41 = +1.26; С41/87 = +1.27; N40 = +1.87), что возможно объясняется кумулятивной сегрегацией плагиоклаза как ранней фазы кристаллизации соответствующих расплавов. У единственного образца С41/82.5 – меланократового габбро проявилась отрицательная аномалия Eu (Eu/Eu* = -0.65), что, возможно, является результатом фракционной кристаллизации при накоплении клинопироксена (рисунок 20а). На мультиэлементных спектрах, габброиды плутона (рисунок 20б) находятся между базальтами океанических островов (OIB) [Sun, McDonough, 1989] и базальтами островных дуг (IAB) Камчатского типа по [Kelemen et al., 2003], но по своему рисунку и признаку распределения HFSE отражают заметное сходство с IAB. Концентрации HFSE в габброидах (∑HFSE = мин 948.05; сред 1467.07; макс 2699.82 г/т) обнаруживают более высокое обогащение, чем средний состав IAB (∑HFSE = 796.47 г/т) [Kelemen et al., 2003]. Также, для всех спектров заметны положительные аномалии несовместимых элементов, таких как $Ba_{(n)}$ (сред 55.58), $U_{(n)}$ (сред 81.13), $La_{(n)}$ (сред 29.06), $Sr_{(n)}$ (сред 36.44) на фоне обедненных элементов $Th_{(n)}$ (сред 26.47), $Nb_{(n)}$ (сред 20.65), $Ta_{(n)}$ (сред 17.91), $Hf_{(n)}$ (сред 8.90). Эти особенности поведения микроэлементов в субщелочных габброидах, можно объяснить с позиции их формирования в условиях сложной геодинамической обстановки, предполагающей признаки проявления субдукционного и окраинно-континентального режима.

Лейкотералиты и тералиты по своему рисунку отражают похожие черты распределения REE, как и габброиды Университетского плутона. Для спектров REE фиксируется обогащение LREE относительно HREE (рисунок 20в).

Лейкотералиты от габброидов отличаются более обогащенным характером накопления REE (∑REE = мин 135.48; сред 226.39; макс 279.83 г/т) и уровнем фракционирования ($(La/Yb)_n$ = мин 4.90; сред 6.12; макс 7.37 г/т). В отличие от остальных разновидностей плутона, тералиты демонстрируют схожие параметры распределения REE с OIB [Sun, McDonough, 1989] и даже обнаруживают превосходящие концентрации Er, Tm, Yb, Lu, чем у OIB [Sun, McDonough, 1989]. Что касается концентраций HFSE, то и здесь рисунок спектров тералитов носит схожий характер распределения с другими интрузивными представителями плутона (рисунок 20г). По своему накоплению HFSE тералиты отражают следующие значения (∑HFSE = мин 2079.69; сред 2454.10; макс 2934.12 г/т). Рисунок спектров HFSE у тералитов схож с IAB [Kelemen et al., 2003]. Следует отметить, положительные аномалии $Ba_{(n)}$ (сред 118.01), $U_{(n)}$ (сред 172.25), $La_{(n)}$ (сред 64.92), $Sr_{(n)}$ (сред 59,98) (за исключением образца - 8Б, у которого обнаружены пониженные значения $Sr_{(n)}$ – 21.32 г/т) и $Sm_{(n)}$ (сред 20.25), на фоне отрицательных значений $Th_{(n)}$ (сред 53.86), $Nb_{(n)}$ (сред 59.25), $Ta_{(n)}$ (сред 48.06) и $Hf_{(n)}$ (сред 11.80). Данный аспект может рассматриваться в качестве вероятного подтверждения гибридной природы данных пород.

Ультраосновные и основные фоидолиты на участке Университетского плутона по уровню накопления REE (∑REE = мин 33.12; сред 133.96; макс 210.92 г/т) и фракционированию ($(La/Yb)_n$ = мин 2.52; сред 6.20; макс 12.74 г/т) демонстрируют схожие характеристики с габброидами и тералитами. Общий рисунок REE фиксирует заметное обогащение LREE относительно HREE (рисунок 20д). В целом спектры фоидолитов не превышают среднего состава базальтов океанических островов, за исключением нескольких образцов, у которых следует зафиксировать более высокие концентрации Tm, Yb, Lu, чем у OIB [Sun, McDonough, 1989]. Накопление фоидолитов HFSE отвечает следующим значениям (∑HFSE = мин 778.93; сред 2001.13; макс 3961.82 г/т) (рисунок 20е). Как и другие породы плутона, все фоидолиты после нормирования на средний состав примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989] подчеркивают явное сходство со средним составом островодужных базальтов IAB [Kelemen et al.,

2003]. Обращает на себя внимание заметное обогащение $Ba_{(n)}$ (сред 87), $U_{(n)}$ (сред 135.23), $La_{(n)}$ (сред 39.90) и $Sr_{(n)}$ (сред 46.95), которое преобладает над средним составом IAB [Kelemen et al., 2003] и отрицательные аномалии $Th_{(n)}$ (сред 40.36), $Nb_{(n)}$ (сред 30.68), $Ta_{(n)}$ (сред 26.13), $Ce_{(n)}$ (сред 28.40) и $Hf_{(n)}$ (сред 8.20).

Сиениты Университетского плутона по концентрациям REE (∑REE = мин 73.24; сред 373.23; макс 1566.96 г/т) и уровню фракционирования ($(La/Yb)_n$ = мин 3.56; сред 6.47; макс 9.07 г/т) отражают максимальные значения среди всех интрузий участка. Среди спектров этих пород также преобладают LREE относительно HREE (рисунок 20ж). Явное отличие среди сиенитов обнаруживается у образца нефелинового сиенита (ш394/4), с максимальным накоплением REE, концентрация которого преобладает над всеми породами плутона в несколько раз (∑REE = 1566.96 г/т). Другая важная особенность сиенитов отражена среди двух образцов нефелиновых сиенитов с отрицательными аномалиями Eu (Eu/Eu*для обр. 5056/4 = -0.27; к67 = -0.74), что, несомненно, является полевошпатовым контролем в результате фракционной кристаллизации или частичного плавления, при котором полевой шпат остался в источнике расплава. Среди концентраций HFSE (∑HFSE = мин 662.15; сред 4521.50; макс 17819.49 г/т) у сиенитов обнаруживается не совсем однородное распределение некоторых элементов (рисунок 20ж). Так, например, положительные аномалии Ba зафиксированы для анальцимового сиенита 7А ($Ba_{(n)}$ = 203.16 г/т) и нефелинового сиенита ш78-81 ($Ba_{(n)}$ = 294.17 г/т). Пониженные значения Ba зафиксированы для пегматоидного нефелинового сиенита 15Б ($Ba_{(n)}$ = 9.79 г/т) и щелочного сиенита 5056/4 ($Ba_{(n)}$ = 6.69 г/т). Такое же различие среди сиенитов мы можем наблюдать для некоторых образцов обогащенных Sr (обр. 7А – $Sr_{(n)}$ = 99.15; обр. ш361(1) – $Sr_{(n)}$ = 34.81 г/т) и обеденных Sr (обр. 15Б – $Sr_{(n)}$ = 5.99; обр. к67 – $Sr_{(n)}$ = 5.93; обр. 5056/4 – $Sr_{(n)}$ = 0.99). Несмотря на это, для всех образцов обнаружены повышенные концентрации U ($U_{(n)}$ = сред 874.10 г/т), на фоне истощения Nb, Ta (рисунок 20ж), что подобно среднему составу IAB [Kelemen et al., 2003].

И так, геохимический анализ пород Университетского плутона и сопровождающих его дайковых образований по ряду распределения микроэлементов демонстрирует схожие характеристики между ними. Несмотря на широкое разнообразие магматических пород (габбро, тералиты, фоидолиты и сиениты), для всех них характерно обогащение легких редкоземельных элементов относительно тяжелых редкоземельных элементов. После нормирования магматических пород к стандарту хондрита [Sun, McDonough, 1989] профили REE распределяются между средним составом OIB и IAB. Нормирование к стандарту примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989] обнаруживает сходство профилей HFSE с базальтами островной дуги IAB – Камчатского типа [Kelemen et al., 2003], но превосходят их по концентрации. Практически для всех пород плутона характерно обогащение Ba, U и Sr, на фоне истощения Th, Nb, Ta, Hf, что, по-видимому, роднит их с компонентом IAB [Kelemen et al., 2003], но допускает участие более глубинных мантийных источников, сопоставимых с OIB.

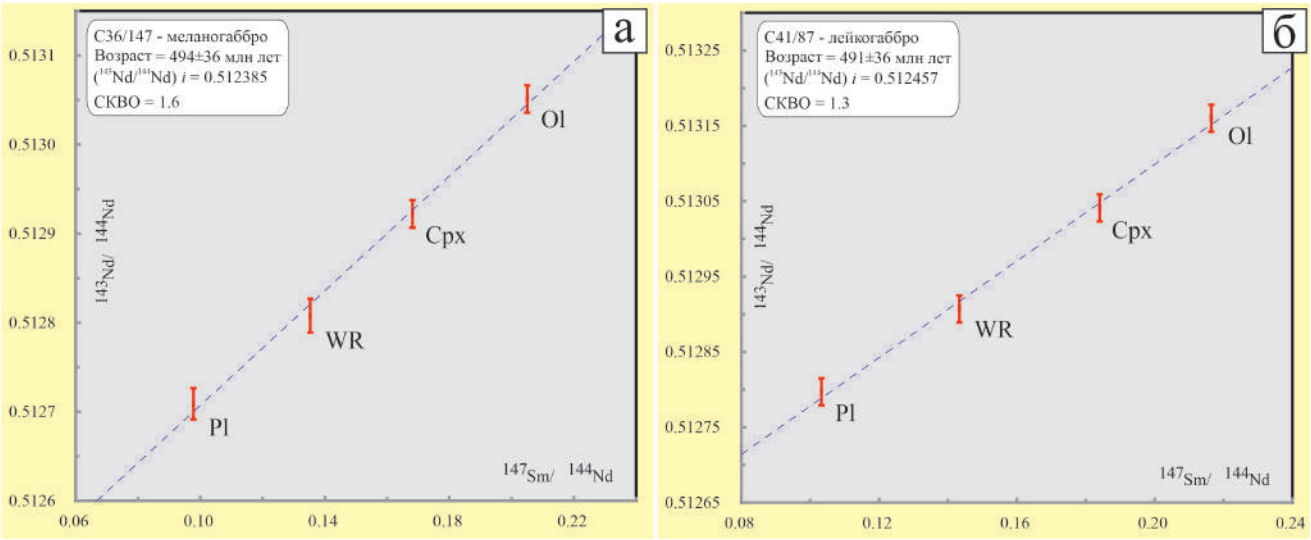
4.3 Изотопная (Sm–Nd, Rb–Sr и U–Pb) геохронология интрузий Университетского плутона

Современные изотопно-геохронологические исследования (Sm–Nd, Rb–Sr, U–Pb и Ar–Ar), полученные для щелочно-базитовых плутонов в Кузнецко-Алатауском ареале, условно объединяют щелочно-базитовые интрузии в три возрастных рубежа, которые соответствуют: а) кембрию и раннему ордовику (510–480 млн лет); б) раннему и среднему девону (410–390 млн лет); в) поздней перми (~ 265 млн лет) [Гертнер и др., 2013; Врублевский, 2015; Врублевский и др., 2014а, 2014б, 2016, 2018; Макаренко, Котельников, 2018; Мустафаев, Гертнер, 2020; Vrublevskii et al., 2020; Mustafayev et al., 2017; 2019; Mustafaev, Gertner, 2020; Mustafaev et al., 2020]. Ранее считалось, что разный возраст магматизма отражает диахронность его проявления в разных частях этого региона. В частности, западный сектор соответствовал наиболее раннему его проявлению на границе кембрия – ордовика, центральный, включая Кия-Шалтырский интрузив, соответствовал раннему девону, а его восточный сектор

отражал проявление позднепермского возраста [Гертнер и др., 2013]. По предварительным результатам картирования все петрографические разновидности повышенной щелочности Университетского плутона, по аналогии с Кия-Шалтырским плутоном, объединялись в единый щелочно-габброидный комплекс ранне-среднедевонского времени становления [Есин и др., 1987; Осипов и др., 1989]. Однако полученные новые изотопно-геохронологические данные Sm–Nd, Rb–Sr (таблица 1) и U–Pb (таблица 2) регистрируют формирование субщелочных габброидов плутона в раннем палеозое (gЄ$_3$) с внедрением щелочно-базитовых даек в среднепалеозойскую эпоху (gD$_{1-2}$).

4.3.1 Sm–Nd датирование

По двум образцам субщелочных габброидов (скв. № 36, глубина 147 м; скв. № 41, глубина 87 м) были выделены минеральные фракции для проведения Sm–Nd изотопного исследования [по методике: Серов и др., 2014; Serov, Bayanova, 2021], что позволило построить вполне приемлемые минеральные изохроны (рисунок 21).



расшифровка аббревиатур: Pl – плагиоклаз, WR – валовый состав породы, Cpx – клинопироксен, Ol – оливин. Номера минералов соответствуют пробам в таблице 1

Рисунок 21 – Sm–Nd-минеральные изохроны по субщелочным габбро Университетского плутона

Таблица 1 – Изотопный (Sm–Nd и Rb–Sr) состав субщелочных- и щелочно-базитовых интрузий Университетского плутона в г/т

№ образца (фракция)	Sm	Nd	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$ ±2σ	$(^{143}Nd/^{144}Nd)i$	εNd(*t*)	Возраст млн лет	$T_{Nd}(DM)$	Порода
	г/т								
C36/147(WR)	3.418	15.266	0.135334	0.512808 ± 9	0.512370	+7.19	494	626	Меланогаббро
C36/147(Pl)	1.531	9.458	0.097815	0.512714 ± 16	0.512392	+7.63		557	
C36/147(Cpx)	4.180	15.024	0.168170	0.512831 ± 8	0.512378	+7.35		687	
C36/147(Ol)	4.488	13.231	0.205015	0.512878 ± 10	0.512388	+7.54		1090	
C41/87(WR)	1.769	7.462	0.143307	0.512845 ± 17	0.512446	+8.60	491	665	Лейкогаббро
C41/87(Pl)	0.588	3.442	0.103270	0.512811 ± 17	0.512465	+8.97			
C41/87(Cpx)	2.434	7.994	0.184072	0.512901 ± 23	0.512449	+8.66			
C41/87(Ol)	3.947	11.020	0.216467	0.512890 ± 12	0.512464	+8.95			
КС7/1(WR)	2.906	16.428	0.106922	0.512668 ± 7	0.512384	+5.23	~ 405	658	Ксенолит уртита в микроийолите
КС7/1(Ne)	2.649	17.859	0.089665	0.512593 ± 19	0.512355	+4.66		658	
КС7/1(Cpx)	5.518	30.512	0.109320	0.512652 ± 5	0.512362	+4.79		694	
КС7/2(WR)	2.75	15.45	0.1162	0.512751 ± 7	0.512443	+6.37	~ 405	594	Ксенолит уртита в микроийолите
КС7/2(Ne)	1.522	7.88	0.1168	0.512762±12	0.512452	+6.55		581	
КС7/2(Cpx)	5.55	30.8	0.1088	0.512737±14	0.512448	+6.45		573	
КС2(WR)	6.03	23.9	0.1527	0.512705 ± 11	0.512305	+3.55	~ 400	1030	Микроийолит
УН1(WR)	4.294	24.629	0.105373	0.512661 ± 16	0.512385	+5.12	~ 400	658	Ийолит-порфир
УН1(Ne)	0.303	1.972	0.092877	0.512632 ± 34	0.512389	+5.19		628	
6A(WR)	4.294	24.629	0.105373	0.512692 ± 12	0.511827	+3.21	394	2140	Плагиоклазовый ийолит
6A(Cpx)	8.38	29.9	0.1693	0.512745 ± 5	0.512308	+3.46		1250	
6A(Ne)	0.689	4.11	0.1015	0.512569 ± 25	0.512315	+3.59		746	
7A(WR)	5.981	31.375	0.115230	0.512765 ± 13	0.512419	+5.50	389	628	Анальцимовый сиенит
7A(Pl)	0.469	3.2	0.0887	0.512621 ± 12	0.512460	+6.30		545	
7A(Amp)	12.91	50.8	0.1536	0.512794 ± 11	0.512321	+3.60		1020	
7A(Anl)	0.93	5.59	0.1006	0.512664 ± 8	0.512407	+5.28		628	
8A(WR)	9.49	43.2	0.1329	0.512755 ± 11	0.512416	+5.45	389	702	Лейкотералит
8A(Pl)	0.965	6.28	0.0928	0.512659 ± 8	0.512423	+5.57		595	
8A(Ne)	1.405	7.61	0.1113	0.512693 ± 17	0.512409	+5.32		649	
8A(Cpx)	11.15	49.0	0.1375	0.512768 ± 9	0.512418	+5.48		717	

Окончание таблицы 1

№ образца (фракция)	Rb	Sr	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr \pm 2\sigma$	$(^{87}Sr/^{86}Sr)i$	$\varepsilon Sr(t)$	Возраст млн лет	Порода
	г/т							
C36/147(WR)	13.11	550.6	0.067179	0.70526 ± 20	0.704787	+35.75	493	Меланогаббро
C36/147(Pl)	5.71	1199.9	0.013427	0.70512 ± 14	0.705025	+39.15		
C41/87(WR)	24.97	551.7	0.127697	0.70596 ± 15	0.705065	+39.7		Лейкогаббро
C41/87(Pl)	29.30	385.3	0.214552	0.70633 ± 15	0.704829	+36.31		
C41/87(Cpx)	10.36	209.6	0.139481	0.70562 ± 21	0.704644	+33.68		
C41/87(Bi)	25.52	167.5	0.429786	0.70788 ± 19	0.704873	+36.92		
КС7/1(WR)	47.49	1261.1	0.106247	0.70615 ± 22	0.705537	+26.10	~ 405	Ксенолит уртита в микроийолите
КС7/2(WR)	43.49	1074.8	0.114163	0.70683 ± 22	0.706172	+35.75	~ 405	Ксенолит уртита в микроийолите
КС7/2(Ne)	35.58	871.5	0.115187	0.70710 ± 17	0.706436	+39.59		
КС7/2(Cpx)	28.20	1693.5	0.046982	0.70624 ± 16	0.705969	+27.38		
УН1(WR)	54.1	1414.8	0.107886	0.70664 ± 19	0.706025	+32.97	~ 400	Ийолит-порфир
UN 6a(WR)	23.46	1023.7	0.064658	0.70633 ± 21	0.705967	+28.46	~ 394	Плагиоклазовый ийолит
UN 7a(WR)	36.42	2542.9	0.040409	0.70574 ± 16	0.705516	+20.00	~ 389	Анальцимовый сиенит
8A(WR)	16.90	1404.1	0.033959	0.70631 ± 17	0.706122	+28.09	~ 389	Лейкотералит
8A(Pl)	19.53	2492.0	0.022112	0.70614 ± 15	0.706018	+25.68		
8A(Ne)	42.96	1973.5	0.061417	0.70571 ± 21	0.705370	+19.58		
8A(Cpx)	13.58	723.8	0.052936	0.70595 ± 16	0.705657	+22.98		

Примечание: Pl – плагиоклаз, WR – валовый состав породы, Cpx – клинопироксен, Ol – оливин, Ne – нефелин, Amp – амфибол, Anl – анальцим, Bi – биотит. Расчеты $(^{143}Nd/^{144}Nd)i$ – $(^{87}Sr/^{86}Sr)i$ и $\varepsilon Nd(t)$ – $\varepsilon Sr(t)$ выполнены на возраст (млн лет), для: меланогаббро - 494, лейкогаббро - 491, ксенолит уртита - 405, микроийолит и ийолит-порфир - 400, плагиоклазовый ийолит - 394, анальцимовый сиенит и лейкотералит - 389

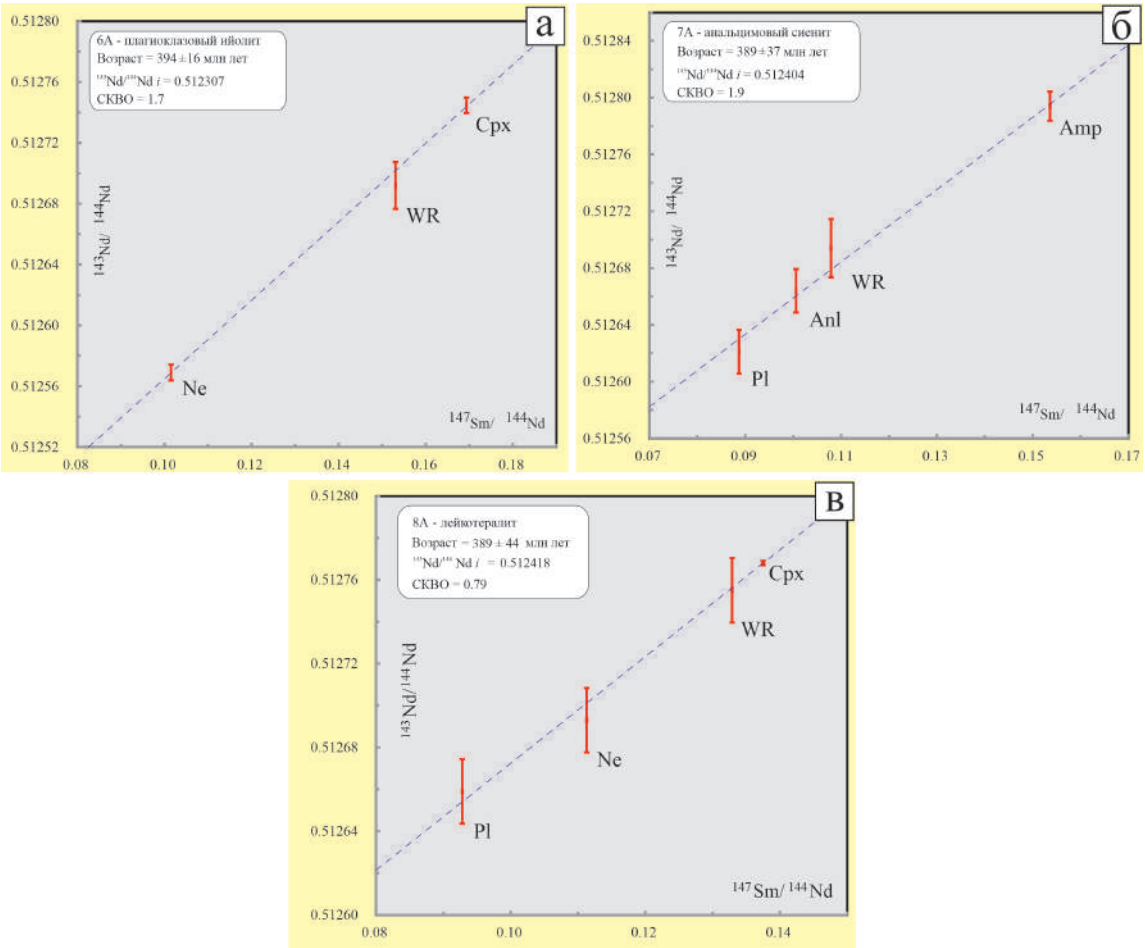
Изохрона по меланократовому габбро (обр. С36/147, рисунок 21а) калькулирована по четырем точкам, которые соответствуют «плагиоклазу», «валовому составу породы», «клинопироксену» и «оливину» отражающие следующие характеристики: T=494±36 млн лет, СКВО=1.6, (^{143}Nd/^{144}Nd)*i* = 512385, εNd(*t*) = +7.4, при ошибках, не превышающих для ^{147}Sm/^{144}Nd = 0.04 % и для ^{143}Nd/^{144}Nd = 0.004 % соответственно (таблица 1).

Для лейкократового габбро была также получена минеральная изохрона по четырем точкам – «плагиоклаз», «валовый состав», «клинопироксен», «оливин» (обр. С41/87, рисунок 21б) со следующими параметрами: T=491±36 млн лет, СКВО=1.3, (^{143}Nd/^{144}Nd)*i* = 512457, εNd(*t*) = +8.7, при ошибках, не превышающих для ^{147}Sm/^{144}Nd = 0.04 % и для ^{143}Nd/^{144}Nd = 0.004 % соответственно (таблица 1).

Sm–Nd исследования среди щелочно-базитовых интрузий, прорывающих Университетский плутон, выполнены для трех проб из даек плагиоклазового ийолита (обр. 6А), анальцимового сиенита (7А) и дайкообразного тела лейкотералитового состава (обр. 8А) (рисунок 22).

Минеральная изохрона для основных фоидолитов, а именно – плагиоклазового ийолита получена по «нефелину», «клинопироксену» и «валовому составу» (обр. 6А, рисунок 22а) и демонстрирует следующие характеристики: T=394±16 млн лет, СКВО=1.7, (^{143}Nd/^{144}Nd)*i* = 512307, εNd(*t*) = +3.4, при ошибках, не превышающих для ^{147}Sm/^{144}Nd = 0.03 % и ^{143}Nd/^{144}Nd = 0.003 % соответственно (таблица 1).

Среди сиенитов, прорывающих Университетский плутон удовлетворительные Sm–Nd результаты получены для анальцимового сиенита из глобулы в дайке плагиоклазового ийолита (обр. 7А, рисунок 22б) и построенная изохрона по «плагиоклазу», «анальциму», «валовому составу», и «амфиболу» имеет следующие параметры: T=389±37 млн лет, СКВО=1.9, (^{143}Nd/^{144}Nd)*i* = 512204, εNd(*t*) = +5.1, при ошибках, не превышающих для отношений ^{147}Sm/^{144}Nd = 0.05 % и ^{143}Nd/^{144}Nd = 0.004 % соответственно (таблица 1).



расшифровка аббревиатур: Pl – плагиоклаз, WR – валовый состав породы, Cpx – клинопироксен, Ne – нефелин, Anl - анальцим, Amp – амфибол. Номера минералов соответствуют пробам в таблице 1

Рисунок 22 – Sm–Nd-минеральные изохроны щелочно-базитовых даек Университетского плутона

Для локального тела лейкотералитового состава (восточный фланг Университетского плутона) (рисунок 4а), построена изохрона по «плагиоклазу», «нефелину», «валовому составу» и «клинопироксену» (обр. 8А, рисунок 22в) со следующими параметрами: T=389±44 млн лет, СКВО=0.79, $(^{143}Nd/^{144}Nd)i$ = 512418, $\varepsilon Nd(t)$ = +5.4, при ошибках, не превышающих для $^{147}Sm/^{144}Nd$ = 0.05 % и $^{143}Nd/^{144}Nd$ = 0.003 % соответственно (таблица 1).

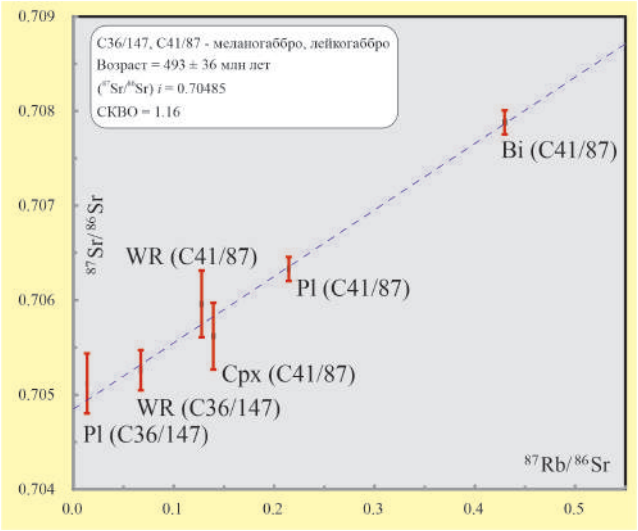
Неудовлетворительные результаты для абсолютного датирования Sm–Nd методом получены для ультраосновных фоидолитов не содержащих в своем составе полевых шпатов, а именно, для ксенолитов уртита (обр. КС7/1, КС7/2), извлеченных из микроийолитового матрикса. Ввиду крайне малого разброса в

Sm–Nd отношении (КС7/1 = $^{147}Sm/^{144}Nd$ = 0.089665–0.109320 и $^{143}Nd/^{144}Nd$ = 0.512593–0.512668; КС7/2 = $^{147}Sm/^{144}Nd$ = 0.1088–0.1168 и $^{143}Nd/^{144}Nd$ = 0.512737–0.512762), изохроны по ультраосновным фоидолитам оказываются некорректными (таблица 1). Учитывая очень близкое Sm–Nd отношение в породе для нефелина и клинопироксена, наклон изохроны стремиться к горизонтальной плоскости. Валовый состав породы в этом плане не помогает, так как очевидно, что его положение на линии регрессии в большей степени контролируется изотопными параметрами входящих в его состав минералов - нефелина и клинопироксена (таблица 1). Следовательно, нужно зафиксировать, что для датирования ультраосновных фоидолитов не содержащих в своем составе полевых шпатов Университетского плутона, применение Sm–Nd изотопного метода является неудовлетворительным для решения поставленных геохронологических задач по определению возраста.

4.3.2 Rb–Sr датирование

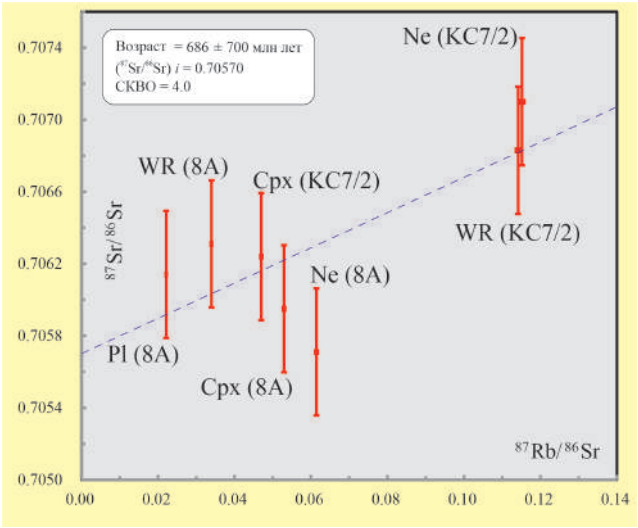
Приемлемые Rb–Sr изотопные данные получены для субщелочных габброидов (обр. С36/147 – меланогаббро, обр. С41/87 – лейкогаббро) Университетского плутона, благодаря которым удалось получить изохрону и рассчитать абсолютный возраст (рисунок 23). Минеральная изохрона, построенная по «плагиоклазу», «клинопироксену», «валовому составу» и «биотиту», характеризуется следующими параметрами: T=493±36 млн лет, СКВО=1.16, $(^{87}Sr/^{86}Sr)i$ = 0.70485, $\varepsilon Sr(t)$ = +36.92, при ошибках, не превышающих для $^{87}Rb/^{86}Sr$ = 0.5 % и $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.05 % соответственно (таблица 1).

Результаты измеренного изотопного состава Sr для ксенолита уртита (обр. КС7/2) и лейкотералита (обр. 8А) характеризуются неудовлетворительными данными для построения изохронной зависимости (рисунок 24). Для наглядности на совместном графике возраст этих разновидностей характеризуется большой погрешностью в виде 686±700 млн лет, при СКВО = 4.0, а при построении изохроны по отдельности для каждой породы ситуация ухудшается гораздо сильнее.



расшифровка аббревиатур: Pl – плагиоклаз, WR – валовый состав породы, Cpx – клинопироксен, Bi – биотит. Номера минералов соответствуют пробам в таблице 1

Рисунок 23 – Rb–Sr-минеральная изохрона для субщелочных габброидов Университетского плутона



расшифровка аббревиатур: Pl – плагиоклаз, WR – валовый состав породы, Cpx – клинопироксен, Ne – нефелин. Номера минералов соответствуют пробам в таблице 1

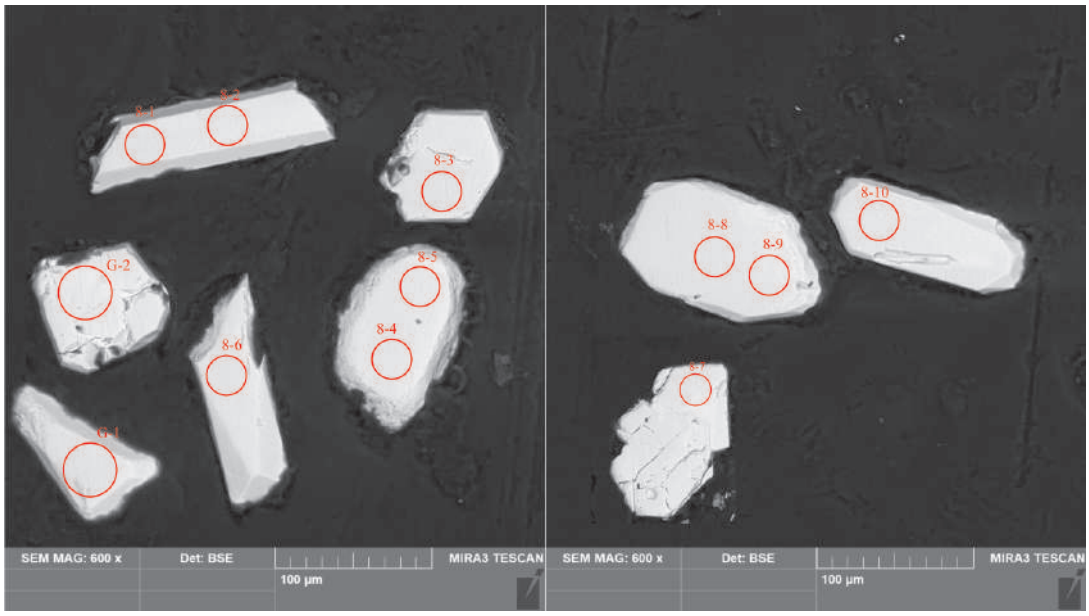
Рисунок 24 – Rb–Sr-минеральная изохрона даек Университетского плутона

Негативное влияние среди данных разновидностей оказывает близкое распределение измеренного изотопного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в минералах и валовой пробе породы. Так для ксенолита уртита (обр. КС7/2) измеренное

изотопное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ колеблется от 0.70624 до 0.70710 (таблица 1), а для лейкотералита от 0.70571 до 0.70631. Измеренное изотопное отношение $^{87}Rb/^{86}Sr$ у этих разновидностей, не достигает достаточного разброса значений при распределении точек на изохроне (рисунок 24). Вследствие этого, мы получаем похожую ситуацию с Sm–Nd датированием, при которой наклон изохроны стремится к горизонтальной линии.

4.3.3 U–Pb датирование

Впервые были выделены цирконы (рисунок 25, 26) из ультраосновных фоидолитов (бесполевошпатовые разности), а именно, из дайки ийолит-порфира (обр. Y8), по которым проводились изотопные исследования U–Pb методом (таблица 2).



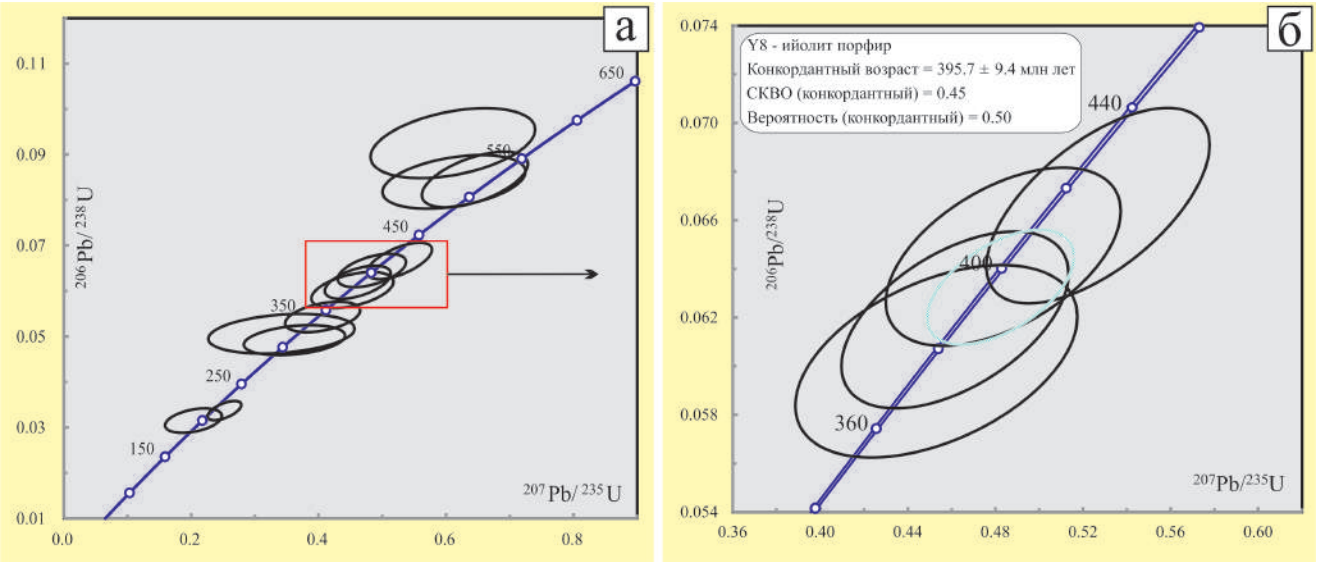
окружностями обозначены места проведения изотопного анализа с указанием номеров измеренных точек в соответствии с таблицей 2

Рисунок 25 – Морфология циркона из ийолит-порфира (обр. Y8) Университетского плутона. Габитус и особенности внутреннего строения кристаллов по данным BSE. Изображения получены на сканирующем электронном микроскопе TESCAN MIRA3 в ЦКП «Аналитический центр геохимии природных систем» НИ ТГУ (Томск)

Таблица 2 – Результаты изотопных U–Pb исследований циркона (LA-Q-ISP-MS) ийолит-порфира Университетского плутона

Точка анализа	$^{207}Pb/^{235}U$, г/т	2 se %	$^{206}Pb/^{238}U$, г/т	2 se %	Rho	$^{207}Pb/^{235}U$ Возраст млн лет	2 se ab.	$^{206}Pb/^{238}U$ Возраст млн лет	2 se ab.
8-1	0.4530	11.620	0.0602	5.370	0.46	370	43	377	20
8-2	0.4615	9.181	0.0619	4.799	0.52	393	36	387	19
8-3	0.4836	9.063	0.0645	4.639	0.51	409	37	403	19
8-4	0.6106	17.286	0.0925	6.788	0.39	455	79	569	39
8-5	0.6452	10.536	0.0845	5.911	0.56	503	53	522	31
8-6	0.4064	11.844	0.0543	5.020	0.42	361	43	341	17
8-7	0.2522	8.601	0.0337	5.152	0.60	240	21	214	11
8-8	0.3621	17.923	0.0492	5.461	0.30	313	56	309	17
8-9	0.3417	27.459	0.0506	7.011	0.26	288	79	318	22
8-10	0.2036	17.860	0.0315	6.960	0.39	194	35	200	14
G-1	0.6124	14.971	0.0840	5.718	0.38	494	74	519	30
G-2	0.5269	7.904	0.0666	4.929	0.62	439	35	416	21

Примечание: Изотопный анализ циркона проводился на квадрупольном масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой Agilent 7900 в ЦКП «Аналитический центр геохимии природных систем» НИ ТГУ (Томск)



(а) общая диаграмма с конкордиями для цирконов (12 точек) из дайки ийолит-порфира; (б) полученный конкордантный возраст цирконов (4 точки) для дайки ийолит-порфира

Рисунок 26 – U–Pb диаграммы с конкордиями для цирконов из дайки ийолит-порфира Университетского плутона

В шести зернах циркона (восемь точек) выявлены как минимум две возрастные генерации (рисунок 26а). Первая, наиболее древняя из них,

хронологически соответствуют ~ 500 млн лет (три точки: 8-4, 8-5, G-1), что, по-видимому, в данном случае, отражает древнюю историю существования раннепалеозойских цирконов в континентальной коре, на раннем этапе формирования Кузнецко-Алатауского террейна [Мустафаев, Гертнер, 2021; Mustafaev, Gertner, 2021].

Вместе с тем для второй генерации зерен отмечается более молодой конкордатный возраст (три точки: 8-6, 8-8, 8-9), соответствующий 323±10 млн лет. Собственно, для ийолит-порфировых даек вероятное время внедрения, оценивается на основании полученных новых данных изотопного U–Pb датирования трех зерен циркона (четыре точки: 8-1, 8-2, 8-3, G-2 см. таблицу 2) в 395.7±9.4 млн лет, что соответствует границе эмсского и эйфельского этапов раннего и среднего девона, согласно [Gradstein et al., 2020] (рисунок 26б). Присутствие в изученной породе акцессорных цирконов разных временных диапазонов подтверждает длительную историю развития щелочно-базитового магматизма Кузнецкого Алатау в интервале ~ 510–265 млн лет [Врублевский, 2015; Врублевский и др., 2014а, 2014б, 2016, 2018; Гертнер и др., 2013; Макаренко, Котельников, 2018; Мустафаев, Гертнер, 2020; Mustafayev et al., 2017, 2019; Mustafaev et al., 2020, 2022; Vrublevskii et al., 2020; Vrublevskii, Gertner, 2021]. Наблюдаемый временной разброс цирконов в данных ийолит-порфирах, скорее всего, связан со значительной степенью их вторичного изменения, прежде всего, с наложенными процессами карбонатизации, которые фиксируются непосредственно при петрографическом изучении шлифов данных пород.

Итак, щелочно-базитовый магматизм северо-восточной части Кузнецкого Алатау, а именно Мариинской Тайги, включает ранне- и среднепалеозойские стадии магматизма с двумя основными импульсами ~ 500 и ~ 400 млн лет.

4.4 Магматическая эволюция Мартайгинской щелочной провинции

4.4.1 Первая стадия щелочно-базитового магматизма: ~ 500 млн лет назад (поздний кембрий-ранний ордовик)

Во время позднего этапа кембрийского магматизма сформировались многочисленные эффузивные и интрузивные комплексы. Они представлены продуктами риодацит-базальт-трахибазальтового вулканизма и крупными разно-формационными интрузивами различного вещественного состава, в виде пироксенитов, габброидов и собственно гранитоидов. Эти комплексы прослеживаются в зонах глубинных разломов или зонах максимального растяжения земной коры. Наименее интенсивно зарегистрирован андезит-базальтовый вулканизм, который по своему возрасту соответствует границе среднего и верхнего кембрия на территории Гавриловского, Мурюкского и Тайдонского грабенов. И в конечной стадии каледонской магматической активности в ареале Кузнецкого Алатау, отмечено становление гранитоидных батолитов и монцодиорит-монцонит-граносиенитовых интрузий [Берзин, Кунгурцев, 1996].

Позднекембрийский – раннеордовикский интрузивный и эффузивный магматизм Мартайгинской щелочной провинции сформировал Верхнепетропавловский карбонатит-щелочно-базитовый плутон (509–502 млн лет) [Врублевский, 2015]. Субщелочные габброиды Университетского плутона (494–491 млн лет) [Мустафаев, Гертнер, 2020; Mustafaev et al., 2020] (рисунок 3) и Когтахский габбро-монцонитовый комплекс (объединяющий Когтахский, Кашпарский, Частайгинский, Балахчинский, Каратагский, Кишкачинский, Пистагский и Саксырский интрузивы) (500–480 млн лет) [Макаренко, Котельников, 2018; Врублевский и др., 2018]. В ордовике формирование интрузий отражают небольшие ареалы распределения, которые коррелируется с наложенными протоорогенными депрессиями в среднем палеозое вдоль главного Кузнецко-Алатауского линеамента и характеризуются морскими флишоидными отложениями [Корреляция ... , 2000]. По своему составу магматизм соответствует

сиенитовым и гранитовым интрузиям (от меланократовых до лейкократовых типов), а также вулканическим продуктам дацит-трахит-трахиандезит-базальтового состава. По-видимому, своим проявлением они фиксируют завершающую консолидацию складчатой системы Кузнецко-Алатауской палеодуги, либо возможное начало посторогенной активации ее структуры.

В. В. Ярмолюк с соавторами [2003] показали, что раннепалеозойский базитовый магматизм в северо-западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) произошел под влиянием Северо-Азиатского суперплюма на литосферу, в котором преобладал материал PREMA домена (prevalent mantle - преобладающая мантия). Этот Северо-Азиатский суперплюм ~ 500 млн лет назад затронул северную часть Кузнецкого Алатау; Горную Шорию; Батеневский хребет; Горный Алтай; Восточную и Юго-Восточную Туву; Восточный Саян; Южное Прибайкалье; Енисейский хребет; Приолхонье; Забайкалье, Прихубсугулье и Западную Монголию в период с раннего кембрия до среднего ордовика, производя большие объемы гранитов и различные типы мантийного магматизма [Izokh et al., 2008, 2011; Gertner et al., 2011; Doroshkevich et al., 2012; Krupchatnikov et al., 2015, 2018; Vorontsov et al., 2021a, 2021b; Vrublevskii et al., 2019; Vrublevskii, Gertner, 2021].

4.4.2 Вторая стадия щелочно-базитового магматизма: ~ 400 млн лет назад (ранний и средний девон)

В раннем и среднем девоне на территории Мартайгинской щелочной провинции сформировались различные вулканические и интрузивные проявления, относящиеся к рифтогенезу региона [Корреляция … , 2000; Vorontsov et al., 2021a]. В Мартайгинской провинции они формируют серию разобщенных грабенов с ССВ, реже С-Ю простиранием (Саралинский, Растайский и Талановский) (рисунок 2) [Довгаль, Широких, 1980; Парначев и др., 1996]. Также вулканизм проявился в распространении субщелочных и щелочных базальтов, трахитов, трахиандезитов, трахидацитов и реже риолитов. Собственно, сами интрузии ранне- и среднедевонского формирования в ареале Мариинской Тайги

представлены габбро-сиенитовыми, габбронорит-диоритовыми, монцодиорит-гранодиорит-меланогранитовыми, субщелочно- и щелочно-гранитовыми, щелочно-сиенитовыми комплексами и интрузиями в которых содержится нефелин.

Возрастные характеристики щелочно-базитовых плутонов и ассоциирующихся с ними даек формирующие Мартайгинскую щелочную провинцию в раннем и среднем девоне приведены далее.

Для субщелочных габброидов Кия-Шалтырского и Дедовогорского плутонов (рисунок 3) изотопными $^{147}Sm/^{144}Nd$ и $^{87}Rb/^{86}Sr$ методами был определен абсолютный возраст в диапазоне 407–406 млн лет [Войтенко, 2007; Врублевский и др., 2014а]. Для плагиоклазовых ийолитов (амфибол) и нефелиновых сиенитов (микроклин), в составе Белогорского плутона (рисунок 3), $^{40}Ar/^{39}Ar$ методом установлен возраст в диапазоне 403–400 млн лет [Врублевский и др., 2016]. Возраст 393.6±9.2 млн лет был получен для циркона, извлеченного из ювитового блока Кургусульского ювит-тералитового плутона (расположенного к северо-востоку от диаграммы, показанной на рисунке 3) [Врублевский и др., 2014б].

Возраст 401±2 и 400.9±6.8 млн лет был определен для отдельных цирконов и бадделеитов $^{206}Pb/^{238}U$ методом для дайки пегматоидного нефелинового сиенита с ССВ простиранием, рвущей субщелочные габброиды Дедовогорского плутона (рисунок 3) [Врублевский и др., 2014а]. На участке Кия-Шалтырского плутона две дайки с ССЗ простиранием, прорывающие Кия-Шалтырский плутон (рисунок 3), были датированы $^{206}Pb/^{238}U$ методом. Дайка (жила) пегматоидного ийолита, завершающая становление уртитового тела Кия-Шалтырского плутона, фиксирует возраст 398.9±5.5, а дайка нефелинового сиенита, рвущая субщелочные габброиды этого объекта, фиксирует возраст 387.5±2.8 млн лет (рисунок 3) [Врублевский и др., 2014а].

Дайки ССЗ и ССВ простирания на участке Университетского плутона (разрезающие субщелочные габброиды (500 млн лет) Университетского плутона и его вмещающие отложения) также составляют ~ 400 млн лет. В частности, 394±16 млн лет определено $^{147}Sm/^{144}Nd$ методом для плагиоклаз-ийолитовой дайки с ССЗ

простиранием (рисунок 4). Глобула анальцимовых сиенитов в плагиоклаз-ийолитовой дайке ССЗ простирания, рвущая вулканогенно-осадочные отложения берикульской свиты на южной окраине Университетского плутона, была датирована $^{147}Sm/^{144}Nd$ методом с возрастом 389±37 млн лет [Mustafaev et al., 2019, 2020]. Ийолит-порфировая дайка ССВ направления, которая также рвет вулканогенно-осадочную берикульскую свиту и карбонатные толщи усть-кундатской свиты на северо-восточной окраине Университетского плутона, показывает близкий возраст формирования 395.7±9.4 млн на основе $^{206}Pb/^{238}U$ метода [Mustafaev et al., 2022]. Кроме того, ССВ тренд простирания даек параллелен системе региональных грабенов (Растайский, Саралинский) (рисунок 2), которые тоже оцениваются возрастом ~ 400 млн лет [Довгаль, Широких, 1980; Парначев и др., 1996].

Соответственно, дайки ССВ и ССЗ простирания (вблизи Кия-Шалтырского, Университетского, Дедовогорского и некоторых других плутонов) были сформированы на границе раннего и среднего девона, 406–389 млн лет. Согласно предыдущим исследованиям щелочно-базитовых плутонов Мариинской Тайги [Войтенко, 2007; Врублевский и др., 2014а, 2014б] и нашим новым данным, все сиениты, формирующие фрагменты плутонов и в виде даек, оказываются самыми молодыми магматическими фазами и отражают вторую и заключительную стадию (средний девон) щелочно-базитового магматизма Мартайгинской щелочной провинции. Это время соответствует формированию Алтае-Саянской рифтовой системы ~ 400 млн лет назад (также называемой Алтае-Саянской КИП / крупной изверженной провинцией) [Ernst et al., 2020; Vorontsov et al., 2021a, 2021b].

Дайки большинства составов на территории Мариинской Тайги по своей мощности оказываются очень мелкими, не более нескольких метров (не считая плагиоклаз-ийолитовые дайки на участке Университетского плутона - шириной до 30–40 м). Такие «мелкие» дайки не могут быть расположены далеко от их исходных интрузий, в масштабе первых километров, но не десятков и сотен километров. Поэтому разумно рассматривать собственно сами плутоны (~ 400

млн лет) в качестве потенциальных источников питания для этих даек. Для щелочных даек ССЗ простирания (включая две широкие плагиоклаз-ийолитовые дайки, прилегающие к Университетскому плутону) (рисунок 4а) разумными кандидатами в качестве их источника могут рассматриваться интрузии вдоль регионального ССЗ «глубинного» разлома, вдоль которого расположены Кия-Шалтырский и Дедовогорский плутоны (рисунок 3). Для даек ССВ простирания на территории Университетского плутона сам плутон, вероятно, не может быть источником для этих даек, поскольку он старше на 100 млн лет. Соответственно, для даек ССВ простирания (также интерпретируемых как ~ 400 млн лет) источник должен находиться вдоль ССВ пояса даек (рисунок 3), но располагаться либо под дайковым поясом, либо на обоих окончаниях этого пояса [Mustafaev et al., 2022], но скорее всего, на его «изломе». Однако решение этого вопроса еще не найдено.

На основании вышеизложенных выводов можно сформулировать второе защищаемое положение:

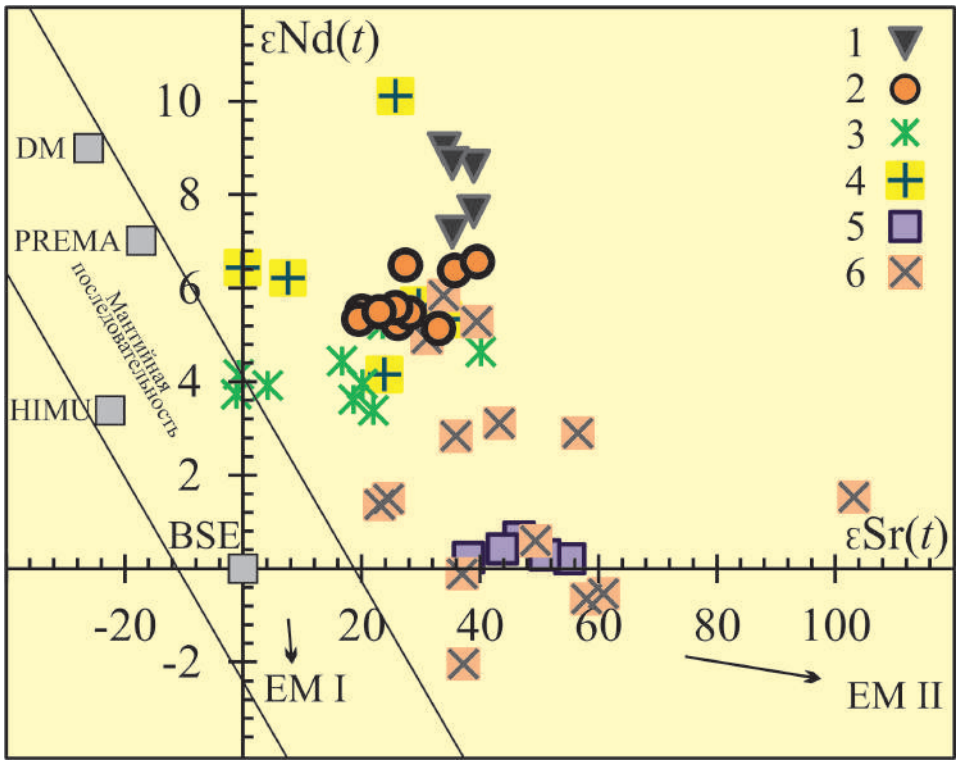
Эволюция интрузивных тел Университетского плутона разделяется на два этапа регионального магматизма. Первый этап отвечает завершающей стадии аккреции Кузнецко-Алатауской палеодуги в раннем палеозое (позднекембрийская интрузия габброидов плутона 494–491 млн лет). Второй этап соответствует рифтогенным событиям региона в среднем палеозое (инъекции ранне-среднедевонских фоидолит-щелочно-базитовых даек на территории плутона 396–389 млн лет).

5 ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ИНТРУЗИЙ УНИВЕРСИТЕТСКОГО ПЛУТОНА

Субщелочные габброиды Университетского плутона (~ 500 млн лет) и прорывающие его щелочно-базитовые дайки ССЗ и ССВ простирания (~ 400 млн лет) в Мартайгинской щелочной провинции, регистрируют емкие значения первичных изотопов неодима $^{143}Nd/^{144}Nd(i)$ = 0.511827–0.512465. Однако значения $\varepsilon Nd(t)$ = +3.21- +8.97 характеризуются более широкими вариациями, что может быть связано с расчетами на возраст их формирования. В среднем, по своим параметрам они соответствуют источнику преобладающей мантии PREMA домена. Однако значения $\varepsilon Nd(t)$ для габброидов предполагают более сложный источник вероятно со смещением в область деплетированной (литосферной) мантии, что допускает формирование базитовых магм за счет ассимиляции материала гипербазитового субстрата, представленного в регионе в виде альпинотипных ультрабазитов [Краснова, 2005; Дугарова и др., 2017; Крылова и др., 2021].

Широкий диапазон первичных изотопных отношений ($^{87}Sr/^{86}Sr(i)$ = 0.704644–0.706436 и $\varepsilon Sr(t)$ = +19.58- +39.59), характеризуется обогащением радиогенного ^{87}Sr для интрузий Университетского плутона. Вероятно, этот эффект отражает избирательное загрязнение мантийного источника компонентами земной коры или более глубинного взаимодействия расплава с литосферной мантией, которая была метасоматизированна в более раннем событии субдукции [Kimura et al., 2016] (таблица 1, рисунок 27). Обогащение радиогенным ^{87}Sr для пород щелочной провинции Мариинской Тайги также наблюдается для палеозойско-мезозойских щелочных и карбонатитовых комплексов ЦАСП. В частности, Алтае-Саянской складчатой области [Krupchatnikov et al., 2015; Vorontsov et al., 2021a], включая Восточную Туву [Руднев и др., 2015], юго-восток Русского Алтая [Krupchatnikov et al., 2018; Vrublevskii et al., 2020], вулканиты Батеневского кряжа [Воронцов и др., 2018],

лампрофировые дайки блока Алкса (северо-западная часть Китайского кратона) [см. Приложение А, Zeng et al., 2021] и многие другие комплексы.



1 – субщелочные габброиды (~ 500 млн лет) формирующие Университетский плутон; 2 – щелочно-базитовые дайки (~ 400 млн лет) секущие Университетский плутон; 3 – Когтахский габбро-монцонитовый комплекс восточного склона Кузнецкого Алатау [Врублевский и др., 2018; Макаренко, Котельников, 2018]; 4 – гранитоидные батолиты Восточной Тувы [Руднев и др., 2015]; 5 – лампрофировые дайки блока Алкса, СЗ Китай [Zeng et al., 2021]; 6 – карбонатные породы Дхарварского кратона, Южная Индия [Govind et al., 2021]. 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]

Рисунок 27 – Изотопный Nd–Sr- состав интрузий Университетского плутона и других представителей складчатой области Северной и Южной Азии

Одним из вероятных механизмов селективной контаминации мантийных магм материалами земной коры является термическая мобилизация богатых Sr морских рассолов, сохранившихся в кембрийских осадочных толщах Кузнецкого Алатау [Покровский и др., 1998; Врублевский и др., 2004]. Возможным вариантом источника корового субстрата допускаются отложения докембрийско-кембрийских карбонатных толщ, которые в подавляющем количестве находятся в стратиграфическом разрезе Кузнецко-Алатауского региона [Покровский, 2000; Врублевский и др., 2002].

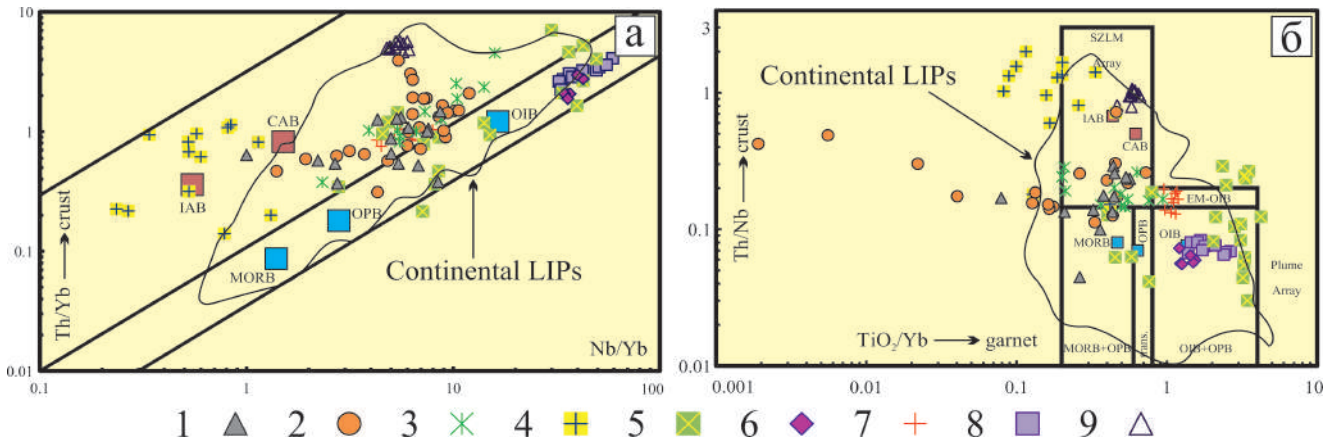
Подходящим объяснением, повышенного содержания радиогенного ^{87}Sr, допускается, что контаминация магматических расплавов осуществлялась не в виде полномасштабной ассимиляции компонентами твердого вещества колонны, а выборочно, с участием вещества высококонцентрированных растворов в виде эссенции (рассолов), захваченных из вмещающих толщ Мариинской Тайги. Этот состав характеризуется или напоминает погребенные рассолы с высоким содержанием радиогенного стронция [Покровский и др., 1998; Покровский, 2000], которые отмечаются в неопротерозойских и кембрийских карбонатных отложениях складчато-надвигово обрамления Сибирской платформы [Пиннекер, 1968; Анциферов, 1989].

Из-за сильного загрязнения всех магматических пород Университетского плутона коровым ^{87}Sr, мы рассматриваем данные изотопов неодима в качестве наиболее реальных характеристик первичного мантийного источника магматических расплавов и делаем вывод, что этот источник, вероятно, был близок к компоненту PREMA.

Геодинамические условия формирования Университетского плутона и даек, прорывающих плутон с его вмещающими отложениями, были охарактеризованы с использованием ряда бинарных и тройных диаграмм (рисунки 28, 29, 30) [Wood, 1980; Pearce, 1983; Cabanis, Lecolle, 1989; Hollocher et al., 2012; Pearce et al., 2021].

На первой бинарной диаграмме Th/Yb – Nb/Yb (рисунок 28а) представленные магматические разновидности Университетского плутона, располагаются в пределах двух эволюционных трендов, в пределах океанического

массива OIB-OPB (базальты океанических островов и базальты океанического плато) и дугового массива CAB (базальты континентальной окраины), согласно [Pearce et al., 2021].



условные обозначения: 1 – субщелочные габброиды и их дайковые аналоги Университетского плутона, Мариинская Тайга; 2 – фоидолит-щелочно-базитовые дайки Университетского плутона, Мариинская Тайга; 3 – фоидолит-щелочно-базитовые дайки Кия-Шалтырского плутона, Мариинская Тайга [Войтенко, 2007]; 4 – гранитоидные батолиты Восточной Тувы [Руднев и др., 2015]; 5 – фоидолит-щелочно-базитовые породы комплекса Якупиранга, Бразилия [Beccaluva et al., 2017]; 6 – щелочные базаниты региона Бафанг, Восточный Камерун [Ngongang et al., 2015]; 7 – высоко-Ti базальтовые дайки КИП Кару, Ботсвана-Зимбабве, Южная Африка [Jourdan et al., 2007]; 8 – щелочные интрузии Гаргано, Южная Италия [Mazzeo et al., 2018]; 9 – известково-щелочные лампрофировые дайки блока Алкса, СЗ Китай [Zeng et al., 2021]. (а-б) бинарная диаграмма Th/Yb – Nb/Yb и Th/Nb – TiO_2/Yb и поле континентальных КИП по [Pearce et al., 2021]

Рисунок 28 – Дискриминационные диаграммы тектонических обстановок для интрузий Университетского плутона и некоторых представителей щелочно-базитовых комплексов мира

В основном, все пробы попадают в поле дугового режима (в область CAB), за исключением некоторых проб (субщелочных габброидов, тералитов и фоидолитов), которые включены в промежуточные поля океанических базальтов

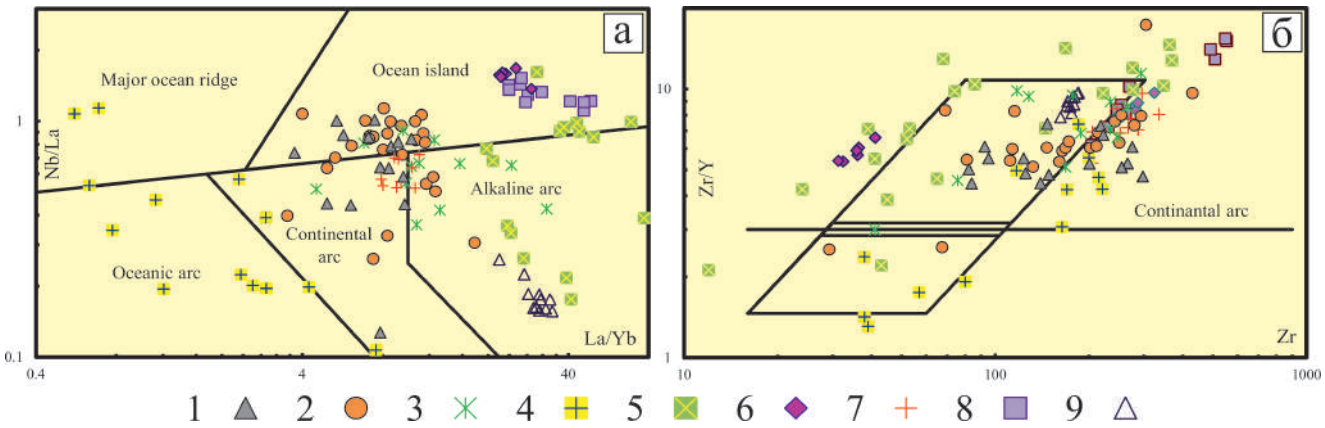
OPB-OIB. Эти результаты не противоречат поведению REE и HFSE интрузий Университетского плутона (рисунок 20).

Для второй дискриминационной диаграммы Th/Nb и TiO_2/Yb (рисунок 28б), характеризующей области MORB-OIB-OPB, фигуративные точки исследуемого объекта обнаруживают широкий диапазон отношения TiO_2/Yb относительно узкого диапазона Th/Nb. Первая характеристика является признаком состава плюма, давления и температуры, а вторая является следствием отсутствия или незначительного вклада переработанных материалов земной коры. Проекция массивов MORB-OIB на этой диаграмме (рисунок 28б) делит массив MORB-OIB-OPB на два сегмента с небольшим полем перекрытия: сегмент MORB-OPB (с низкими значениями TiO_2/Yb), сегмент OIB-OPB (с высокими значениями TiO_2/Yb) и небольшой сегмент перекрытия MORB-OIB-OPB. Сегмент EM-OIB регистрирует высокие соотношения Th/Nb и они образуют небольшое расширение поля OIB из-за высокой доли переработанных компонентов земной коры в их астеносферном источнике. Напротив, массив IAB имеет ограниченный диапазон значений TiO_2/Yb (из-за соответствующих степеней плавления), но широкий диапазон Th/Nb, который предполагает активное взаимодействие с коровым материалом [Pearce et al., 2021].

Следовательно, интрузии Университетского плутона и фоидолит-щелочно-базитовые дайки Кия-Шалтырского плутона [Войтенко, 2007], фиксируют пониженные значения TiO_2/Yb относительно повышенных компонентов Th/Nb (вклад коровых компонентов), что вместе с ранее отмеченными отрицательными аномалиями (Th, Nb, Ta, Hf, + Y) (рисунок 20) и обогащением подвижными элементами (Rb, Sr, Ba и U), вероятно, указывают на взаимодействие плюмовых расплавов с литосферной мантией (рисунок 28б), метасоматизированной во время ранних событий субдукции.

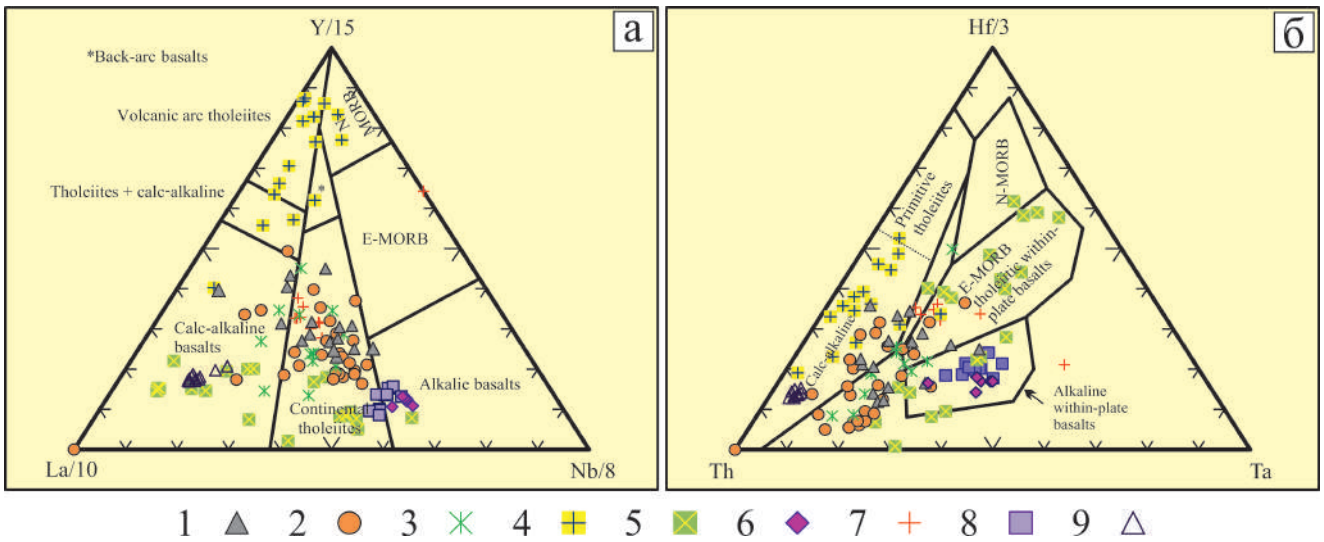
Несмотря на разную степень дифференциации расплавов ((La/Yb)n = 0.53–12.74) [Sun, McDonough, 1989], геохимические параметры, по-видимому, отражают совместное участие компонентов CAB-IAB-OIB в их генезисе (рисунок 29а-б, 30а-б). Смешение плюмового и литосферного компонентов было также

отмечено для ряда других раннепалеозойских и среднепалеозойских щелочно-базитовых интрузий (например: фоидолит-щелочно-базитовые дайки Кия-Шалтырского плутона) Мартайгинской щелочной провинции, происхождение которых предполагает наследование геохимических меток субдукционных магматических комплексов и метасоматизированной литосферной мантии [Войтенко, 2007; Врублевский, 2015; Врублевский и др., 2016; 2018; Макаренко, Котельников, 2018; Мустафаев, Гертнер, 2020; Vrublevskii et al., 2020].



условные обозначения: 1 – субщелочные габброиды и их дайковые аналоги Университетского плутона, Мариинская Тайга; 2 – фоидолит-щелочно-базитовые дайки Университетского плутона, Мариинская Тайга; 3 – фоидолит-щелочно-базитовые дайки Кия-Шалтырского плутона, Мариинская Тайга [Войтенко, 2007]; 4 – гранитоидные батолиты Восточной Тувы [Руднев и др., 2015]; 5 – фоидолит-щелочно-базитовые породы комплекса Якупиранга, Бразилия [Beccaluva et al., 2017]; 6 – щелочные базаниты региона Бафанг, Восточный Камерун [Ngongang et al., 2015]; 7 – высоко-Ti базальтовые дайки КИП Кару, Ботсвана-Зимбабве, Южная Африка [Jourdan et al., 2007]; 8 – щелочные интрузии Гаргано, Южная Италия [Mazzeo et al., 2018]; 9 – известково-щелочные лампрофировые дайки блока Алкса, СЗ Китай [Zeng et al., 2021]. (а) бинарная диаграмма Nb/La – La/Yb [Hollocher et al., 2012]; (в) бинарная диаграмма Zr/Y – Zr [Pearce, 1983]

Рисунок 29 – Дискриминационные диаграммы тектонических обстановок для интрузий Университетского плутона и некоторых представителей щелочно-базитовых комплексов мира



условные обозначения: 1 – субщелочные габброиды и их дайковые аналоги Университетского плутона, Мариинская Тайга; 2 – фоидолит-щелочно-базитовые дайки Университетского плутона, Мариинская Тайга; 3 – фоидолит-щелочно-базитовые дайки Кия-Шалтырского плутона, Мариинская Тайга [Войтенко, 2007]; 4 – гранитоидные батолиты Восточной Тувы [Руднев и др., 2015]; 5 – фоидолит-щелочно-базитовые породы комплекса Якупиранга, Бразилия [Beccaluva et al., 2017]; 6 – щелочные базаниты региона Бафанг, Восточный Камерун [Ngongang et al., 2015]; 7 – высоко-Ti базальтовые дайки КИП Кару, Ботсвана-Зимбабве, Южная Африка [Jourdan et al., 2007]; 8 – щелочные интрузии Гаргано, Южная Италия [Mazzeo et al., 2018]; 9 – известково-щелочные лампрофировые дайки блока Алкса, СЗ Китай [Zeng et al., 2021]. (а) тройная диаграмма Y/15 – La/10 – Nb/8

[Cabanis, Lecolle, 1989]; (б) тройная диаграмма Hf/3 – Th – Ta [Wood, 1980]

Рисунок 30 – Дискриминационные диаграммы тектонических обстановок для интрузий Университетского плутона и некоторых представителей щелочно-базитовых комплексов мира

Одной из интерпретаций возможных вариантов такого сценария является развитие локального плюма [Wilson, Patterson, 2001], отражающего вероятный центр проявления КИП [Кидряшкин, Кидряшкин, 2016; Condie, 2001; Ernst, Buchan, 2003; Ernst, 2014; Khudoley et al., 2020; Buchan, Ernst, 2021]. Принимая во внимание наличие ксенолитов уртитового состава в дайках микроийолитов и ийолит-порфиров на территориях Университетского и Кия-Шалтырского

плутонов, можно постулировать существование магматического резервуара (камеры) фоидитовой магмы средней глубины в качестве источника фоидолитов для данного сектора.

Принимая во внимание повышенное содержание глинозема и низкое содержание титана (рисунок 17), а также наблюдаемые соотношения HFSE с относительным обогащением рубидием, стронцием и ураном и с заметным истощением ниобия и тантала (рисунок 20), следует констатировать, что геохимические особенности исследуемых пород указывают на сложную геодинамическую палеообстановку формирования щелочно-базитовых плутонов и сопровождающих их даек (ССЗ и ССВ простирания) в Мартайгинской щелочной провинции, которые отвечают признакам конвергенции островной дуги, континентальной окраины и внутриплитного магматизма.

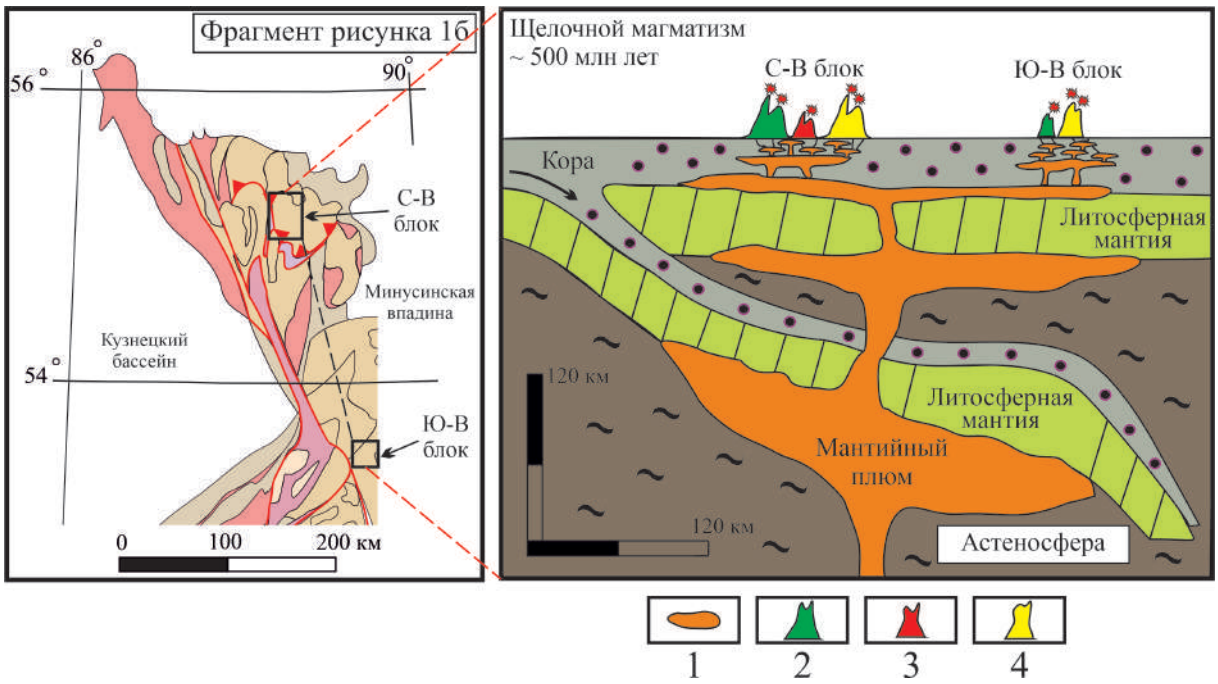
Так в ЦАСП регистрируется конвергенция и взаимодействие между различными типами орогенных компонентов, включая островодужные системы японского, марианского и аляскинского-алеутского типов, а также активные континентальные окраины Сибирского кратона, что подразумевает наличие обширных аккреционных комплексов и аккреционных дуг и террейнов [Pirajno et al., 2014; Song et al., 2015; Wilhem et al., 2012; Xiao et al., 2013, 2014]. Субдукционный и плюмовый магматизм, распознаваемый по геохимическим особенностям из разнородных источников, может быть пространственно совмещен в Кузнецко-Алатауском террейне [Врублевский и др., 2018].

Важный вопрос заключается в том, почему в Мартайгинской щелочной провинции существуют две стадии щелочного магматизма ~ 500 и ~ 400 млн лет назад? Может это является следствием нагрева нижележащей литосферной мантии двумя отдельными плюмами? Раннепалеозойский Северо-Азиатский суперплюм вероятно стал причиной для формирования некоторых щелочно-базитовых плутонов ~ 500 млн лет назад в Мариинской Тайге, а именно, Верхнепетропавловского карбонатит-щелочно-базитового плутона [Врублевский, 2015] и субщелочных габброидов Университетского плутона, а также пикритовый

и пикро-долеритовый магматизм (~ 500 млн лет) в Северной Монголии [Izokh et al., 2011].

Схематическая (гипотетическая) модель размещения вторжений ~ 500 млн лет назад, вызванных прорывом плюма в зону субдукции в сегменте Кузнецкого Алатау, отражена на рисунке 31. Область распространения щелочного и умеренно щелочного магматизма в Кузнецком Алатау составляет около 6–7 тыс. км^2, вытянутой в северо-западном направлении (120 км в длину и 30–35 км в ширину). В пределах Кузнецкого Алатау отчетливо выделяются два ареала – северо-восточный (Мариинская Тайга) и юго-восточный (Батеневский кряж), которые имеют свою специфику щелочно-базитового магматизма. В более широком контексте щелочной магматизм Мариинской Тайги характеризуется широким распространением от мафического до салического магматизма лишь с локальными проявлениями щелочно-базитового магматизма. Следует отметить, что геохронологическая изученность магматических образований Мариинской Тайги крайне скудная и остается много неаттестованных плутонов и проявлений в этом районе (Ударинский, Новоберикульский, Староберикульской, Кийские выходы, Тулуюльский, Медведкинский, Загорный, Светлинский, Университетский-1, проявления горы Пестрой, Бандитский, Танинский, Учкурюпский, Батанаюльский, Семеновский, Табасский, Алабугский, Инзиюльский, Тараскинский, Андрюшкина речка, Оржульский, Подтайгинский) [Макаренко и др., 1988].

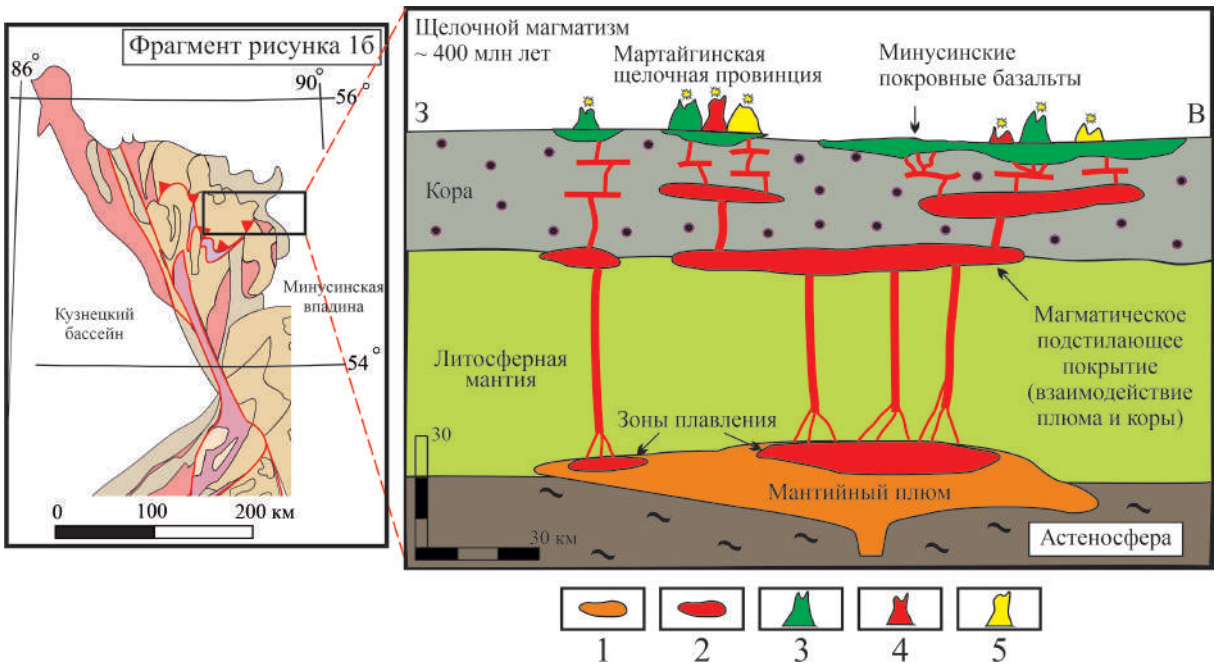
Для юго-восточного блока Кузнецкого Алатау (Батеневский кряж) роль габброидов является подчиненной по отношению к монцодиоритам, монцонитам и граносиенитам при отсутствии собственно щелочных пород. При этом площадь распространения кембро-ордовикского магматизма здесь меньше, а абсолютный возраст пород имеет тенденцию к омоложению, от позднего кембрия (500 млн лет) и в некоторых разновидностях достигает границы рубежа позднего кембрия - раннего ордовика (монцодиориты ~ 487 млн лет, монцониты ~ 483 млн лет) [Макаренко, Котельников, 2018; Врублевский и др., 2018].



условные обозначения: 1 – мантийный плюм; 2 – магматизм основного состава; 3 – щелочной магматизм; 4 – магматизм среднего и кислого состава

Рисунок 31 – Схематическая модель проявления щелочного магматизма ~ 500 млн лет назад (поздний кембрий – ранний ордовик) С-В блок (Мариинская Тайга) и Ю-В блок (Батеневский кряж) [Макаренко, Котельников, 2018; Врублевский и др., 2018]

Второе региональное событие, вызванное плюмовой активностью, называемое Алтае-Саянской рифтовой системой / КИП, также широко распространено в Центральной Азии [Ernst et al. 2020; Vorontsov et al. 2021a] и к нему относятся вторжения фоидолит-щелочно-базитовых интрузий ~ 400 млн лет назад: Кия-Шалтырский [Войтенко, 2007], Дедовогорский, Кургусульский, Белогорский плутоны [Врублевский и др., 2014а, 2014б; 2016]. Фоидолит-щелочно-базитовые дайки на участках Дедовогорского, Кия-Шалтырского и Университетского плутонов также принадлежат к Алтае-Саянской рифтовой системе / КИП (рисунок 32, 33) [Mustafaev et al., 2022]. Для этого этапа геодинамической эволюции Кузнецкого Алатау уже характерен типичный рифтовый режим, отражающий консолидацию (усиление) ранних складчатых структур без активной роли процессов субдукции.



условные обозначения: 1 – мантийный плюм; 2 – магматическое подстилающее покрытие (плюм-литосферное и плюм-коровое взаимодействие); 3 – магматизм основного состава; 4 – щелочной магматизм; 5 – магматизм среднего и кислого состава

Рисунок 32 – Схематическая модель эволюции щелочного магматизма ~ 400 млн лет назад на территории Мартайгинской щелочной провинции и Минусинской впадины

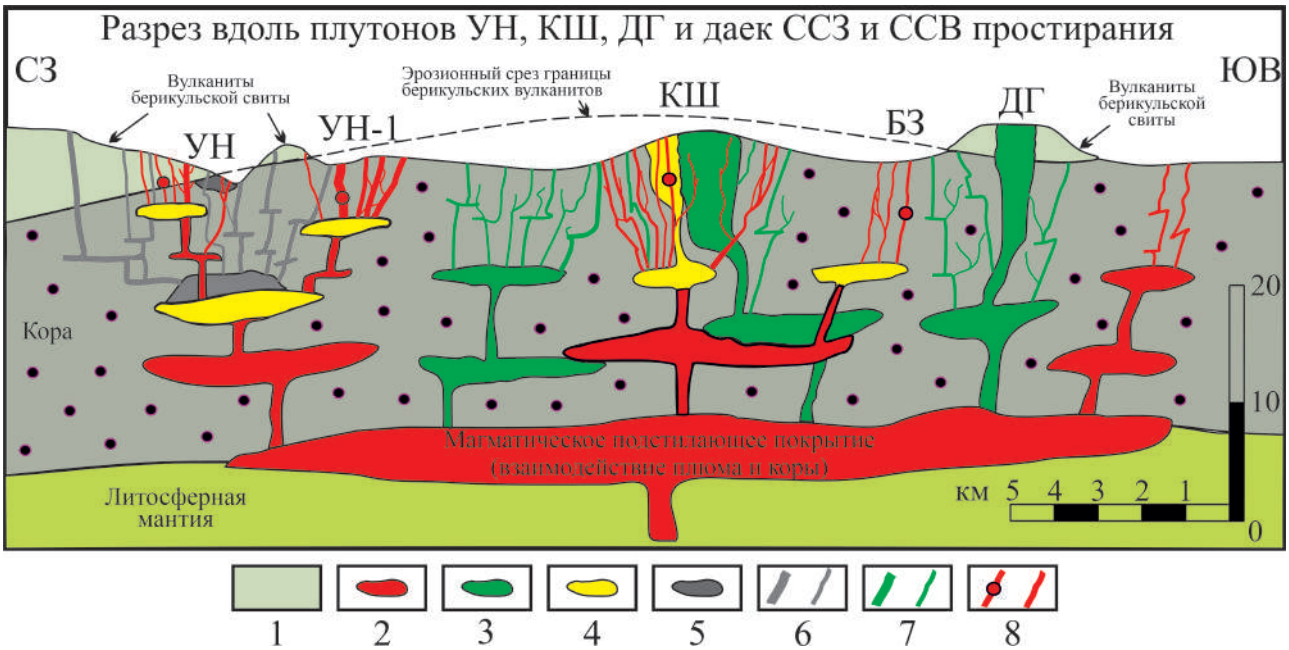
На схематической модели (рисунок 32) предполагается, что зона активного плавления литосферной мантии под воздействием плюма на границе с литосферной мантией будет развиваться с последующим ее подъемом частичных расплавов через литосферу по нескольким магматическим каналам к границе с корой и вызывать увеличение мощности литосферной мантии (андерплейтинг) и собственно земной коры. Этот вариант, вероятно, объясняет фоидитовые высокоглиноземистые расплавы, ответственные за образование щелочных плутонов Мариинской Тайги. Область девонского магматизма в Кузнецком Алатау довольно обширна и включает не только щелочно-базитовые интрузии, но и умеренно щелочные базальты, андезибазальты и риолиты с локальными потоками базанитов, тефритов и фонолитов [Бородин и др., 1987; Врублевский, 2015]. Вулканизм также присутствует в Минусинской впадине (рисунок 32) к

западу от Кузнецкого Алатау [Довгаль, Широких, 1980; Парначев и др., 1996]. Площадь этих образований составляет около 40 тыс. км^2, в то время как площадь щелочно-габброидных плутонов Мариинской Тайги не превышает 1 тыс. км^2. Традиционно интрузивные комплексы рассматриваются как каналы питания вулканизма (промежуточные глубинные камеры). Так, например, соотношение объемов внедрения субщелочных базитов и фоидолитов в Мартайгинской щелочной провинции (С-В блок) и в Батеневском кряже (Ю-В блок) различно. В первом блоке роль этих двух групп пород в структуре интрузий примерно одинакова, иногда даже с некоторым преобладанием фоидолитов (С-В блок), тогда как во втором резко доминируют базиты (Ю-В блок) (рисунок 32).

На рисунке 33 представлена схема строения вероятной магматической колонны с развитием локальных камер плюмового происхождения вдоль изученных плутонов и дайкового пояса (от Дедовогорского, Кия-Шалтырского до Университетского плутонов). Её представление носит предварительный характер и лишь отражает ряд наблюдаемых закономерностей неоднородности локализации даек. Сгущение даек, особенно фоидолитового состава, наблюдается в данном разрезе через 5–7 км, формируя своеобразные «рои». При этом лишь в четырех из них фиксируются микроийолиты с «ксенолитами» полнокристаллических уртитов и уртит-порфиров (интрузивные проявления на участках Безымянка, Университетский-1 и плутоны Кия-Шалтырский, Университетский). Мы допускаем под этими скоплениями даек промежуточные глубинные камеры, в строении которых принимают участие полнокристаллические уртиты, подобные Кия-Шалтырским.

Следует отметить две важные особенности проявления фоидолитовых даек. Дайковые образования, локализованные в карбонатных отложениях, имеют большую мощность по сравнению с их аналогами, прорывающими вулканиты берикульской свиты. Например, дайка уртит-порфиров в ареале участка Университетский-1 имеет мощность ~ 7 м, а микроийолитов с «ксенолитами» уртитов ~ 5 м, тогда как подобные образования внутри поля вулканитов на западном фланге Университетского плутона не превышают 1 м, чаще 0.3–0.5 м

(рисунок 4б). То же самое фиксируется и для плагиоклазовых ийолитов. На одной из вершин на левом берегу р. Кийский-Шалтырь в эффузивной толще мощность дайки составляет 4 м, а к направлению Университетского плутона и на его участке в эрозионном окне карбонатных отложений мощность дайки увеличивается в несколько раз и составляет от 10 до 30 м (рисунок 4а).



условные обозначения: 1 – вулканогенно-осадочные отложения берикульской свиты ($Є_2br$); 2 – магматическое подстилающее покрытие (плюм-коровое взаимодействие); 3 – промежуточные магматические камеры и интрузии основного состава; 4 – промежуточные магматические камеры и интрузии щелочного состава; 5 – промежуточные магматические камеры и интрузии основного состава; 6 – субщелочные- и щелочно-базитовые дайки; 7 – щелочно-базитовые дайки; 8 – дайки ультраосновных и основных фоидолитов

Рисунок 33 – Схематическая модель эволюции щелочного магматизма ~ 400 млн лет назад на участках Университетского (УН), Кия-Шалтырского (КШ), Дедовогорского (ДГ) плутонов и интрузивных проявлениях Университетского-1 (УН-1) и Безымянки (БЗ)

Второй особенностью выступает морфология тел, обусловленная развитием сдвиговых деформаций и формированием сдвиговых структур. Форма основного уртитового тела Кия-Шалтырского месторождения отвечает именно такой

структуре с развитием левостороннего сдвига. Такая же форма характерна и для даечки уртит-порфира на Университетском плутоне, но на фоне правостороннего сдвига (рисунок 4б). При этом подобные конфигурации наблюдаются не только в плане, но и по вертикали. Наиболее ярко этот эффект продемонстрирован дайками ийолит-порфиров, вскрытых карьером на северном окончании уртитового тела Кия-Шалтырского месторождения во вмещающей карбонатной толще [Войтенко, 2007]. Их форма напоминает комбинацию ромбовидных утолщений, соединенных более узкими фрагментами.

Чтобы проверить, связаны ли две стадии щелочного магматизма Мариинской Тайги с одним и тем же плюмом или двумя разными плюмами, потребуются детальные палеомагнитные исследования, чтобы определить, являлась ли плита стационарной в интервале между 500 и 400 млн лет назад или она смещалась по долготе и латерали. Если она оставалась стационарна, то это подтвердит, что обе стадии щелочного магматизма находились над одним и тем же плюмом. В качестве косвенного подтверждения этой точки зрения можно рассматривать наличие хорошо ограненных зональных зерен древних цирконов (ксенокристаллических цирконов) возрастом 510–470 млн лет в щелочных породах плутонов (например, в ювите Кургусульского, ийолит-порфире Университетского и плагиоклазовом ийолите Горячегорского плутонов) [Врублевский и др., 2014а, 2014б; Mustafaev et al., 2022]. Сохранение геохронологических меток ксенокристаллов циркона, относящихся к ранней стадии около 500 млн лет назад, указывает на вероятное плавление материала ранее образовавшихся щелочных или умеренно щелочных интрузий.

Вероятно, совмещение двух генераций циркона представляется метасоматозом и эрозией нижней части литосферной мантии под воздействием локальных плюмов (500 и 400 млн лет назад) (рисунок 32). Похоже, плюм, который поднимался на этапе раннего палеозоя [Ярмолюк и др., 2003], спровоцировал только первоначальные щелочно-базальтоидные выплавки, вследствие, чего сформировались первые щелочно-базитовые плутоны региона, а именно: Верхнепетропавловский [Врублевский, 2015] и Университетский. После,

на этапе рифтогенеза Кузнецко-Алатауского региона, северного фрагмента крупной Алтае-Саянской рифтовой системы / КИП [Ernst et al., 2020; Vorontsov et al., 2021a] в среднем палеозое сформировались щелочно-базитовые интрузии, зависящие от поздних событий плавления уже метасоматизированного материала континентальной коры [Врублевский и др., 2016б]. Эти свидетельства в пользу участия удревненных компонентов (протолиты) в формировании щелочно-базитовых интрузий могут подтверждаться модельным возрастом изотопного Nd-состава в изученных породах. Так, рассчитанный модельный возраст для субщелочных габброидов Университетского плутона и прорывающего его фоидолит-щелочно-базитовых даек находится в диапазоне T_{Nd}(DM) ≈ 0.5–0.7 млрд лет, но в виде исключения присутствуют и более древние фоидолитовые и сиенитовые дайки T_{Nd}(DM) ≈ 1–1.2 и 2.1 млрд лет (таблица 1). Например, для Верхнепетропавловского карбонатит-щелочно-базитового плутона модельный возраст щелочных интрузий соответствует T_{Nd}(DM) ≈ 0.8 млрд лет [Врублевский, 2015] Для Дедовогорского и Кия-Шалтырского плутонов, модельный возраст фоидолит-габбровых интрузий соответствует T_{Nd}(DM) ≈ 0.7–1 млрд лет, а для ювитов Кургусульского плутона T_{Nd}(DM) ≈ 0.7–0.8 млрд лет [Войтенко, 2007; Врублевский и др., 2014а]. Для ультраосновных и основных фоидолитов Горячегорского плутона (горячегорский комплекс) – петротипа щелочных пород Мариинской Тайги, рассчитанный нами модельный возраст соответствует T_{Nd}(DM) ≈ 0.6–1 млрд лет. Все эти признаки косвенно указывают на вовлечение в процессы магмогенерации материалов различной природы (мантийного и корового субстрата) в Мартайгинской щелочной провинции.

Имеющаяся информация о геоструктурной эволюции ЦАСП, свидетельствует о том, что между 500 и 400 млн лет назад его конфигурация значительно менялась и, следовательно, благоприятствует интерпретации в виде двух отдельных событий, порожденными плюмами не связанных друг с другом по времени активизации [Vrublevskii et al., 2019; Wilhem et al., 2012; Xiao et al., 2013; Xiao, Santosh, 2014; Yakubchuk, 2017].

На основании вышеизложенных выводов можно сформулировать третье защищаемое положение:

Изотопно-геохимическая специализация интрузивных тел Университетского плутона предполагает формирование исходных магм в сложной палеогеодинамической обстановке (континентальной окраины для габброидов и рифтогенеза для фоидолит-щелочно-базитовых даек) при участии плюмового и субдукционного источников. Изотопные параметры Sr–Nd для всех интрузий плутона, определяют генерацию родоначальных магм в виде PREMA, которые подверглись частичной контаминации с обогащением радиогенным стронцием.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Комплекс геолого-геофизических, петролого-геохимических и изотопно-геохронологических исследований диахронного Университетского фоидолит-габбрового плутона позволяют отметить ключевые характеристики его эволюции и оценить главные этапы проявления щелочно-базитового магматизма в Мартайгинской щелочной провинции.

Мозаично-блоковые конструкции ранне-, среднепалеозойских складчатых фрагментов Кузнецко-Алатауского террейна, под влиянием Северо-Азиатского суперплюма ~ 500 млн лет назад, спровоцировали главные механизмы, формирующие уникальную вещественную специфику щелочно-базитовых интрузий «горячегорского» комплекса. Плюмовый источник запустил тектонические деформации в виде левосторонних и правосторонних сдвигов, которые трассируются вдоль главной оси глубинного линеамента представленного террейна, что оказало благоприятную среду для внедрения и размещения щелочно-базитовых интрузий региона. При этом длительная тектоническая эволюция региона привела к формированию наблюдаемого в современном виде складчато-надвигового пояса с участием докембрийских, раннепалеозойских комплексов, перекрытых наложенными среднепалеозойскими впадинами рифтогенной природы.

Структурно-тектоническая позиция Университетского плутона определяется его приуроченностью к западному крылу Малоильинской антиклинали, ось которой имеет близкое к меридиональному простирание. Породы дислоцированы с образованием узколинейных антиклинальных и синклинальных складок, ориентированных согласно главному направлению структуры региона. Тектонические нарушения участка контролируются активизированным субмеридиональным региональным разломом, согласно с которым расположен Растайский грабен раннего девона. Также участок плутона характеризуется сложным блоковым строением, обусловленным большим количеством дизъюнктивных нарушений различного порядка.

Магнитное картирование слабо обнаженного Университетского плутона выявило положительные аномалии интрузивных единиц на фоне отрицательно намагниченных вмещающих отложений (усть-кундатской и берикульской свит). Высокоинтенсивная положительная аномалия в западной части исследуемого района, вероятно, связана с нефелиновым оруденением и может быть небольшим фрагментом аналога близлежащего экономически важного Кия-Шалтырского месторождения нефелиновых руд. Линейные ССЗ и ССВ положительные аномалии отражают более молодые фоидолит-щелочно-базитовые дайки секущие более древнее тело плутона (субщелочное габбро) и вмещающие его отложения.

Формирование Университетского плутона, согласно изотопному датированию, оказывается диахронным. Абсолютный возраст субщелочных габброидов Университетского плутона, согласно изотопному Sm–Nd и Rb–Sr датированию соответствует раннему палеозою (верхний кембрий 494–491 млн лет). Дайки ультраосновных и основных фоидолитов, сиенитов ССЗ и ССВ простирания и щелочно-базитовая интрузия, секущие Университетский плутон и его вмещающие отложения датируются Sm–Nd и U–Pb изотопными методами как среднепалеозойские (ранний-средний девон 396–389 млн лет). Изотопные характеристики интрузий Университетского плутона проявляют близкие значения первичного отношения изотопов неодима $^{143}Nd/^{144}Nd(i)$ = 0.511827–0.512465 и $\varepsilon Nd(t)$ = +3.21- +8.97 и, вероятно, отвечают источнику преобладающей мантии PREMA домена с последующей избирательной контаминацией компонентами земной коры или при взаимодействии с литосферной мантией, которая была метасоматизированна в более ранний период субдукционных событий. Это подтверждается первичным отношением изотопов стронция, которые фиксируют широкий диапазон сигнатур в пределах $^{87}Sr/^{86}Sr(i)$ = 0.704644–0.706436 и $\varepsilon Sr(t)$ = +19.58- +39.59.

Не смотря на разницу в 100 млн лет, геохимический состав субщелочных габброидов и фоидолит-щелочно-базитовых даек отражает схожее распределение REE как с точки зрения накопления, так и уровня фракционирования. Также поведение HFSE в составе интрузий демонстрирует наличие как океанических

(OIB-OPB), так и дуговых (CAB-IAB) компонентов. Принимая во внимание повышенное содержание глинозема и низкое содержание титана, а также наблюдаемые соотношения HFSE с относительным обогащением рубидия, стронция, урана и с заметным истощением ниобия, тантала, эти геохимические особенности указывают на сложную геодинамическую палеосреду формирования Университетского фоидолит-габбрового плутона и секущих его даек (ССЗ и ССВ простирания) в составе Мартайгинской щелочной провинции, сопоставляя особенности конвергенции островной дуги, континентальной окраины и внутриплитного магматизма.

Проведенный комплекс исследований и полученные результаты предполагают, что Университетский плутон сформировался в результате вероятного взаимодействия плюмовых расплавов с материалом литосферной мантии, метасоматизированной в более ранние периоды субдукционных событий в раннем палеозое и контаминацией веществом континентальной коры, с последующим растяжением и утончением коры региона в среднем палеозое, на которую воздействовал локальный плюм и сформировал девонские фоидолит-щелочно-базитовые плутоны и секущие их дайки.

Дальнейшее развитие научных результатов диссертационной работы получит направление в виде построения генетической модели формирования высокоглиноземистых магм с учетом их вероятного взаимодействия с карбонатным коровым субстратом. Для этого предполагается детально изучить меланократовые фоидолиты Светлинского плутона и нефелинсодержащие проявления ручья Загорного в западном секторе Мариинской Тайги. Полученные результаты, вероятно, будут полезны для разработки поисковых критериев богатых нефелиновых руд на территории Центрально-Азиатского складчатого пояса.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алабин Л. В. Структурно-формационная и металлогеническая зональность Кузнецкого Алатау / Л. В. Алабин. – Новосибирск: Наука, 1983. – 102 с.

2. Алабин Л. В. Металлогения золота Кузнецкого Алатау / Л. В. Алабин, Ю. А. Калинин. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1999. – 237 с.

3. Андреева Е. Д. Щелочной магматизм Кузнецкого Алатау / Е. Д. Андреева. – М.: Наука, 1968. – 169 с.

4. Анциферов А. С. Гидрогеология древнейших нефтегазоносных толщ Сибирской платформы / А. С. Анциферов. – М.: Недра, 1989. – 176 с.

5. Бабин Г. А. Легенда Кузбасской серии государственной геологической карты Российской Федерации м-ба 1:200 000 (2-е изд.). Т. 1–3. Объяснительная записка / Г. А. Бабин, С. М. Борисов, В. Н. Токарев и др. – Новокузнецк: ОФ ФГУГП «Запсибгеолсъемка», 1999. – 426 с.

6. Бабин Г. А. Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1:1 000 000 (3-е изд.). Лист N-45 (Новокузнецк) Объяснительная записка / Г. А. Бабин, А. А. Юрьев, А. И. Бычков и др. – Санкт-Петербург: КФ ВСЕГЕИ, 2007. – 302 с.

7. Белостоцкий И. И. Тектоническое районирование и закономерности формирования Алтае-Саянской складчатой области / И. И. Белостоцкий, Л. П. Зоненшайн, Б. Н. Красильников // БМОИП. Отд. геол. – 1965. – Т. 34, № 6. – С. 3–22.

8. Берзин Н. А. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области / Н. А. Берзин, Л. В. Кунгурцев // Геология и геофизика. – 1996. – № 1. – С. 63–81.

9. Бородин Л. С. Геохимия континентального вулканизма / Л. С. Бородин, В. С. Попов, В. С. Гладких, И. К. Пятенко, Л. Д. Туголесов, В. А. Соловьев, В. А. Семина, С. М. Ляпунов, Ю. С. Николаенко. – М.: Наука, 1987. – 238 с.

10. Буслов М. М. Террейновая тектоника и геодинамика складчатых областей мозаично-блокового типа (на примере Алтае-Саянского и Восточно-Казахстанского регионов): автореф. дис. … д-ра геол.-мин. наук / М. М. Буслов. – Новосибирск, 1998. – 44 с.

11. Буслов М. М. Пермотриасовый плюмовый магматизм Кузнецкого бассейна (Центральная Азия): геология, геохронология и геохимия / М. М. Буслов, И. Ю. Сафонова, Г. С. Федоссев, М. Рейков, К. Дэвис, Г. А. Бабин // Геология и геофизика. – 2010. – Т. 51, № 9. – С. 1310–1328.

12. Владимиров А. Г. Петролого-геохронологические исследования магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области: Отчет по проекту (в 3 книгах и 1 папке) / А. Г. Владимиров, А. С. Гибшер, С. В. Есин, и др. - Новокузнецк: ТГФ «Южсибгеолкома», 1994. – 695 с.

13. Владимиров А. Г. Неопротерозойский возраст древнейших образований Томского выступа (Горная Шория) на основании U–Pb, Sm–Nd, Rb–Sm и Ar–Ar изотопного датирования / А. Г. Владимиров, А. П. Пономарева, С. А. Каргополов и др. // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 1999. – Т. 7, № 5. – С. 28–42.

14. Владимиров А. Г. Основные возрастные рубежи интрузивного магматизма Кузнецкого Алатау, Алтая и Калбы (по данным U-Pb изотопного датирования) / А. Г. Владимиров, М. С. Козлов, С. П. Шокальский и др. // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 8. – С. 1149–1170.

15. Войтенко Д. Н. Петрология Кия-Шалтырского массива: автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук / В. В. Войтенко. – Томск, 2007. – 20 с.

16. Врублевский В. В. Петрология карбонатитовых комплексов консолидированных складчатых областей (на примере Южной Сибири и Тянь-Шаня): автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук / В. В. Врублевский. – Новосибирск, 2003. – 40 с.

17. Врублевский В. В. Источники и геодинамические условия петрогенезиса Верхнепетропавловского щелочно-базитового интрузивного

массива (средний кембрий, Кузнецкий Алатау, Сибирь) / В. В. Врублевский // Геология и геофизика. – 2015. – Т. 56, №3. – С 488–515. – DOI: 10.15372/GiG20150302.

18. Врублевский В. В. Изотопный состав и происхождение карбонатитов Верхнепетропавловского массива (Кузнецкий Алатау) / В. В. Врублевский, В. Н. Кулешов // Докл. АН СССР. – 1988. – Т. 298, № 5. – С. 1214–1218.

19. Врублевский В. В. Изотопное датирование щелочных комплексов Кузнецкого Алатау и Горного Алтая. Отчет о НИР. Том. гос. ун-т. – № ГР 01200215452; Инв. №02200206297 / В. В. Врублевский, И. Ф. Гертнер, Д. Н. Войтенко. – Томск, 2002. – 65 с.

20. Врублевский В. В. Геохронологические рубежи и геодинамическая интерпретация щелочно-базитового магматизма Кузнецкого Алатау / В. В. Врублевский, И. Ф. Гертнер, А. Г. Владимиров, С. Г. Руднев, С. М. Борисов, О. А. Левченков, Д. Н. Войтенко // Докл. РАН. – 2004. – Т. 398, № 3. – С. 374–378.

21. Врублевский В. В. Хронология и источники щелочно-базитового магматизма Кузнецкого Алатау / В. В. Врублевский, И. Ф. Гертнер, Д. Н. Войтенко // Петрография XXI век: мат. петрографического совещ. – Апатиты, 2005. – Т. 2. – С. 58–60.

22. Врублевский В. В. Изотопная (U–Pb, Sm–Nd, Rb–Sr) геохронология щелочно-базитовых плутонов Кузнецкого Алатау / В. В. Врублевский, И. Ф. Гертнер, Г. Гутиерес-Алонсо, М. Хофманн, О. М. Гринев, П. А. Тишин // Геология и геофизика. – 2014а. – Т. 55, № 11. – С. 1598–1614. – DOI: 10.15372/GiG20141102.

23. Врублевский В. В. Возрастной диапазон циркона и источники щелочных пород Кургусульского интрузива, Кузнецкий Алатау: первые изотопные U–Pb- (SHRIMP-II) и Sm–Nd- данные / В. В. Врублевский, И. Ф. Гертнер, П. А. Тишин, Т. Б. Баянова // Доклады академии наук. – 2014б. – Т. 459, № 5. – С. 601–606. – DOI: 10.7868/S0869565214350254.

24. Врублевский В. В. Геохимия, изотопная (Nd–Sr–O) триада и ^{40}Ar–^{39}Ar возраст палеозойских щелочно-мафитовых интрузий Кузнецкого Алатау (на примере Белогорского плутона) / В. В. Врублевский, О. М. Гринев, А. Э. Изох, А.

В. Травин // Геология и геофизика. – 2016. – Т. 57, № 3. – С. 592–602. – DOI: 10.15372/GiG20160308.

25. Врублевский В. В. Возраст, петрологические и геохимические условия формирования Когтахского габбро-монцонитового комплекса Кузнецкого Алатау / В. В. Врублевский, Д. А. Котельников, А. Э. Изох // Геология и геофизика. – 2018. – Т. 59, № 7. – С 900–930. – DOI: 10.15372/GiG20180702.

26. 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.

27. Гертнер И. Ф. Экспедиционно-полевые исследования внутреннего строения щелочных массивов Кузнецкого Алатау с применением методов петроструктурного анализа. Отчет о НИР ФЦП «Интеграция», Е0254. Том. гос. ун-т. – № ГР 01200202283; Инв №02200206288 / И. Ф. Гертнер, В. В. Врублевский, Т. С. Краснова, Д. Н. Войтенко, П. А. Тишин, А. Э. Изох, В. Г. Владимиров. – Томск, 2001. – 70 с.

28. Гертнер И. Ф. Геохимия щелочно-мафитовых плутонов Кузнецкого Алатау: свидетельства конвергентности окраинно-континентального и внутриплитного магматизма / И. Ф. Гертнер, В. В. Врублевский, Д. Н. Войтенко, А. М. Сазонов, Т. С. Краснова, П. А. Тишин // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып. 3. Матер. научной конф. – Томск, 2002. – Т. 1. – С. 55–67.

29. Гертнер И. Ф. Временные рубежи, источники магм и формационный статус палеозойских фельдшпатоидных интрузий Северо-Востока Кузнецкого Алатау / И. Ф. Гертнер, В. В. Врублевский, П. А. Тишин и др. // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту – 2013): мат. совещания. – Иркутск, 2013. – Вып. 11. – С. 71–73.

30. Гертнер И. Ф. Условия формирования нефелиновых руд Кия-Шалтырского месторождения на основе структурного анализа породообразующих минералов (северо-восточный склон Кузнецкого Алатау, Сибирь) / И. Ф. Гертнер,

А. А. Мустафаев, В. А. Крылова, Д. Н. Войтенко // Геосферные исследования. – 2022. – № 1. – С. 33–47. – DOI: 10.17223/25421379/22/2.

31. Гинцингер А. Б. Изменение схемы стратиграфии верхнего протерозоя Алтае-Саянской области в связи с уточнением последовательности некоторых свит в Горном Алтае (Картунский антиклинорий) / А. Б. Гинцингер, С. Л. Тарновский, А. Фефелов // Проблемы стратиграфии и магматизма Красноярского края и Тувинской АССР. – Красноярск, 1991. – Вып. 2. – С. 16–22.

32. Гончаренко А. И. Петроструктурная эволюция альпинотипных гипербазитов / А. И. Гончаренко. – Томск: Изд-во Томского ун-та, 1989. – 398 с.

33. Гордиенко И. В. Связь субдукционного и плюмового магматизма на активных границах литосферных плит в зоне взаимодействия Сибирского континента и Палеоазиатского океана в неопротерозое и палеозое / И. В. Гордиенко // Геодинамика и тектонофизика. – 2019. – Т. 10, № 2. – С. 405–457. – DOI: 10.5800/GT-2019-10-2-0420.

34. Гринев 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.

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

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

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

38. Грицюк Я. М. Общие принципы региональных металлогенических исследований и результаты автоматизированного прогноза эндогенного оруденения западной части Алтае-Саянской складчатой области / Я. М. Грицюк, В. А. Введенский, В. М. Кочеткова и др. // Геологическое строение и полезные ископаемые Алтайского Края: Тезисы докл. – Бийск, 1985. – С. 120–123.

39. 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.

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

41. Дроздов Б. В. Эволюция щелочного магматизма Кузнецкого Алатау и глиноземные нефелиновые руды / Б. В. Дроздов // Магматизм и эндогенная металлогения западной части Алтае-Саянской складчатой области. – Новокузнецк, 1987. – С. 47–48.

42. Дроздов Б. В. Нефелиновые интрузивные и эффузивные породы Кузнецкого Алатау / Б. В. Дроздов // Советская геология. – 1990. – № 11. – С. 85–96.

43. Дроздов Б. В. Структура и генезис Кия-Шалтырского нефелинового месторождения. Фонды ФГУГП Кузбасс / Б. В. Дроздов, В. Я. Чайко. – Новокузнецк: ТФГИ, 1972.

44. Дугарова Н. А. Минералогия и условия образования метабазитов офиолитовой ассоциации северного склона Кузнецкого Алатау / Н. А. Дугарова, П. А. Тишин, И. Ф. Гертнер, Т. С. Краснова // Литосфера. – 2017. – Т. 17, № 4. – С. 97–109. – DOI: 10.24930/1681-9004-2017-4-097-109.

45. Есин С. В. Петрография жильных нефелинсодержащих пород междуречья Кия-Урюп (Кузнецкий Алатау) / С. В. Есин // Щелочные и субщелочные породы Кузнецкого Алатау: сб. ст. – Томск, 1987. – С. 63–73.

46. Есин С. В. Нефелиновые рудоносные породы участков Университетский 1 и 2 (Кузнецкий Алатау) / С. В. Есин, С. А. Корчагин, О. А. Есина, И. Ф. Гертнер // Щелочные и субщелочные породы Кузнецкого Алатау: сб. ст. – Томск, 1987. – С. 74–82.

47. Казанский А. Ю. Кинематика Мартайгинского блока Кузнецкоалатауской палеостровной дуги в позднем венде-раннем ордовике (по палеомагнитным данным) / А. Ю. Казанский, Д. В. Метелкин, Л. В. Кунгурцев, П. А. Кизуб // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44, № 3. – С. 187–201.

48. Казанский А. Ю. Палеомагнитизм пермотриасового траппового комплекса Кузнецкого прогиба (Южная Сибирь) / А. Ю. Казанский, Д. В. Метелкин, В. Ю. Брагин, Л. В. Кунгурцев // Геология и геофизика. – 2005. – Т. 46, № 11. – С. 1107–1120.

49. Кидряшкин А. Г. Параметры плюмов Северной Азии / А. Г. Кидряшкин, А. А. Кидряшкин // Геология и геофизика. – 2016. – Т. 57, № 11. – С. 1949–1968. – DOI: 10.15372/GiG20161102.

50. Кононова В. А. Якупирангит-уртитовая серия щелочных пород / В. А. Кононова. – М.: Наука, 1976. – 215 с.

51. Континентальный рифтогенез и пострифтовые бассейны седиментации в геологической истории Южной Сибири / В. П. Парначев, И. А. Вылцан, Н. А. Макаренко и др. – Томск: Изд-во Томского ун-та, 1996. – 110 с.

52. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области / Под ред. А. Ф. Морозова. – Новосибирск: Изд-во СО РАН (филиал "Гео"), 2000. – 187 с.

53. Кортусов М. П. Палеозойские интрузивные комплексы Мариинской Тайги (Кузнецкий Алатау) / М. П. Кортусов. – Томск: изд-во Томского ун-та, 1967. – Т. 1 – 163 с.

54. Кортусов М. П. Роль рифтогенеза в локализации продуктов щелочного магматизма в Кузнецком Алатау / М. П. Кортусов, Н. А. Макаренко, В. Н. Марков // Тез. докл. VII Всесоюз. петрограф. совещ. «Происхождение и эволюция магматических формаций в истории Земли». – Новосибирск, 1986. – Т. 2. – С. 95–96.

55. Кортусов М. П. Некоторые дискуссионные вопросы изучения щелочных пород северной части Кузнецкого Алатау / М. П. Кортусов, Н. А. Макаренко // Щелочные и субщелочные породы Кузнецкого Алатау: сб. ст. – Томск, 1987. – С. 3–15.

56. Корчагин С. А. Отчет по поискам природно-богатых и легкообогатимых нефелиновых руд в пределах участков Университетские I–II, Воскресенка и Безымянка, проведенных Мартайгинской экспедицией в 1983–1987

гг. / С. А. Корчагин, И. Ф. Гертнер, А. Н. Рубанко // Федеральное агентство по недропользованию г. Новокузнецк. – Инв. № 20374. – 1987 г.

57. Краснова Т. С. Петрология ультрамафитовых массивов гор Северно-Зеленой и Бархатной (Кузнецкий Алатау): автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук / Т. С. Краснова. – Томск, 2005. – 18 с.

58. Крылова В. А. Петроструктурные и геохимические особенности ультрамафитов на примере реститовых метаморфитов Кузнецкого Алатау (Западная Сибирь), оливиновых кумулатов Йоко-Довыренского расслоенного массива (Северное Прибайкалье) и их аналогов из ксенолитов ультрабазитов / В. А. Крылова, Г. Гутиеррез-Алонсо, И. Ф. Гертнер, Т. С. Краснова // Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле. – 2021. – Т. 66, № 4. – DOI: 10.21638/spbu07.2021.404.

59. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций / Ю. А. Кузнецов. – М.: Недра, 1964. – 387 с.

60. Лепезин Г. Г. Метаморфические комплексы Алтае-Саянской складчатой области / Г. Г. Лепезин. – Новосибирск: Наука, 1978. – 229 с.

61. Майсен Б. Плавление водосодержащей мантии / Б. Майсен, А. М. Беттчер. – Москва: Мир, 1979. – 128 с.

62. Макаренко Н. А. К методике поисков невскрытых нефелиновых рудных тел в Кузнецком Алатау / Н. А. Макаренко Н. А., П. В. Осипов, О. М. Гринев и др. // Магматизм и эндогенная металлогения западной части Алтае-Саянской складчатой области. – Новокузнецк, 1987. – С. 42–44.

63. Макаренко Н. А. Геолого-геофизические особенности рудоносных щелочно-габброидных массивов Мариинской тайги и критерии контроля нефелинового оруденения / Н. А. Макаренко, П. В. Осипов, О. М. Гринев, Г. Г. Номоконова, Л. П. Рихванов. – Томск: ВИНИТИ №3605-В88, 1988. – 180 с.

64. Макаренко Н. А. Петрология габбро-сиенит-нефелинсиенитовой ассоциации Мариинской Тайги / Н. А. Макаренко, М. П. Кортусов. – Томск: Изд-во Томского ун-та, 1991. – 310 с.

65. Макаренко Н. А. Кашпарский кембро-ордовикский габбро-диорит-кварцмонцодиорит-сиенитовый комплекс – новое петрографическое подразделение на восточном склоне Кузнецкого Алатау / Н. А. Макаренко, А. Д. Котельников // Геосферные исследования. – 2018. – № 2. – С. 52–71. – DOI: 10.17223/25421379/7/4.

66. Марков В. Н. Нижнедевонский щелочной вулканизм северной части Кузнецкого Алатау / В. Н. Марков // Химизм магматических формаций Сибири. – Новосибирск, 1984. – С. 138–139.

67. Марков В. Н., Косоруков А.П. О нижнедевонском возрасте горячегорского комплекса (северо-восточная часть Кузнецкого Алатау) / В. Н. Марков, А. П. Косоруков // Щелочные и субщелочные породы Кузнецкого Алатау: сб. ст. – Томск, 1987. – С. 97–99.

68. Мегакомплексы и глубинная структура земной коры Алтае-Саянской складчатой области / В. С. Сурков, В. П. Коробейников, А. В. Абрамов и др. – М.: Недра, 1988. – 195 с.

69. Метелкин Д. В. Структура Кузнецкого Алатау в среднем-позднем кембрии по палеомагнитным данным / Д. В. Метелкин, А. Ю. Казанский, Л. В. Кунгурцев // Геология и геофизика. – 2000. – Т. 41, № 6. – С. 800–810.

70. Милановский Е. Е. Рифтовые зоны континентов / Е. Е. Милановский. – М.: Недра, 1976. – 280 с.

71. Моссаковский А. А. Тектоническое развитие Минусинских впадин и их горного обрамления в докембрии и палеозое / А. А. Моссаковский. – М.: Госгеолтехиздат, 1963. – 215 с.

72. Мостовской А. И. Геология и петрография Светлинского массива ийолитов (Кузнецкий Алатау) / А. И. Мостовской // Вопросы минерал. и петрографии Зап. Сибири. – 1972. – Т. 201. – С. 141–151.

73. Моссаковский А. А. Тектоническое развитие Минусинских впадин и их горного обрамления в докембрии и палеозое / А. А. Моссаковский. – М.: Госгеолтехиздат, 1963. – 215 с.

74. Мусатов Д. И. Тектоническое строение центральной части Саяно-Алтайской области / Д. И. Мусатов, А. П. Тарков // Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края. – 1961. – Вып. 2. – С. 169–187.

75. Мустафаев А. А. Особенности геологического строения и вещественного состава пород Университетского щелочно-габброидного массива (С-В Кузнецкий Алатау, Сибирь) / А. А. Мустафаев, И. Ф. Гертнер, П. А. Серов // Петрология магматических и метаморфических комплексов: материалы IX Всероссийской конференции с международным участием. Томск, 28 ноября – 02 декабря 2017 г. – Томск, 2017. – Вып. 9. – С. 322–332.

76. Мустафаев А. А. Изотопно-геохимический (Sm–Nd, Rb–Sr, REE, HFSE) состав Университетского фоидолит-габбрового плутона, Кузнецкий Алатау, Сибирь / А. А. Мустафаев, И. Ф. Гертнер // Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле. – 2020. – Т. 65, № 4. – С. 681–701. – DOI: 10.21638/spbu07.2020.405.

77. Мустафаев А. А. Новый возраст цирконов из даек ийолит-порфиров, ассоциирующих с Университетским плутоном (СВ Кузнецкий Алатау, Сибирь) / А. А. Мустафаев, И. Ф. Гертнер // Строение литосферы и геодинамика: материалы XXIX Всероссийской молодежной конференции. Иркутск, 11–16 мая 2021 г. – Иркутск, 2021. – С. 185–188.

78. Опарин И. А. Кия-Шалтырский габбро-уртитовый массив – эталон месторождения высокосортных уртитовых руд и его дальнейшая судьба / И. А. Опарин, В. Е. Баргесян, О. М. Гринев // Современные проблемы географии и геологии: Матер. Всерос. молодежной науч. конф. с междунар. участием. – Томск, 2011. – Т. 280. – С. 225–227.

79. Осипов П. В. Новый щелочно-габброидный рудоносный массив в Кузнецком Алатау / П. В. Осипов, Н. А. Макаренко, С. А. Корчагин, И. Ф. Гертнер, О. М. Гринев // Геол. и геофизика. – 1989. – № 11. – С. 79–82.

80. Офиолитовая ассоциация Кузнецкого Алатау (на примере Среднетерсинского массива) / А. И. Гончаренко, П. П. Кузнецов, В. А. Симонов, А. И. Чернышов. – Новосибирск: Наука, 1982. – 105 с.

81. Парначев В. П. О составе продуктов, условиях проявления и металлогении девонского вулканизма северо-западной части Восточного Саяна / В. П. Парначев, А. Н. Смагин // Обзорные вулканологические карты и металлогеническая специализация вулканических областей. – Свердловск, 1985. – С. 91–107.

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

83. Парначев В. П. Структурная эволюция ультрамафит-мафитовых ассоциаций как отражение тектонических процессов в складчатых областях / В. П. Парначев, И. Ф. Гертнер, Т. С. Краснова, В. В. Врублевский, Д. Н. Войтенко, П. А. Тишин // Доклады АН ВШ РФ. – 2005. – Т. 1, № 4. – С. 103–112.

84. Пиннекер Е. В. Рассолы Ангаро-Ленского артезианского бассейна / Е. В. Пиннекер. – М.: Наука, 1968. – 332 с.

85. Пинус Г. В. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области / Г. В. Пинус, В. А. Кузнецов, И. М. Волохов. – М.: Госгеолтехиздат, 1958. – 295 с.

86. Платиноносные щелочно-ультраосновные интрузии Полярной Сибири / А. М. Сазонов, Е. А. Звягина, С. И. Леонтьев и др. – Томск: ЦНТИ, 2001. – 510 с.

87. Покровский Б. Г. Коровая контаминация мантийных магм по данным изотопной геохимии / Б. Г. Покровский. – М.: Наука, 2000. – 228 с.

88. Покровский Б. Г. Изотопные исследования щелочных пород средней и западной Сибири / Б. Г. Покровский, В. И. Виноградов // Изотопная геохимия и космохимия. 1990. – С. 114–159.

89. Покровский Б. Г. Роль вмещающих пород в формировании щелочно-габброидных интрузий севера Кузнецкого Алатау по изотопным данным / Б. Г. Покровский, В. В. Врублевский, О. М. Гринев // Изв. АН СССР. Сер. геологич. – 1991. – № 8. – С. 81–94.

90. Покровский Б. Г. Природа контаминации щелочно-габброидных интрузий южного обрамления Сибирской платформы по данным изотопии

стронция и кислорода / Б. Г. Покровский, Е. Д. Андреева, В. В. Врублевский, О. М. Гринев // Петрология. – 1998. – Т. 6, № 3. – С. 259–273.

91. Прусевич А. М. Кия-Шалтырское месторождение уртитов / А. М. Прусевич // Бюлл. НТИ. – 1959. – Т. 2, № 19.

92. Прусевич А. М. Закономерности размещения нефелиновых месторождений в Кузнецко-Алатауской провинции / А. М. Прусевич // Нефелиновое сырье. 1978. – С. 56–61.

93. Рёддер Э. Ликвация силикатных магм / В монографии: Эволюция изверженных пород // под ред. Х. Йодера. – М.: Мир, 1983. – С. 24–67.

94. Родыгина В. Г. Минералогия Кия-Шалтырского массива / В. Г. Родыгина. – Томск: изд-во Томского гос. ун-та, 1980. – 159 с.

95. Руднев С. Н. Венд-раннепалеозойский гранитодный магматизм Восточной Тувы / С. Н. Руднев, П. А. Серов, В. Ю. Киселева // Геология и геофизика. – 2015. – Т. 56, № 9. – С. 1572–1600. – DOI: 10.15372/GiG20150902.

96. Сазонов А. М. Благороднометальная рудоносность Кия-Шалтырского габбро-уртитового плутона / А. М. Сазонов, О. М. Гринев, Г. И. Шведов, Н. К. Алгебраистова, А. И. Рюмин, Е. А. Алексеева, В. А. Бухаров // Руды и металлы. – 1996. – № 1. – С. 17–24.

97. Сазонов А. М. Геология и золотоплатиноносность нефелиновых пород Западной Сибири / А. М. Сазонов, С. И. Леонтьев, О. М. Гринев, Е. А. Звягина, В. С. Чекушин, М. Я. Бетхер. – Томск: Изд-во Томского политехнического университета, 2000. – 248 с.

98. Самсонова Н. С. Минералы группы нефелина / Н. С. Самсонова. – М.: Наука, 1973. – 144 с.

99. Серов П. А. Сульфидные минералы — новые геохронометры при Sm-Nd датировании рудогенеза расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузий Балтийского щита / П. А. Серов, Н. А. Екимова, Т. Б. Баянова, Ф. П. Митрофанов // Литосфера. – 2014. – Т. 4. – С. 11–21.

100. Симонов В. А. Петрогенезис офиолитов В. А. Симонов. – Новосибирск, 1993. – 248 с.

101. Скобелев Ю. Д. Краткая характеристика геологического строения Кузнецкого Алатау / Ю. Д. Скобелев // Геологическое строение и петрография нефелиновых пород Кузнецкого Алатау. Матер. по геологии Западной Сибири. Вып. 64. / Под ред. И.К. Баженова и Ю.Д. Скобелева. – М.: Госгеолтехиздат, 1963. – С. 5–28.

102. Тектоника и глубинное строение Алтае-Саянской складчатой области // В. С. Сурков, О. Г. Жеро, Д. Ф. Уманцев и др. – М.: Недра, 1973. – 144 с.

103. Уваров А. Н. Геологическое строение и полезные ископаемые листа n-45-xi (Белогорск) / А. Н. Уваров, А. И. Черных, Н. М. Уварова и др. // Информационный отчёт Едиганской партии по геологическому доизучению масштаба 1:200 000, проведённому в 2000 – 2002 гг. (в 3–х книгах и 1 папке). – Елань: ФГУ ГП «Запсибгеолсъемка», 2002. – 647 с.

104. Уваров А. Н. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000 / А. Н. Уваров, А. И. Черных, В. Н. Токарев и др. // Издание второе. Серия Кузбасская. Лист N-45-XI (Белогорск). Объяснительная записка. – Москва: ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2019. – 252 с.

105. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика). Справочник геофизика / под. ред. В. В. Федынский. – М.: Недра, 1976. – 527 с.

106. Шейманн Ю. М. Очерки глубинной геологии / Ю. М. Шейманн. – М: Недра, 1968. – 232 с.

107. Шинкарев Н. Ф. Физико-химическая петрология изверженных пород. 2-е изд., перераб. и доп. / Н. Ф. Шинкарев, В. В. Иваников. – Ленинград: Недра, 1983. – 271 с.

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

109. 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.

110. Яшина Р. М. Щелочной магматизм складчато-глыбовых областей (на примере южного обрамления Сибирской платформы) / Р. М. Яшина. – М.: Наука, 1982. – 276 с.

111. Asaah A. N. E. High–μ signature in lavas of Mt. Oku: Implications for lithospheric and asthenospheric contributions to the magmatism of the Cameroon Volcanic Line (West Africa) / A. N. E. Asaah, T. Yokoyama, H. Iwamori et. al. // Lithos. – 2021. – Vol. 400–401, № 106416. – DOI: 10.1016/j.lithos.2021.106416.

112. Barth T. F. W. Additional data for the two feldspar geothermometer / T. F. W. Barth // Lithos. – 1963 – Vol. 1, № 4. – P. 305–306.

113. Beccaluva L. The alkaline-carbonatite complex of Jacupiranga (Brazil): Magma genesis and mode of emplacement / L. Beccaluva, G. Bianchini, C. Natali, F. Siena // Gondwana Research. – 2017. – Vol. 44. – P. 157–177. – DOI: 10.1016/j.gr.2016.11.010.

114. Buchan K. L. Plumbing systems of large igneous provinces (LIPs) on Earth and Venus: Investigating the role of giant circumferential and radiating dyke swarms, coronae and novae, and mid-crustal intrusive complexes / K. L. Buchan, R. E. Ernst // Gondwana Research. – 2021. – Vol. 100. – P. 25–43. – DOI: 10.1016/j.gr.2021.02.014.

115. Burke K. Plume-generated triple junctions: Key indicators in applying plate tectonics to old rocks / K. Burke, J. Dewey // Journal of Geology. – 1973. – Vol. 81. – P. 406–433.

116. 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.

117. Cawood P. A. Reconstructing South China in Phanerozoic and Precambrian supercontinents / P. A. Cawood, G. Zhao, J. Yao et al. // Earth-Science Reviews. – 2018. – Vol. 186. – P. 173–194. – DOI: 10.1016/j.earscirev.2017.06.001.

118. Cole R. B. Continental margin volcanism at sites of spreading ridge subduction: Examples from southern Alaska and western California / R. B. Cole, B. W.

Stewart // Tectonophysics. – 2009. – Vol. 464, is. 1–4. – P. 118–136. – DOI: 10.1016/j.tecto.2007.12.005.

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

120. Dobretsov N. L. Neoproterozoic to Early Ordovician Evolution of the Paleo-Asian Ocean: Implications to the Break-up of Rodinia / N. L. Dobretsov, M. M. Buslov, V. A. Vernikovsky // Gondwana Research. – 2003. – Vol. 6, is. 2. – P. 143–159. – DOI: 10.1016/S1342-937X(05)70966-7.

121. Donnay G. Nepheline solid solutions / G. Donnay, J. F. Schairer, J. D. H. Donnay // Miner. Mag. – 1959. – Vol. 32, № 245. – P. 93–109.

122. Doroshkevich A. G. Alkaline magmatism of the Vitim province, West Transbaikalia, Russia: Age, mineralogical, geochemical and isotope (O, C, D, Sr and Nd) data / A. G. Doroshkevich, G. S. Ripp, I. A. Izbrodin, V. M. Savatenkov // Lithos. – 2012. – Vol. 152. – P. 157–172. – DOI: 10.1016/j.lithos.2012.05.002.

123. Ernst R. E. Large igneous Provinces. Cambridge / R. E. Ernst. – UK: Cambridge University Press, 2014, – 666 p. – DOI: 10.1017/CBO9781139025300.

124. Ernst R. E. Recognizing Mantle Plumes in the Geological Record / R. E. Ernst, K. L. Buchan // Annu. Rev. Earth Planet. Sci. – 2003. – Vol. 31. – P. 469–523. – DOI: 10.1146/annurev.earth.31.100901.145500.

125. 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, № 103097. – DOI: 10.1016/j.gloplacha.2019.103097.

126. Frost R. B. A Geochemical Classification for Granitic Rocks /R. B. Frost, C. G. Barnes, W. J. Collins et al. // Journal of Petrology. – 2001. – Vol. 42, is. 11. – P. 2033–2048. – DOI: 10.1093/petrology/42.11.2033.

127. Frost R. B. A Geochemical Classification for Feldspathic Igneous Rocks / R. B. Frost, C. D. Frost // Journal of Petrology. – 2008. – Vol. 49, is. 11. – P. 1955–1969. – DOI: 10.1093/petrology/egn054.

128. Gertner I. Neoproterozoic Alkaline Igneous Rocks, Carbonatites and Gold Deposits of the Yenisei Ridge, Central Siberia: Evidence of Mantle Plume Activity and

Late Collision Shear Tectonics Associated with Orogenic Gold Mineralization / I. Gertner, P. Tishin, V. Vrublevskii et al. // Resource Geology. – 2011. – Vol. 6, № 4. – P. 316–343. – DOI: 10.1111/j.1751-3928.2011.00170.x.

129. Gertner I. F. Plume-Related Alkaline Basic Magmatism of the Kuznetsk Alatau: The Kia-Shaltyr Complex // I. F. Gertner, O. M. Grinev, V. V. Vrublevskii, A. M. Sazonov, I. A. Oparin, P. A. Tishin, T. S. Krasnova, A. A. Mustafaev. Geological Tour of Devonian and Ordovician Magmatism of Kuznetsk Alatau and Minusinsk Basin: Altay-Sayan Region, Siberia. – Switzerland: Springer, 2020. – P. 21–41.

130. Gordienko I. V. The evolution of the subduction zone magmatism on the Neoproterozoic and Early Paleozoic active margins of the Paleoasian Ocean / I. V. Gordienko, D. V. Metelkin // Russ. Geol. Geophys. – 2016. – Vol. 57, № 1. – P. 69–81. – DOI: 10.1016/j.rgg.2016.01.005.

131. Govind V. A. Trace element and isotope Geochemistry of Neoarchean carbonate rocks from the Dharwar craton, southern India: Implications for depositional environments and mantle influence on ocean chemistry / V. A. Govind, K. Behera, J. K. Dash // Precambrian Research. – 2021. – Vol. 357, № 106137. – DOI: 10.1016/j.precamres.2021.106137.

132. Gradstein F. M. Geologic Time Scale / F. M. Gradstein, J. G. Ogg, M. D. Schmitz, G. M. Ogg // Elsevier. – 2020. – P. 1281–1283. – DOI: 10.1016/B978-0-12-824360-2.00032-2.

133. Hollocher K. Geochemistry of amphibolite-facies volcanics and gabbros of the Støren nappe in extensions West and Southwest of Trondheim, Western gneiss region, Norway: a key to correlations and paleotectonic settings / K. Hollocher, P. Robinson, E. Walsh, D. Roberts // American Journal of Sciences. – 2012. – Vol. 312. – P. 357–416. – DOI: 10.2475/04.2012.01.

134. Irvine T. N. A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks / T. N. Irvine, W. R. A. Baragar // Canadian Journal of Earth Science. – 1971. – Vol. 8. – P. 523–548. – DOI: 10.1139/e71-055.

135. Izborodin I. Late Paleozoic alkaline magmatism in Western Transbaikalia, Russia: Implications for magma sources and tectonic settings / I. Izborodin, A.

Doroshkevich, M. Rampilov, A. Elbaev, G. Ripp // Geoscience Frontiers. – 2020. – Vol. 11, is. 4. – P. 1289–1303. – DOI: 10.1016/j.gsf.2019.12.009.

136. Izokh A. E. Early Paleozoic Large Igneous Province of the Central Asia Mobile Belt [Electronic resource] / A. E. Izokh, G. V. Polyakov, R. A. Shelepaev, V. V. Vrublevskii et al. – 2008. – URL: http://www.largeigneousprovinces.org/08may (access date: 30.03.2022).

137. Izokh A. E. Age of picrite and picrodolerite magmatism in western Mongolia / A. E. Izokh, A. V. Vishnevskii, G. V. Polyakov, R. A. Shelepaev // Russian Geology and Geophysics. – 2011. – Vol. 52. – P. 7–23. – DOI: 10.1016/j.rgg.2010.12.002.

138. Jourdan F. Major and Trace Element and Sr, Nd, Hf, and Pb Isotope Compositions of the Karoo Large Igneous Province, Botswana–Zimbabwe: Lithosphere vs Mantle Plume Contribution / F. Jourdan, H. Bertrand, U. Schärer et al. // Journal of Petrology. – 2007. – Vol. 48, is. 6. – P. 1043–1077. – DOI: 10.1093/petrology/egm010.

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

140. Khudoley A. K. Late Ordovician Mafic Magmatic Event, Southeast Siberia: Tectonic Implications, LIP Interpretation, and Potential Link with a Mass Extinction / A. K. Khudoley, A. V. Prokopiev, K. Chamberlain et al. // Minerals. – 2020. – Vol. 10, № 12, Art. 1108. – DOI: 10.3390/min10121108.

141. Kimura J. I. Origin of geochemical mantle components: Role of subduction filter / J. I. Kimura, J. B. Gill, S. Skora et al. // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. – 2016. – Vol. 17. – P. 3289–3325. – DOI: 10.1002/2016GC006343.

142. Kovalenko V. I. Isotope provinces, mechanisms of generation and sources of the continental crust in the Central Asian mobile belt: geological and isotopic evidence / V. I. Kovalenko, V. V. Yarmolyuk, V. P. Kovach, A. B. Kotov, I. K. Kozakov, E. B. Salnikova, A. M. Larin // Journal of Asian Earth Sciences – 2004. – Vol. 23, is. 5. – P. 605–627. – DOI: 10.1016/S1367-9120(03)00130-5.

143. Kröner A. Palaeozoic arc magmatism in the Central Asian Orogenic Belt of Kazakhstan: SHRIMP zircon ages and whole-rock Nd isotopic systematics / A. Kröner, E. Hegner, B. Lehmann, J. Heinhorst, M. T. D. Wingate, D. Y. Liu, P. Ermelov // Journal of Asian Earth Sciences. – 2007. – Vol. 32, is. 2–4. – P. 118–130. – DOI: 10.1016/j.jseaes.2007.10.013.

144. Kröner A. Reassessment of continental growth during the accretionary history of the Central Asian Orogenic Belt / A. Kröner, V. Kovach, E. Belousova, E. Hegner, R. Armstrong, A. Dolgopolova, R. Seltmann, D. V. Alexeiev, J. E. Hoffmann, J. Wong, M. Sun, K. Cai, T. Wang, Y. Tong, S. A. Wilde, K. E. Degtyarev, E. Rytsk // Gondwana Research. – 2014. – Vol. 25, is. 1. – P. 103–125. – DOI: 10.1016/j.gr.2012.12.023.

145. Krishna Reddy K. A petrochemical study of the Proterozoic alkaline complex of Uppalapadu, Prakasam Province, Andhra Pradesh, India / K. Krishna Reddy, J. Ratnakar, C. Leelanandam // Journal of the Geological Society of India. – 1998. – Vol. 52. – P. 41–52.

146. Krupchatnikov V. I. Early Mesozoic lamproites and monzonitoids of southeastern Gorny Altai: geochemistry, Sr–Nd isotope composition, and sources of melts / 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.

147. Krupchatnikov V. I. Early Devonian volcanics of southeastern Gorny Altai: geochemistry, isotope (Sr, Nd, and O) composition, and petrogenesis (Aksai complex) / V. I. Krupchatnikov, V. V. Vrublevskii, N. N. Kruk // Russian Geology and Geophysics. – 2018. – Vol. 59. – P. 905–924. – DOI: 10.1016/j.rgg.2018.07.012.

148. Kumar V. K. The Chimakurti, Errakonda, and Uppalapadu plutons, Eastern Ghats Belt, India: An unusual association of tholeiitic and alkaline magmatism / V. K. Kumar, C. D. Frost, R. B. Frost, K. R. Chamberlain // Lithos. – 2007. – Vol. 97, is. 1–2. – P. 30–57. – DOI: 10.1016/j.lithos.2006.11.008.

149. Kuzmin M. I. Mantle plumes of Central Asia (Northeast Asia) and their role in forming endogenous deposits / M. I. Kuzmin, V. V. Yarmolyuk // Russ. Geol. Geophys. – 2014. – Vol. 55, № 2. – P. 120–143. – DOI: 10.1016/j.rgg.2014.01.002.

150. Le Maitre M. Igneous Rocks / M. J. Le Maitre, A. Streckeisen, B. Zanettin, M. J. Le Bas, B. Bonin, P. Baterman, J. Lameyre. – UK: Cambridge University Press, 2002. – PP. 21–29.

151. Li K. Y. Permian geodynamic setting of Northeast China and adjacent regions: closure of the Paleo-Asian Ocean and subduction of the Paleo-Pacific Plate / K. Y. Li // Journal of Asian Earth Sciences. – 2006. – Vol. 26, is. 3–4. – P. 207–224. – DOI: 10.1016/j.jseaes.2005.09.001.

152. Li N-B. Subducted sediment contributions to REE deposits recorded by alkaline mafic dikes in the Lizhuang REE deposit, Panxi area, southwest China / N-B. Li, H-C. Niu, Q. Shan, Q. Weng // Ore Geology Reviews. – 2022. – Vol. 140, № 104567. – DOI: 10.1016/j.oregeorev.2021.104567.

153. Mazzeo F. C. Mineralogical, geochemical and isotopic characteristics of alkaline mafic igneous rocks from Punta delle Pietre Nere (Gargano, Southern Italy) / F. C. Mazzeo, I. Arienzo, M. Aulinas et al. // Lithos. – 2018. – Vol. 308–309. – P. 316–328. – DOI: 10.1016/j.lithos.2018.03.015.

154. Metcalfe I. Gondwana dispersion and Asian accretion: Tectonic and palaeogeographic evolution of eastern Tethys / I. Metcalfe // Journal of Asian Earth Sciences. - 2013. – Vol. 66. – P. 1–33. – DOI: 10.1016/j.jseaes.2012.12.020.

155. Metelkin D. V. Cambrian paleomagnetism in the Bateni Ridge: evolution of the Kuznetsk Alatau island arc (southern Siberia) / D. V. Metelkin, D. G. Koz’min // Russ. Geol. Geophys. – 2012. – Vol. 53, № 1. – P. 37–50. – DOI: 10.1016/j.rgg.2011.12.003.

156. Mustafayev A. A. Features of geology and composition of rocks from the alkaline-gabbroic University massif (N-E Kuznetsky Alatau ridge, Siberia) [Electronic resource] / A. A. Mustafayev, I. F. Gertner, P. A. Serov // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. – 2017. – Vol. 319: Petrology of magmatic and metamorphic complexes. Tomsk, Russia, November 28 – December 02, 2017. – Tomsk, 2018. – Article number 012026. – 16 p. – URL: https://iopscience.iop.org/article/10.1088/1755-1315/110/1/012016 (access date: 11.03.2022). – DOI: 10.1088/1755-1315/110/1/012016.

157. Mustafayev A. A. New Sm–Nd isotopic data on the University alkaline-gabbro massif (NE Kuznetsk Alatau) / A. A. Mustafayev, I. F. Gertner, P. A. Serov // Large Igneous Provinces through Earth History: mantle plumes, supercontinents, climate change, metallogeny and oil-gas, Planetary analogues (LIP - 2019): Abstracts of the VII International Conference, Tomsk, Russia, 28 August – 8 September, 2019. Tomsk, 2019. – С. 90–92.

158. Mustafaev A. A. Alkaline-Mafic Magmatism as Exemplified by the University Foidolite-Gabbro Pluton, NE Kuznetsk Alatau, Siberia [Electronic resource] / A. A. Mustafaev, I. F. Gertner // Goldschmidt Virtual 2020: abstracts. June 21–26, 2020. – 2020. – URL: https://goldschmidtabstracts.info/abstracts/abstractView?doi=10.46427/gold2020.1873 (access date: 11.03.2022). – DOI: 10.46427/gold2020.1873.

159. Mustafaev A. A. The Paleozoic-Aged University Foidolite-Gabbro Pluton of the Northeastern Part of the Kuznetsk Alatau Ridge, Siberia: Geochemical Characterization, Geochronology, Petrography and Geophysical Indication of Potential High-Grade Nepheline Ore [Electronic resource] / A. A. Mustafaev, I. F. Gertner, R. E. Ernst, P. A. Serov, Y. V. Kolmakov // Minerals. – 2020. – Vol. 10. – Article number № 1128. – URL: https://www.mdpi.com/2075-163X/10/12/1128 (access date: 11.03.2022). – DOI: 10.3390/min10121128.

160. Mustafaev A. A. New Age of Zr from Ijolite-Porphyry Dikes Associated with the University Pluton (Kuznetsk Alatau Ridge, SW Siberia) [Electronic resource] / A. A. Mustafaev, I. F. Gertner // Goldschmidt Virtual 2021. July 04–09, 2021. – 2021. – URL: https://goldschmidtabstracts.info/abstracts/abstractView?doi=10.7185/gold2021.5569 (access date: 11.03.2022). – DOI: 10.7185/gold2021.5569.

161. Mustafaev A. A. Mafic dikes of the Mariinsky Taiga Alkaline Province, Kuznetsk Alatau terrane, southwestern Siberia: intraplate alkaline magmatism in the Central Asian Orogenic Belt / A. A. Mustafaev, R. E. Ernst, I. F. Gertner, A. S. Semiryakov // Lithos. – 2022. – In press.

162. Ngongang N. B. T. Age, geochemical characteristics and petrogenesis of Cenozoic intraplate alkaline volcanic rocks in the Bafang region, West Cameroon / N.

B. T. Ngongang, P. Kamgang, G. Chazot et al. // Journal of African Earth Sciences. – 2015. – Vol. 102. – P. 218–232. – DOI: 10.1016/j.jafrearsci.2014.10.011.

163. Njombie P. M. W. Pyroxenite in the mantle source of basanites at the Youkou maar, Adamawa Volcanic Massif (Cameroon Volcanic Line, West Africa) / P. M. W. Njombie, R. Temdjim, N. B. N. Tchuimegnie et al. // Chemical Geology. – 2021. – Vol. 583, № 120478. – DOI: 10.1016/j.chemgeo.2021.120478.

164. Parfenov L. M. Northeast Asia geodynamic map. US Geological Survey Open-File Report / L. M. Parfenov, A. I. Khanchuk, G. Badarch et al. – 2004. – DOI: 10.3133/ofr03205.

165. Pearce J. A. Role of the Sub-Continental Lithosphere in Magma Genesis at Active Continental Margins / J. A. Pearce // Destructive Plate margins magmas. – 1983. – P. 230–249.

166. Pearce J. A. 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, № 106068. – DOI: 10.1016/j.lithos.2021.106068.

167. Pirajno F. Intracontinental anorogenic alkaline magmatism and carbonatites, associated mineral systems and the mantle plume connection / F. Pirajno // Gondwana Research. – 2015. – Vol. 27, is. 3. – P. 1181–1216. – DOI: 10.1016/j.gr.2014.09.008.

168. Pirajno F. Rifting, intraplate magmatism, mineral systems and mantle dynamics in central-east Eurasia: An overview / F. Pirajno, M. Santosh // Ore Geology Reviews. – 2014. – Vol. 63. – P. 265–295. – DOI: 10.1016/j.oregeorev.2014.05.014.

169. Pirajno F. The Gifford Creek Ferrocarbonatite Complex, Gascoyne Province, Western Australia: Associated fenitic alteration and a putative link with the ~1075Ma Warakurna LIP / F. Pirajno, I. González-Álvarez, W. Chen et al. // Lithos. – 2014. – Vol. 202–203. – P. 100–119. – DOI: 10.1016/j.lithos.2014.05.012.

170. Poldervaart A. Pyroxenes in the Crystallization of Basaltic Magma / A. Poldervaart, H. H. Hess // Journal of Geology. – 1951. – Vol. 59, № 5. – P. 472–489. – DOI: 10.1086/625891.

171. Rooney T. O. Melting the lithosphere: Metasomes as a source for mantle-derived magmas / T. O. Rooney, W. R. Nelson, D. Ayalew et al. // Earth and Planetary Science Letters. – 2017a. – Vol. 461. – P. 105–118. – DOI: 10.1016/j.epsl.2016.12.010.

172. Rooney T. O. The making of an underplate: Pyroxenites from the Ethiopian lithosphere / T. O. Rooney, A. Lavigne, C. Svoboda et al. // Chemical Geology. – 2017b. – Vol. 455. – P. 264–281. – DOI: 10.1016/j.chemgeo.2016.09.011.

173. Rooney T. O. Constraining the magmatic plumbing system in a zoned continental flood basalt province / T. O. Rooney, S. R. Krans, D. Mège et al. // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. – 2018. – Vol. 19. – P. 3917–3944. – DOI: 10.1029/2018GC007724.

174. Rytsk E. Y. Structure and evolution of the continental crust in the Baikal Fold Region / E. Y. Rytsk, V. P. Kovach, V. I. Kovalenko et al. // Geotectonics – 2007. – Vol. 41. – P. 440–464. – DOI: 10.1134/S0016852107060027.

175. Serov P. A. The Sulfide/Silicate Coefficients of Nd and Sm: Geochemical “Fingerprints” for the Syn- and Epigenetic Cu-Ni-(PGE) Ores in the NE Fennoscandian Shield / P. A. Serov, T. B. Bayanova // Minerals. – 2021. – Vol. 11, № 1069. – DOI: 10.3390/min11101069.

176. Spandler C. Carbonate assimilation during magma evolution at Nisyros (Greece), South Aegean Arc: Evidence from clinopyroxenite xenoliths / C. Spandler, L. H. J. Martin, T. Pettke // Lithos. – 2012. – Vol. 146–147. – P. 18–33. – DOI: 10.1016/j.lithos.2012.04.029.

177. Späth A. Plume–Lithosphere Interaction and the Origin of Continental Rift-related Alkaline Volcanism—the Chyulu Hills Volcanic Province, Southern Kenya / A. Späth, A. P. Le Roex, N. Opiyo-Akech // Journal of Petrology. – 2001. – Vol. 42, is. 4. – P. 765–787. – DOI: 10.1093/petrology/42.4.765.

178. Song D. A Paleozoic Japan-type subduction-accretion system in the Beishan orogenic collage, southern Central Asian Orogenic Belt / D. Song, W. Xiao, B. F. Windley et al. // Lithos. – 2015. – Vol. 224–225. – P. 195–213. – DOI: 10.1016/j.lithos.2015.03.005.

179. Stracke A. Earth's heterogeneous mantle: A product of convection-driven interaction between crust and mantle / A. Stracke // Chemical Geology. – 2012. – Vol. 330–331. – P. 274–299. – DOI: 10.1016/j.chemgeo.2012.08.007.

180. Sun S. 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.

181. Tuttle O. F. The nepheline-kalisilite system. II. Phase relations / O. F. Tuttle, J. V. Smith // Amer. J. Sci. – 1958. – Vol. 256. – P. 571–589.

182. Vorontsov A. A. Geodynamic setting, structure, and composition of continuous trachybasalt–trachyandesite–rhyolite series in the north of Altai–Sayan area: the role of crust–mantle interaction in continental magma formation / A. A Vorontsov, O. Yu. Perfilova, N. N. Kruk // Russian Geology and Geophysics. – 2018. – Vol. 59. – P. 1640–1659. – DOI: 10.1016/j.rgg.2018.12.009.

183. Vorontsov A. 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. – 2021a. – Vol. 89. – P. 193–219. – DOI: 10.1016/j.gr.2020.09.007.

184. Vorontsov A. A. Evolution of Syenite Magmas: Insights from the Geology, Geochemistry and O-Nd Isotopic Characteristics of the Ordovician Saibar Intrusion, Altai-Sayan Area, Russia / A. A. Vorontsov, A. E. Izoh, V. V. Yarmolyuk et al. // Minerals. – 2021b. – Vol. 11, № 473. – DOI: 10.3390/min11050473.

185. Vrublevskii V. V. The Overmaraat-Gol Alkaline Pluton in Northern Mongolia: U–Pb Age and Preliminary Implications for Magma Sources and Tectonic Setting / V. V. Vrublevskii, I. F. Gertner, R. E. Ernst et al. // Minerals. – 2019. – Vol. 9, № 170. – DOI: 10.3390/min9030170.

186. Vrublevskii V. V. Multiple intrusion stages and mantle sources of the Paleozoic Kuznetsk Alatau alkaline province, Southern Siberia: geochemistry and Permian U–Pb, Sm–Nd ages in the Goryachegorsk ijolite-foyaite intrusion / V. V. Vrublevskii, I. F. Gertner, G. Gutiérrez-Alonso, M. Hofmann, O. M. Grinev, A. A.

Mustafaev // International Geology Review. – 2020. – Vol. 63. – P. 2215–2231. – DOI: 10.1080/00206814.2020.1830312.

187. Wembenyui E. W. Evolution of Mount Cameroon volcanism: Geochemistry, mineral chemistry and radiogenic isotopes (Pb, Sr, Nd) / E. W. Wembenyui, K. D. Collerson, J. Zhao // Geoscience Frontiers. – 2020. – Vol. 11, is. 6. – P. 2157–2168. – DOI: 10.1016/j.gsf.2020.03.015.

188. Wilhem C. The Altaids of Central Asia: A tectonic and evolutionary innovative review / C. Wilhem, B. F. Windley, G. M. Stampfli // Earth-Science Reviews. – 2012. – Vol. 113, is. 3–4. – P. 304–341. – DOI: 10.1016/j.earscirev.2012.04.001.

189. Wilson M. Intraplate magmatism related to short-wavelength convective instabilities in the upper mantle: Evidence from the Tertiary-Quaternary volcanic province of western and central Europe / M. Wilson, R. Patterson. In Mantle Plumes: Their Identification Through Time: Boulder Colorado. Eds. R. E. Ernst, K. L. Buchan // Geological Society of America Special Paper. – 2001. – Vol. 352. – P. 37–58. – DOI: 10.1130/0-8137-2352-3.37.

190. Winchester J. A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements / J. A. Winchester, P. A. Floyd // Chemical Geology. – 1977. – Vol. 20. – P. 325–343. – DOI: 10.1016/0009-2541(77)90057-2.

191. Windley B. F. Neoproterozoic to Paleozoic Geology of the Altai Orogen, NW China: New Zircon Age Data and Tectonic Evolution / B. F. Windley, A. Kröner, J. Guo, G. Qu, Y. Li, C. Zhang // The Journal of Geology. 2002. – Vol. 110, № 6. – DOI: 10.1086/342866.

192. Windley B. F. Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt / B. F. Windley, D. Alexeiev, W. Xiao, A. Kröner, G. Badarch // Journal of the Geological Society. – 2007. – Vol. 164. – P. 31–47. – DOI: 10.1144/0016-76492006-022.

193. Wood D. A. The application of a Th/Hf/Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination

of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province / D. A. Wood // Earth and Planetary Science Letters. – 1980. – Vol. 50, is. 1. – P. 11–30. – DOI: 10.1016/0012-821X(80)90116-8.

194. Xiao W. Paleozoic multiple accretionary and collisional tectonics of the Chinese Tianshan orogenic collage / W. Xiao, B. F. Windley, M. B. Allen, C. Han // Gondwana Research. – 2013. – Vol. 23, is. 4. – P. 1316–1341. – DOI: 10.1016/j.gr.2012.01.012.

195. Xiao W. The western Central Asian Orogenic Belt: A window to accretionary orogenesis and continental growth / W. Xiao, M. Santosh // Gondwana Research. – 2014. – Vol. 25, is. 4. – P. 1429–1444. – DOI: 10.1016/j.gr.2014.01.008.

196. Yakubchuk A. Evolution of the Central Asian Orogenic Supercollage since Late Neoproterozoic revised again / A. Yakubchuk // Gondwana Research. – 2017. – Vol. 47. – P. 372–398. – DOI: 10.1016/j.gr.2016.12.010.

197. Yarmolyuk V. V. West Pacific-type convergent boundaries and their role in the formation of the Central Asian Fold Belt / V. V. Yarmolyuk, M. I. Kuz'min, A. A. Vorontsov // Russian Geology Geophysics – 2013. – Vol. 54, № 12. – P. 1427–1441. – DOI: 10.1016/j.rgg.2013.10.012.

198. Zeng R. Petrogenesis and tectonic significance of the Early Devonian lamprophyres and diorites in the Alxa Block, NW China / R. Zeng, J. Lai, X. Mao et al. // Geochemistry. – 2021. – Vol. 81, is. 1, № 125685. – DOI: 10.1016/j.chemer.2020.125685.

199. Zhang J. Petrogenesis and metallogeny of the Dongguashan Cu-Au deposit in the Tongling ore-cluster region, the Lower Yangtze River Metallogenic Belt: Constraints from geochemistry and geochronology / J. Zhang, L. Liu, Z. Yu et al. // Geochemistry. – 2021. – Vol. 81, is. 4, № 125822. – DOI: 10.1016/j.chemer.2021.125822.

200. Zhao G. Geological reconstructions of the East Asian blocks: From the breakup of Rodinia to the assembly of Pangea / G. Zhao, Y. Wang, B. Huang et al. // Earth-Science Reviews. – 2018. – Vol. 186. – P. 262–286. – DOI: 10.1016/j.earscirev.2018.10.003.

201. Zindler A. Chemical geodynamics / A. Zindler, S. R. Hart // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. – 1986. – Vol. 14. – P. 493–571. – DOI: 10.1146/annurev.ea.14.050186.002425

Приложение А

(обязательное)

Химический состав плагиоклаза, нефелина, оливина и клинопироксена в главных интрузиях Университетского плутона в вес. % (по данным микрозондового анализа)

Таблица А. 1 – Химический состав плагиоклаза в субщелочном габбро Университетского плутона в вес. % (по данным микрозондового анализа)

Элемент	С36/147 (меланогаббро) - плагиоклаз			С41/87 (лейкогаббро) - плагиоклаз					
Na	3.54	3.35	3.34	4.72	4.03	9.2	2.84	2.75	5.14
Al	15.5	15.41	15.7	14.21	15.6	12.81	16.05	16.15	13.49
Si	24.73	24.65	24.56	26.64	25.91	23.41	23.56	23.54	26.89
K	0.32	0.2	0.19	0.28	0.16	0.17	0	0	0.36
Ca	8.6	8.71	8.93	6.46	8.25	1.02	9.71	9.76	5.53
O	46.67	46.48	46.71	47.26	48.12	41.71	45.98	46.03	46.7
Итог	99.26	98.8	99.43	99.57	102.07	88.33	98.14	98.21	98.11
Формула (количество ионов)									
Na_2O	0.42	0.4	0.4	0.56	0.47	1.23	0.34	0.33	0.61
Al_2O_3	1.58	1.57	1.59	1.43	1.54	1.46	1.66	1.66	1.37
SiO_2	2.41	2.42	2.4	2.57	2.45	2.56	2.34	2.33	2.62
K_2O	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0	0	0.03
CaO	0.59	0.6	0.61	0.44	0.55	0.08	0.67	0.68	0.38
O	8	8	8	8	8	8	8	8	8
∑ катионов	5.02	5	5.01	5.01	5.02	5.34	5.01	5	0.51
Миналы									
Альбит	31.68	40.78	39.6	54.9	45.63	93.18	33.66	32.67	59.8
Анортит	67.33	57.28	59.41	43.14	53.4	6.06	66.34	67.3	37.25
Ортоклаз	0.99	1.94	0.09	1.96	0.97	0.76	0	0	2.94

Продолжение таблицы А. 1

Элемент	УН1 (ийолит-порфир) - нефелин						КС7/1 (ксенолит уртита) - нефелин			8А (лейкотералит) - нефелин		
Na	11.22	11.06	10.95	11.16	11.32	11.36	10.51	10.64	11.06	11.43	12.52	12.48
Al	17.47	17.76	17.32	17.78	17.93	18.06	16.95	16.81	17.17	16.86	18.18	18.41
Si	19.07	19.35	18.9	19.35	19.45	19.5	18.26	18.28	17.87	19.82	21.05	21.41
Cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.37	0.3	0.17
K	4.85	4.85	5.02	4.72	4.99	5.16	4.83	5.48	6.38	4.8	4.7	4.75
Ca	1.15	1.13	1.02	1.31	1.12	1.11	1.13	1.11	0	1.02	1.11	1.02
Fe	0.21	0.27	0.26	0.31	0.23	0.31	0.24	0.41	0	-	0.25	0.25
O	42.63	43.22	42.25	43.32	43.59	43.82	41.04	41.16	40.78	42.94	45.98	46.56
Итог	96.54	97.64	95.71	97.97	98.63	99.32	92.96	93.88	93.26	97.24	104.1	105.05
Формула (количество ионов)												
Na_2O	1.46	1.42	1.44	1.43	1.45	1.44	1.43	1.44	1.51	1.48	1.51	1.49
Al_2O_3	1.94	1.95	1.94	1.95	1.95	1.96	1.96	1.94	2	1.85	1.87	1.87
SiO_2	2.04	2.04	2.04	2.04	2.03	2.03	2.03	2.02	2	2.1	2.08	2.09
Cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.03	0.02	0.01
K_2O	0.37	0.37	0.39	0.36	0.37	0.39	0.39	0.44	0.51	0.36	0.33	0.33
CaO	0.09	0.08	0.08	0.1	0.08	8	0.09	0.09	0	0.08	0.08	0.07
Fe	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0	-	0.01	0.01
O	8	8	8	8	8	8	8	8	8	7.97	7.98	7.99
∑ катионов	5.91	5.88	5.91	5.89	5.9	5.91	5.9	5.95	6.02	5.87	5.88	5.87
Миналы												
Нефелин	76.04	75.94	75.39	75.66	76.32	75.39	74.87	73.1	74.75	77.08	78.65	78.87
Кальсилит	19.27	19.79	20.42	19.05	19.47	20.42	20.42	22.34	25.25	18.75	17.19	17.46
Анортит	4.69	4.28	4.19	5.29	4.21	4.19	4.71	4.57	0	4.17	4.17	3.7

Продолжение таблицы А. 1

Элемент	С36/147 (меланогаббро) - оливин			С41/87 (лейкогаббро) - оливин		
Mg	17.01	16.98	17.52	19.03	19.06	21.17
Si	16.61	16.52	17.2	17.02	16.78	17.6
Ca	0.33	0.37	0.3	-	-	0.19
Mn	0.56	0.54	0.57	0.49	0.42	0.38
Fe	27.3	26.94	27.63	24.36	24.73	22.6
O	38.23	38.02	39.33	39.04	38.87	40.64
Итог	100.05	99.37	102.55	99.94	99.86	102.57
Формула (количество ионов)						
MgO	2.34	2.35	2.35	2.57	2.58	2.74
SiO_2	1.98	1.98	1.99	1.99	1.91	1.97
CaO	0.03	0.03	0.02	0	0	0.01
MnO	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02
FeO	1.64	1.62	1.61	1.43	1.46	1.27
O	8	8	8	8	8	8
∑ катионов	6.02	6.02	6.01	6.01	6.03	6.03
Миналы						
Форстерит	58.35	48.75	58.9	63.77	63.39	67.99
Фаялит	40.9	40.5	40.35	35.48	35.87	31.51
Тефроит	0.75	0.75	0.75	0.74	0.74	0.5

Окончание таблицы А. 1

Элемент	С36/147 (меланогаббро) - клинопироксен	С41/87 (лейкогаббро) - клинопироксен					КС7/1 - (ксенолит уртита) - клинопироксен			8А (лейкотералит) - клинопироксен
Na	0.49	0.46	0.29	0.5	0	0.5	0.56	0.67	0.67	0.53
Mg	6.99	8.03	8.93	8.27	8.49	8.02	5.04	4.86	4.46	5.02
Al	3.53	3.01	2.34	2.07	2.37	3.12	2.48	3.66	2.87	2.37
Si	21.68	23.26	23.86	24.05	23.4	22.73	22.1	20.96	21.32	21.7
Ca	16.04	16.7	16.68	16.87	16.45	16.49	16.47	15.88	15.81	16.05
Ti	1.95	1.37	0.79	0.85	0.76	1.38	0.58	0.9	0.74	0.61
Fe	6.49	5.4	5.06	5.65	4.96	5.02	10.92	9.78	11.31	10.36
O	42.17	43.74	43.88	43.78	42.84	43.06	40.99	40.31	40.05	40.1
Итог	99.34	101.97	101.83	102.04	99.26	100.32	99.15	97.02	97.22	96.74
Формула (количество ионов)										
Na_2O	0.07	0.06	0.04	0.06	0	0.07	0.08	0.09	0.09	0.07
MgO	0.87	0.97	1.07	0.99	1.04	0.98	0.65	0.63	0.59	0.66
Al_2O_3	0.4	0.33	0.25	0.22	0.26	0.34	0.29	0.43	0.34	0.28
SiO_2	2.34	2.42	2.48	2.5	2.49	2.4	2.46	2.37	2.43	2.47
CaO	1.21	1.22	1.21	1.23	1.23	1.22	1.28	1.26	1.26	1.28
TiO_2	0.12	0.08	0.05	0.05	0.05	0.09	0.04	0.06	0.05	0.04
FeO	0.35	0.28	0.26	0.3	0.27	0.27	0.61	0.56	0.65	0.59
O	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
∑ катионов	5.37	5.36	5.37	5.36	5.33	5.37	5.4	5.4	5.4	5.39
Миналы										
Энстатит	35.8	39.27	42.13	39.29	40.94	39.68	25.59	25.71	23.6	26.09
Волластонит	49.79	49.39	47.64	48.81	48.43	49.39	50.39	51.43	50.4	50.29
Ферросилит	14.4	11.34	10.24	11.9	10.63	10.93	24.02	22.86	26	23.32

Приложение Б

(обязательное)

Химический состав магматических пород Университетского плутона в мас. % (по данным рентгенофлуоресцентного спектрального анализа)

Таблица Б. 1 – Химический состав магматических пород Университетского плутона мас. % (по данным рентгенофлуоресцентного спектрального анализа)

№	1	2	3	4	5	6	7	8
Проба	С36/147	С41/87	к20	к55	к55/165(3)	к55/165(2)	к65	N040
SiO_2	44.98	47.80	45.15	47.26	47.05	46.86	42.69	49.38
TiO_2	0.95	1.06	1.45	0.83	1.34	1.44	1.54	1.12
Al_2O_3	15.11	19.58	17.53	20.09	18.52	19.63	16.39	22.84
$Fe_2O_{3(tot)}$	11.20	9.11	10.84	8.31	10.74	11.71	12.51	6.63
MnO	0.00	0.00	0.18	0.12	0.19	0.19	0.20	0.09
MgO	8.93	4.32	4.11	6.19	4.04	3.00	6.01	2.59
CaO	14.63	14.19	12.64	13.30	9.07	8.74	12.83	11.37
Na_2O	2.96	2.80	5.41	3.06	5.04	4.75	3.22	3.79
K_2O	0.95	0.39	1.08	0.50	2.38	2.06	0.94	0.64
P_2O_5	0.09	0.05	0.26	0.14	0.37	0.65	0.30	0.04
ППП	1.13	0.54	1.08	0.13	0.51	0.66	2.34	1.25
СУММА	99.80	99.29	100.09	100.07	99.54	99.96	99.46	99.87
Анортит	24.97	39.71	20.41	39.50	20.92	25.90	28.26	43.77
Альбит		17.06	4.57	14.79	12.47	17.57	3.54	27.86
Ортоклаз	2.90	2.60	6.80	3.10	14.62	12.96	5.95	4.15
Нефелин	13.57	3.64	22.55	6.01	16.53	12.39	13.30	2.46
Диопсид	38.43	25.67	34.66	21.04	18.6	11.76	29.48	11.23
Оливин	13.18	7.03	5.02	11.69	10.88	12.38	12.74	6.63
Ильменит	1.8	2.01	2.79	1.58	2.56	2.75	3.02	2.15
Магнетит	2.54	2.07	2.48	1.88	2.45	2.67	2.93	1.52
Апатит	0.21	0.12	0.6	0.32	0.86	1.51	0.72	0.09
Циркон	0.03	0.01	0.04	0.01	0.04	0.04	0.03	0.03
Хромит	0.04	0.01	0.01	0.03	0.01			0.03
СУММА	99.97	99.93	99.93	99.95	99.94	99.93	99.97	99.92

Продолжение таблицы Б. 1

№	9	10	11	12	13	14	15	16
Проба	18004	8А	8Б	N9	УН1	УН2	КС 7/1	к51/175(9)
SiO_2 мас	52.29	41.93	47.51	44.60	46.46	46.46	41.17	43.90
TiO_2	0.88	0.38	1.14	0.93	1.27	1.21	0.49	1.52
Al_2O_3	17.36	25.96	21.38	22.33	14.71	18.90	28.50	19.34
$Fe_2O_{3(tot)}$	8.36	2.89	7.86	11.53	11.34	11.96	4.53	12.54
MnO	0.13	0	0.13	0.19	0	0.20	0	0.19
MgO	5.72	2.09	1.92	1.73	6.92	2.15	2.40	3.39
CaO	7.80	6.41	5.69	8.06	10.53	7.36	7.96	10.32
Na_2O	3.93	10.35	8.82	7.12	4.23	5.76	10.24	4.07
K_2O	1.03	9.26	2.41	1.49	2.43	2.58	3.28	1.48
P_2O_5	0.15	0.30	0.87	0.43	0.50	0.48	0.44	0.43
ППП	1.62	2.89	1.34	0.91	1.26	1.75	2.55	1.68
СУММА	99.49	99.57	99.42	99.60	99.65	99.25	99.01	99.03
Анортит	26.97		11.46	24.61	14.03	17.55	22.17	30.72
Альбит	33.93		18.67	11.21	6.40	13.80		11.02
Ортоклаз	6.71		15.41	9.43	14.83	17.63		9.35
Нефелин		44.19	31.09	26.93	16.15	19.52	47.35	13.15
Лейцит		15.95					10.53	
Кальсилит		19.9					3.61	
Диопсид	9.64		9.86	11.65	29.49	14.53		16.18
Гиперстен	12.36							
Оливин	6.31	6.69	7.36	10.63	12.79	10.65	8.72	12.62
Ларнит		9.34					4.61	
Акмит		1.3						
Ильменит	1.71	0.72	2.2	1.79	2.45	2.34	0.93	2.96
Магнетит	1.93		1.81	2.64	2.61	2.78	1.03	2.91
Апатит	0.35	0.7	2.06	1	1.18	1.14	1.02	1.02
Циркон	0.01	0.06	0.06	0.03	0.01	0.04	0.01	0.04
Хромит	0.03	0.01		0.01	0.01			
СУММА	99.95	99.95	99.98	99.93	99.95	99.98	99.98	99.97

Продолжение таблицы Б. 1

№	17	18	19	20	21	22	23	24
Проба	к52	к63/1	6А	12В	N20	ш109/81	ш138/81	ш341/1
SiO_2 мас	40.72	40.76	41.39	46.05	40.83	42.06	40.73	43.85
TiO_2	0.85	1.15	1.56	0.74	0.44	0.66	0.61	1.59
Al_2O_3	20.48	20.56	17.57	19.23	22.81	18.83	20.18	19.49
$Fe_2O_{3(tot)}$	10.76	7.83	14.27	12.17	8.92	13.63	12.59	12.18
MnO	0.17	0.12	0.21	0.25	0.21	0.34	0.29	0.19
MgO	1.90	3.36	3.21	0.64	0.87	1.32	1.38	3.14
CaO	12.17	13.79	11.40	6.33	7.52	8.17	8.37	10.84
Na_2O	8.01	5.84	5.27	7.97	10.14	6.21	7.69	2.63
K_2O	2.50	1.34	1.27	2.93	3.09	2.81	3.14	2.47
P_2O_5	0.59	0.90	0.51	0.31	0.51	0.61	0.68	0.42
ППП	0.96	3.16	2.24	2.49	3.34	4.57	3.83	2.41
СУММА	99.67	99.48	99.09	99.55	99.36	99.46	99.86	99.44
Анортит	12.68	26.89	20.93	7.83	7.69	15.60	11.32	34.85
Альбит				8.90				6.50
Ортоклаз			7.42	18.79		16.87		15.45
Нефелин	37.31	27.92	24.89	32.77	48.54	29.89	36.63	8.90
Лейцит	11.83	6.66	0.59		15.37	1.01	15.78	
Диопсид	15.58	24.23	29.15	20.08	14.56	20.48	20.01	15.17
Оливин	8.72	4.99	9.33	6.49	5.96	9.96	8.86	12.12
Ларнит	8.32	2.92			3.56		1.47	
Ильменит	1.63	2.26	3.04	1.44	0.87	1.31	1.2	3.1
Магнетит	2.48	1.86	3.33	2.84	2.12	3.25	2.97	2.84
Апатит	1.37	2.18	1.2	0.74	1.25	1.48	1.65	1
Циркон	0.03	0.03	0.04	0.04	0.03	0.04	0.03	0.03
Хромит								
СУММА	99.95	99.96	99.92	99.92	99.95	99.89	99.92	99.96

Окончание таблицы Б. 1

№	25	26	27	28	29	30	31
Проба	7А	15Б	ш78/81	ш361(1)	ш394/4	5056/4	к67
SiO_2	48.56	54.80	51.25	47.40	50.48	55.53	50.20
TiO_2	0.53	0.07	0.17	1.28	0.07	0.07	1.48
Al_2O_3	22.01	18.40	21.52	20.42	19.63	20.82	17.83
$Fe_2O_{3(tot)}$	8.88	7.11	7.71	8.52	7.65	3.36	9.81
MnO	0.19	0.22	0.19	0.14	0.20	0.07	0.18
MgO	0.76	0.09	0.20	4.57	0.11	0.22	1.71
CaO	4.67	2.40	1.85	7.35	2.32	1.32	4.61
Na_2O	8.67	9.44	6.67	4.09	9.73	10.96	7.51
K_2O	2.36	4.26	5.02	1.99	3.22	5.36	2.89
P_2O_5	0.24	0.02	0.09	0.24	0.08	0.02	0.57
ППП	2.65	2.02	4.47	3.61	4.59	1.28	2.38
СУММА	99.81	99.09	99.50	100.18	99.07	99.29	99.43
Анортит	13.96		9.32	32.53			6.54
Альбит	22.25	29.61	26.31	25.09	15.65	25.42	30.24
Ортоклаз	15.46	25.96	32.89	12.54	27.31	32.46	17.84
Нефелин	28.75	23.46	17.88	5.89	34.90	28.96	19.05
Корунд			1.64				
Диопсид	7.72	10.78		3.24	11.39	5.77	11.32
Оливин	8.06	4.9	9.5	15.52	5.56	2.26	8.34
Ларнит		1.28			0.5	3.31	
Акмит		3.3			3.62	1.56	
Ильменит	1.04	0.13	0.32	2.53	0.13	0.13	2.89
Магнетит	2.06		1.84				2.89
Апатит	0.58	0.05	0.23	0.58	0.19	0.05	1.37
Циркон	0.03	0.39	0.04	0.03	0.57	0.06	0.09
Хромит				0.01	0.03		
СУММА	99.91	99.86	99.97	99.96	99.85	99.98	99.97

Примечание: анализы 1–9 – субщелочное габбро и их дайковые аналоги; 10–12 – тералиты; 13–24 – ультраосновные и основные фоидолиты; 25–31 – нефелиновые, анальцимовые сиениты и микросиениты. ППП - потери при прокаливании.

Приложение В

(обязательное)

Микроэлементный состав магматических пород Университетского плутона в г/т (по данным масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой)

Таблица В. 1 – Микроэлементный состав магматических пород Университетского плутона в г/т (по данным ICP-MS)

№	1	2	3	4	5	6	7	8
Проба	С36	С36/127	С36/147	С41	С41/82.5	41/87	к20	к55
Cs	0.14	0.31	0.78	0.13	0.27	0.47	0.58	0.19
Rb	5.84	12.50	23.50	5.59	13.66	37.91	17.12	7.69
Ba	180.94	264.25	302.88	187.92	447.87	345.72	433.67	190.18
Sr	590.91	473.24	537.59	680.02	432.96	1075.04	778.00	681.44
Pb	5.37	4.94	-	6.19	8.30	-	5.71	1.98
Th	1.06	1.71	2.72	1.12	2.78	2.45	2.19	1.06
U	0.58	1.07	1.92	0.50	2.26	2.26	1.87	0.65
Zr	83.99	125.14	123.54	68.18	266.06	95.05	222.38	82.14
Hf	2.05	2.63	2.68	1.67	4.82	1.56	3.86	2.03
Ta	0.31	0.69	0.59	0.26	1.78	0.73	0.98	0.16
Y	18.85	25.77	22.36	16.73	50.25	17.22	32.90	16.33
Nb	5.26	13.13	9.33	4.17	36.27	10.44	21.99	4.10
Sc	21.36	23.49	23.62	16.23	13.24	6.19	12.76	24.64
Cr	199.03	198.48	224.20	126.25	99.08	37.88	87.71	131.20
Ni	54.90	68.35	55.68	41.87	35.50	29.23	29.77	76.07
Co	39.69	45.74	48.47	34.88	35.05	34.36	29.70	31.62
V	131.21	143.62	155.26	107.64	94.12	42.91	108.30	128.27
Ga	11.75	11.93	17.17	12.48	16.43	14.74	14.25	12.63
Zn	82.49	161.72	105.96	108.05	145.41	63.50	87.92	160.80
Cu	41.39	99.96	42.79	44.91	68.28	21.52	33.43	27.59
La	11.93	20.55	20.55	10.84	46.10	17.91	21.82	9.15
Ce	24.05	39.08	39.08	21.86	88.33	37.76	42.39	19.40
Pr	3.17	5.03	5.03	2.85	10.93	4.51	5.10	2.44
Nd	14.75	22.44	22.44	13.24	46.41	17.56	23.30	12.12
Sm	3.69	5.22	5.22	3.27	10.21	3.39	5.61	3.16
Eu	1.31	1.54	1.54	1.34	2.14	1.38	1.52	1.21
Gd	3.61	4.99	4.99	3.15	9.53	3.19	4.91	2.73
Tb	0.57	0.78	0.78	0.50	1.52	0.52	0.91	0.49
Dy	3.04	4.04	4.04	2.67	7.91	3.12	5.33	2.86
Ho	0.68	0.91	0.91	0.59	1.82	0.66	1.17	0.60
Er	1.83	2.45	2.45	1.61	4.88	1.91	3.57	1.78
Tm	0.31	0.41	0.41	0.27	0.84	0.29	0.63	0.29
Yb	1.96	2.62	2.62	1.70	5.35	1.87	4.05	1.85
Lu	0.23	0.31	0.31	0.21	0.67	0.28	0.50	0.23

Продолжение таблицы В. 1

№	9	10	11	12	13	14	15	16
Проба	к55/165(3)	к55/165(2)	к65	N040	18004	8А	8Б	N9
Cs	1.51	1.38	1.46	1.01	0.28	0.99	0.50	0.27
Rb	80.53	39.06	17.22	21.38	13.81	41.18	40.50	12.65
Ba	506.71	631.88	242.69	431.96	635.34	725.59	1019.62	614.85
Sr	574.41	701.79	694.39	1416.91	697.20	885.38	449.84	1600.76
Pb	7.06	7.95	4.03	7.93	6.76	-	10.74	3.13
Th	3.82	4.83	1.31	2.20	2.13	7.00	5.49	1.34
U	2.94	3.71	1.05	1.16	1.09	5.43	4.75	0.98
Zr	217.94	220.52	139.72	146.86	92.43	275.68	254.78	148.72
Hf	3.76	3.47	2.77	3.14	2.24	3.96	4.08	2.49
Ta	1.01	1.13	0.45	0.63	0.44	2.44	1.93	1.16
Y	29.87	31.90	31.28	19.77	15.14	45.30	49.78	30.97
Nb	21.58	23.55	9.77	12.59	8.86	41.21	40.99	29.88
Sc	11.61	6.53	18.33	25.75	22.30	0.86	2.63	2.21
Cr	63.26	33.68	23.01	109.20	138.44	55.78	23.72	35.72
Ni	23.03	22.02	29.89	79.13	313.00	7.24	11.96	10.61
Co	28.66	25.01	41.54	33.68	30.38	12.15	13.45	18.47
V	97.98	68.52	155.66	276.45	165.58	11.72	22.56	17.80
Ga	15.38	15.95	13.73	29.30	12.75	24.97	17.34	14.38
Zn	85.33	94.69	86.27	96.87	54.67	139.86	77.26	83.70
Cu	39.24	56.02	29.13	74.46	31.97	18.82	24.17	22.77
La	25.22	32.12	13.28	14.38	14.01	48.93	50.12	24.10
Ce	46.15	57.41	28.86	28.07	24.85	101.63	92.11	47.82
Pr	5.17	6.36	3.73	3.26	2.84	9.16	10.54	5.98
Nd	22.89	27.91	18.60	15.00	13.02	44.12	46.37	27.93
Sm	5.45	6.05	5.21	3.86	3.21	8.53	10.06	6.44
Eu	1.69	1.86	1.71	2.23	0.98	2.72	2.28	2.49
Gd	4.71	5.25	4.67	3.30	2.70	8.09	8.75	5.48
Tb	0.85	0.90	0.90	0.61	0.47	1.33	1.51	0.96
Dy	4.81	5.17	5.24	3.50	2.62	8.31	8.43	5.36
Ho	1.05	1.13	1.14	0.75	0.54	1.79	1.81	1.12
Er	3.25	3.42	3.43	2.30	1.61	5.09	5.30	3.28
Tm	0.55	0.59	0.57	0.39	0.26	0.78	0.87	0.53
Yb	3.55	3.86	3.55	2.52	1.66	4.76	5.46	3.53
Lu	0.44	0.47	0.43	0.32	0.21	0.72	0.63	0.45

Продолжение таблицы В. 1

№	17	18	19	20	21	22	23	24
Проба	Y10	УН1	УН2	КС	КС1	КС 7/1	к51/175(9)	к52
Cs	0.70	0.69	0.92	0.63	0.81	11.63	0.76	0.67
Rb	17.05	53.87	38.07	36.65	25.94	100.13	22.80	34.53
Ba	939.03	395.45	2453.92	368.59	726.11	280.15	396.02	125.33
Sr	1310.74	1063.35	1039.21	933.54	797.94	35.70	735.04	772.79
Pb	9.42	-	10.18	8.04	12.26	-	4.55	1.56
Th	4.48	3.30	3.71	2.45	3.39	4.19	2.48	1.10
U	3.32	3.15	3.09	2.04	2.30	1.30	2.15	0.80
Zr	297.90	81.00	214.31	113.35	160.74	69.04	190.49	115.30
Hf	4.06	0.82	3.49	1.41	2.54	2.22	3.11	1.54
Ta	2.34	0.95	1.47	0.84	1.04	0.43	0.74	0.18
Y	63.03	14.84	31.11	18.94	29.92	8.27	29.86	13.91
Nb	7.03	12.64	32.89	15.58	20.96	5.80	16.12	3.61
Sc	2.71	0.51	3.06	4.60	13.03	5.79	9.57	1.82
Cr	46.82	38.85	24.99	95.27	90.17	19.82	29.26	31.57
Ni	24.02	6.26	33.44	22.67	25.77	12.10	26.47	15.10
Co	17.01	9.20	18.36	19.45	26.22	14.26	32.47	25.15
V	21.85	8.54	37.07	28.89	95.01	63.76	94.24	16.29
Ga	17.29	20.26	16.55	10.68	13.73	7.57	15.45	11.85
Zn	175.59	52.12	106.71	62.09	106.85	943.57	98.68	62.27
Cu	34.26	15.71	21.85	37.45	65.47	43.86	49.88	22.02
La	55.25	21.76	34.38	21.55	27.63	18.97	21.24	13.82
Ce	105.47	44.58	61.80	39.39	48.01	31.46	40.44	26.83
Pr	12.74	4.92	7.09	4.62	6.36	3.74	4.91	3.20
Nd	51.93	17.85	31.04	18.68	27.13	14.33	22.76	14.48
Sm	10.94	3.10	6.72	3.64	6.09	2.75	5.47	3.11
Eu	3.13	1.04	2.03	1.20	1.86	0.72	1.74	0.95
Gd	9.89	2.73	5.52	3.24	5.60	2.14	4.69	2.53
Tb	1.83	0.43	0.94	0.51	0.89	0.32	0.85	0.42
Dy	10.56	2.62	5.15	2.73	4.63	1.93	4.88	2.27
Ho	2.30	0.58	1.10	0.65	1.06	0.38	1.06	0.48
Er	6.78	1.69	3.26	1.86	2.92	1.06	3.23	1.45
Tm	1.13	0.27	0.55	0.34	0.53	0.16	0.56	0.25
Yb	7.03	1.75	3.65	2.27	3.43	1.07	3.55	1.87
Lu	0.86	0.26	0.46	0.27	0.41	0.16	0.44	0.26

Продолжение таблицы В. 1

№	25	26	27	28	29	30	31	32
Проба	к63/1	6А	12В	Y3	Y4	Y 5	Y6	Y7
Cs	0.44	0.50	0.83	0.22	0.82	0.30	0.40	0.46
Rb	13.29	23.26	51.30	4.81	27.31	16.36	16.84	20.23
Ba	256.48	518.82	1106.78	208.79	595.62	409.15	342.78	461.36
Sr	959.80	1035.74	1421.47	541.89	963.25	836.08	348.31	837.19
Pb	4.04	6.85	16.87	3.33	8.41	4.61	1.98	5.97
Th	1.80	2.72	6.79	1.26	4.24	2.10	0.70	3.15
U	1.48	2.15	6.63	0.97	3.36	2.12	0.28	2.33
Zr	172.42	242.31	250.19	201.62	294.01	254.18	29.26	279.78
Hf	3.05	3.72	2.68	3.73	3.68	4.31	0.71	4.20
Ta	0.39	0.99	2.23	0.90	2.35	0.99	0.12	1.35
Y	27.02	31.94	39.58	33.35	37.01	31.74	11.56	38.20
Nb	7.88	21.54	48.08	17.40	43.39	17.85	2.10	30.51
Sc	5.10	4.10	0.38	22.46	1.15	5.41	46.46	4.74
Cr	11.95	21.23	16.90	86.21	15.41	53.16	146.47	29.24
Ni	25.54	10.49	4.26	25.03	5.39	13.89	28.53	14.06
Co	21.49	32.63	12.64	43.82	27.59	33.57	35.08	36.82
V	49.86	26.38	1.74	174.43	5.75	31.17	357.57	30.88
Ga	12.79	15.12	15.90	14.54	16.98	13.28	11.44	15.48
Zn	47.35	106.70	140.96	102.45	204.77	109.90	58.56	126.08
Cu	37.53	25.97	15.08	16.55	15.83	23.22	158.14	27.17
La	24.08	25.56	48.01	16.16	38.20	22.65	5.29	30.28
Ce	46.72	49.33	82.02	34.46	71.39	45.69	10.48	58.84
Pr	5.52	5.99	8.97	4.84	8.74	6.25	1.37	7.21
Nd	25.30	27.82	37.00	22.45	35.83	28.26	6.42	33.34
Sm	5.72	6.46	7.46	5.75	7.60	6.61	1.76	7.66
Eu	1.67	2.04	2.42	1.97	2.36	2.07	0.51	2.34
Gd	4.85	5.32	6.42	5.82	6.79	6.06	1.79	6.38
Tb	0.83	0.93	1.11	0.96	1.09	0.96	0.29	1.11
Dy	4.56	5.22	6.16	5.26	5.67	5.00	1.69	6.21
Ho	0.96	1.11	1.36	1.22	1.32	1.13	0.41	1.32
Er	2.75	3.35	4.19	3.42	3.76	3.14	1.19	3.98
Tm	0.45	0.57	0.74	0.61	0.70	0.56	0.22	0.68
Yb	2.88	3.59	4.52	4.04	4.72	3.70	1.50	4.39
Lu	0.35	0.45	0.54	0.50	0.60	0.47	0.19	0.54

Продолжение таблицы В. 1

№	33	34	35	36	37	38	39	40
Проба	Y8	N20	ш109/81	ш138/81	ш341/1	7А	15Б	ш78/81
Cs	1.20	0.91	1.82	0.99	0.55	0.94	14.61	3.13
Rb	32.53	49.51	45.87	47.56	27.92	36.72	309.65	80.27
Ba	589.73	581.94	838.01	956.62	525.31	1419.92	68.40	2055.97
Sr	1386.16	1280.59	2349.85	1765.78	678.47	2092.12	126.40	1049.56
Pb	9.65	9.49	12.98	11.87	3.50	10.48	187.67	21.47
Th	3.88	5.48	6.87	5.39	2.20	4.52	39.27	8.59
U	3.95	4.88	6.10	5.01	1.82	3.48	37.62	6.40
Zr	67.45	132.22	211.34	164.28	168.08	146.42	1879.76	218.01
Hf	0.73	1.20	2.05	1.59	2.95	1.85	22.51	2.41
Ta	0.73	1.41	2.10	1.50	0.64	1.32	8.64	2.28
Y	26.18	25.68	34.47	27.89	27.82	24.18	91.10	31.60
Nb	17.74	29.40	44.18	35.43	12.69	30.82	80.40	49.18
Sc	2.00	0.39	0.65	0.55	8.41	0.59	0.85	0.25
Cr	26.84	14.14	8.90	18.63	10.88	14.63	30.34	11.15
Ni	12.09	6.77	5.20	7.01	18.10	3.59	5.54	2.55
Co	17.41	9.50	14.34	15.37	29.48	8.49	1.20	4.14
V	21.25	5.32	6.76	6.85	100.52	4.42	0.58	1.13
Ga	10.56	12.49	12.05	12.93	14.80	14.52	46.77	16.22
Zn	93.04	64.23	69.60	88.15	87.43	86.02	272.88	125.69
Cu	27.81	14.50	17.13	15.17	44.51	9.43	9.35	7.07
La	32.59	35.36	44.28	43.56	18.10	34.62	92.75	46.18
Ce	56.33	62.06	78.98	74.90	37.61	58.34	125.11	75.24
Pr	6.22	6.65	8.24	8.00	4.56	6.28	11.03	7.55
Nd	26.35	26.57	33.06	32.31	21.15	25.48	34.79	28.80
Sm	5.34	4.91	6.42	5.94	5.20	5.00	7.04	5.44
Eu	1.68	1.61	2.02	1.89	1.69	1.78	1.45	1.66
Gd	4.46	4.19	5.49	4.95	4.50	4.13	7.51	4.75
Tb	0.76	0.71	0.92	0.80	0.82	0.70	1.62	0.82
Dy	4.15	3.94	5.27	4.32	4.67	3.81	11.40	4.73
Ho	0.91	0.88	1.19	0.94	1.01	0.84	2.99	1.08
Er	2.73	2.83	3.89	2.96	3.06	2.56	10.92	3.46
Tm	0.45	0.51	0.74	0.54	0.52	0.46	2.08	0.62
Yb	2.79	3.32	5.16	3.77	3.41	3.04	12.93	4.12
Lu	0.32	0.41	0.69	0.51	0.42	0.38	1.38	0.49

Окончание таблицы В. 1

№	41	42	43	44
Проба	ш361(1)	ш394/4	5056/4	к67
Cs	0.13	18.10	2.04	5.25
Rb	31.21	616.36	146.82	86.59
Ba	406.14	8605.96	46.78	355.32
Sr	734.52	3848.49	20.98	125.07
Pb	2.95	179.16	19.91	17.24
Th	1.60	93.45	6.33	10.70
U	0.80	69.45	3.62	7.11
Zr	111.62	2681.26	305.21	430.13
Hf	2.40	30.96	5.72	7.21
Ta	0.35	13.84	1.21	2.12
Y	20.58	243.94	17.58	44.46
Nb	7.34	220.68	20.99	41.76
Sc	16.56	1.50	0.42	5.25
Cr	88.12	161.18	30.27	14.73
Ni	74.00	311.44	4.33	5.31
Co	27.83	26.81	1.35	13.80
V	130.28	3.38	0.50	31.35
Ga	13.61	171.67	33.70	17.09
Zn	66.27	1139.83	42.05	105.55
Cu	55.51	73.62	7.09	67.45
La	11.57	437.58	24.38	47.01
Ce	24.82	657.04	41.14	83.56
Pr	3.08	60.72	4.04	9.21
Nd	14.87	212.70	14.53	38.56
Sm	3.87	36.80	2.90	8.28
Eu	1.31	10.56	0.24	1.89
Gd	3.39	33.08	2.36	7.09
Tb	0.63	5.81	0.43	1.25
Dy	3.61	33.62	2.59	7.12
Ho	0.77	8.02	0.61	1.57
Er	2.31	26.88	2.08	4.88
Tm	0.38	5.15	0.42	0.86
Yb	2.33	34.59	3.29	5.63
Lu	0.29	4.40	0.45	0.71

Примечание: анализы 1–13 – субщелочное габбро и их дайковые аналоги; 14–17 – тералиты; 18–37 – ультраосновные и основные фоидолиты; 38–44 – нефелиновые, анальцимовые сиениты и микросиениты.