

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАЛОГИИ им. В.С. Соболева
СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

На правах рукописи

Яковлев Владислав Александрович

РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ МИНГЛИНГ ДАЙКИ ЭРЗИНСКОЙ
ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ ЗАПАДНОГО САНГИЛЕНА (ЮВ ТУВА)

1.6.3. – петрология, вулканология

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель
к.г.-м.н. И.В. Кармышева

НОВОСИБИРСК – 2025

Оглавление

Введение	4
Глава 1. Методы исследований	10
Глава 2. Общие сведения о смешении контрастных по составу магм	12
2.1. Терминология	12
2.2. Факторы, контролирующие смешение контрастных по составу магм	13
2.3. Петрографические свидетельства магматического миксинга	15
2.4. Типизация геологических объектов с признаками магматического миксинга	20
Глава 3. Геология Западного Сангиленга	30
3.1. Тектоническая эволюция структур Западного Сангиленга	33
3.2. Метаморфические комплексы Западного Сангиленга	34
3.3. Магматические комплексы Западного Сангиленга	38
3.3.1. Базитовый магматизм	38
3.3.2. Гранитоидный магматизм	39
Глава 4. Внутреннее строение и петрографическая характеристика пород минглинг и простых даек Западного Сангиленга	42
4.1. Простые базитовые и лейкогранитные дайки	42
4.2. Комбинированная дайки участков Матут, Баянкол и РЛС	44
4.3. Комбинированные дайки участка Тавыт-Даг	47
4.4. Комбинированная дайка участка Сайзырал	51
4.5. Синплутонические дайки ухадагского гранитоидного и эрзинского мигматит-гранитного комплексов	56
4.6. Типизация минглинг даек Западного Сангиленга	65
4.6.1. Петрографический состав	65
4.6.2. Разделение минглинг даек на группы комбинированных и синплутонических	67
4.7. Оценка глубины смешения контрастных магм	68
Глава 5. Абсолютный возраст и геологическая позиция минглинг даек Западного Сангиленга	70
5.1. Комбинированные дайки участка Тавыт-Даг	70
5.2. Комбинированная дайка участка Сайзырал	71
5.3. Простые лейкогранитные дайки	73
5.4. Синплутонические дайки участков Стрелка и Восточный	74
5.5. Геологическая позиция минглинг даек	76
Глава 6. Вещественный состав и петрогенезис пород минглинг и простых даек Западного Сангиленга	78
6.1. Вещественный состав пород даек	78

6.1.1. Простые базитовые и лейкогранитные дайки	78
6.1.2. Комбинированные дайки участков Матут, Баянкол и РЛС	80
6.1.3. Комбинированные дайки участка Тавыт-Даг	82
6.1.4. Комбинированная дайка участка Сайзырал	85
6.1.5. Синплутонические дайки участков Стрелка и Восточный.....	88
6.2. Петрогенезис пород даек.....	92
6.2.1. Магматический источник мафических пород минглинг и простых базитовых даек.....	92
6.2.2. Петрогенезис диоритов комбинированной дайки Сайзырал.....	96
6.2.3. Источники и петрогенезис гранитоидов комбинированных и лейкогранитных даек	98
6.2.4. Происхождение гранитоидов синплутонических даек	105
6.2.5. Происхождение промежуточных зон на контакте контрастных пород минглинг даек	107
Глава 7. Модели образования минглинг даек Западного Сангилена.....	109
Заключение	114
Список литературы	116
Приложение	133

Введение

Актуальность исследования

Понимание механизмов, обуславливающих разнообразие изверженных пород, является фундаментальной научной проблемой петрологии. Согласно современным представлениям, смешение мафических и салических магм, как следствие мантийно-корового взаимодействия, рассматривается в качестве одного из таких механизмов (Hibbard, 1981; Anderson, 1982; Sparks, Marshall, 1986; Wiebe, 1994; Perugini, Poli, 2005; Reubi, Blundy, 2009; Kent et al., 2010; и др.). Минглинг дайки, наравне с магматическими микрогранулярными включениями в гранитоидных массивах и габбро-гранитными расслоенными интрузиями, являются типичным примером композитных магматических систем, формирующихся при взаимодействии контрастных по составу магм.

Многочисленные исследования мафических включений (Baxter, Feely, 2002; Barbarin, 2005; Скляр, Федоровский, 2006; Sarjoughian et al., 2012; Burmakina, Tsygankov, 2013; Clemens, Bezuidenhout, 2014; Torkian, Jacob et al., 2015; Furman, 2015; Yang et al., 2016; Chen et al., 2016, и др.) позволили сформулировать четкие критерии для идентификации композитных систем, а также обозначить основные термодинамические параметры, контролирующие поведение магм. Условия формирования минглинг даек отличны от таковых для мафических включений, что делает актуальным ряд вопросов, касающихся как механизмов взаимодействия контрастных магм в дайковых условиях, так и влияния магматического смешения на конечные составы пород.

Поскольку одним из ключевых факторов, определяющих образование дайковых комплексов, является тектоника, изучение минглинг даек раскрывает проблему влияния данного фактора на внедрение и становление композитных магматических систем.

Объекты исследования

Объектами исследования являются минглинг дайки, локализованные в пределах Эрзинской тектонической зоны на юго-западной окраине Тувино-Монгольского массива (Западный Сангилен, ЮВ Тува).

Цель и задачи исследования

Цель работы – на основе сопоставления данных о геологической позиции, составе и возрасте минглинг даек Эрзинской тектонической зоны Западного Сангилена выявить характерные черты и реконструировать условия взаимодействия контрастных по составу магм композитных дайковых систем, формирующихся в коллизионной обстановке (юго-западная окраина Тувино-Монгольского массива, Центрально-Азиатский складчатый пояс). Задачи: 1) охарактеризовать внутреннее строение, петрографический и минералогический состав пород минглинг даек Эрзинской тектонической зоны Западного Сангилена, провести их систематику; 2) обобщить имеющиеся данные о возрасте пород минглинг даек; 3) выявить характеристики

магматических источников пород минглинг даек; 4) выяснить влияние процессов магматического смешения на конечные составы пород минглинг даек; 5) провести сравнительный анализ вещественных характеристик и возраста пород минглинг даек с плутоническими комплексами Западного Сангиленга.

Научная новизна

1. Проведена систематика минглинг даек Эрзинской тектонической зоны Западного Сангиленга, выделены группы комбинированных и синплутонических даек. Для всех даек предложены собственные механизмы формирования.
2. Впервые обобщены геохронологические данные по синхронному базит-гранитному дайковому магматизму в раннепалеозойских структурах Западного Сангиленга. Выявлены факторы, влияющие на пространственно-временную локализацию минглинг даек региона исследований.
3. Определен петрогенезис и охарактеризованы источники всех разновидностей пород минглинг даек Эрзинской тектонической зоны Западного Сангиленга, проведено сравнение с одновозрастными базитовыми и гранитоидными комплексами региона. Показано, что при смешении в дайковых условиях возможно не только механическое взаимодействие контрастных по составу магм, но и их гибридизация.
4. Установлено, что формирование минглинг даек является синкинематическим процессом. Деформации являются одним из факторов, обеспечивающих благоприятные условия для возникновения областей сосуществования контрастных по составу магм, и во многом определяют морфологию даек.

Практическая значимость

Результаты исследований минглинг даек Западного Сангиленга дополняют существующие представления о связи базитового и гранитоидного коллизионного магматизма региона. Полученные результаты могут быть использованы для выделения и корреляции магматических комплексов, а также при определении основных этапов эволюции аккреционно-коллизионных систем.

Защищаемые положения

1. Становление минглинг даек Эрзинской тектонической зоны Западного Сангиленга произошло в период 495-485 млн лет на среднекоровом уровне глубинности (4-5 кбар) в обстановках синдвигового растяжения. Взаимодействие контрастных по составу магм происходило при формировании комбинированных (заполнение композитной магматической смесью слепых трещин во вмещающих породах) и синплутонических (внедрение базитовой магмы в кристаллизующиеся плутоны кислого состава) даек.

2. Мафические породы комбинированных и синплутонических даек идентичны по химическому составу, формирование их материнских расплавов протекало за счет плавления субдукционно-метасоматизированной литосферной мантии. Салические породы комбинированных даек разнообразны по составу и являются продуктом плавления неоднородного корового субстрата (метаморфических пород эрзинского комплекса).
3. Основным механизмом взаимодействия контрастных по составу магм при образовании минглинг даек Западного Сангиленя является механическое смешение. Свидетельства магматической гибридизации зафиксированы в одной комбинированной дайке и идентифицируются по обогащению базитов HFSE, LILE, Th. Данные особенности состава гибридных пород являются следствием изменения физико-химических условий кристаллизации контрастных магм при их взаимном диспергировании на стадии перемещения композитной магматической смеси по ослабленным зонам.

Фактический материал и личный вклад

Основой работы является коллекция образцов пород базитовых, гранитоидных и минглинг даек Западного Сангиленя, отобранных при участии автора в ходе экспедиционных работ 2015-2018 гг. Всего опробовано 23 минглинг дайки (92 образца, в том числе, породы базитового ряда – 56, гранитоиды – 36); 10 базитовых и 6 гранитоидных даек. Авторские материалы дополнены данными сотрудников ИГМ СО РАН (В.Г. Владимирова, И.В. Кармышевой, Д.В. Семеновой, М.Л. Куйбида).

В процессе работы был получен представительный аналитический материал. Автором было изучено и описано более 150 шлифов и пластинок. При участии автора было выполнено 3 определения абсолютного возраста U-Pb методом. Используются результаты 84 рентгено-флюоресцентных определений на содержание главных компонентов в породах даек, 44 масс-спектрометрических анализов на содержание редких элементов, около 500 анализов состава минералов.

Апробация работы и публикации

По теме диссертации опубликовано 6 статей в рецензируемых журналах, рекомендованных ВАК. Результаты исследований были представлены на совещаниях: Сибирская научно-практическая конференция молодых ученых по наукам о Земле (ИГМ СО РАН, 2014); Байкальская молодежная научная конференция по геологии и геофизике (ГИН СО РАН, 2015); Петрология магматических и метаморфических комплексов (ТГУ, 2016); Строение литосферы и геодинамика (ИЗК СО РАН, 2017); Международная конференция молодых ученых и специалистов памяти академика А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ, 2017); Корреляция Алтаид и Уралид: глубинное строение литосферы, стратиграфия, магматизм, метаморфизм, геодинамика и металлогения (ИГМ СО РАН, 2018); Геологические процессы в обстановках субдукции,

коллизии и скольжения литосферных плит (ДВГИ ДВО РАН, 2018); Геология на окраине континента (ДВГИ ДВО РАН, 2019); Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского (ПГНИУ, 2020).

Список основных работ по теме диссертации:

Кармышева И.В., Владимиров В.Г., Владимиров А.Г., Шелепаев Р.А., Яковлев В.А., Васюкова Е.А. Тектоническая позиция минглинг-даек в аккреционно-коллизийной системе ранних каледонид Западного Сангилен (Юго-Восточная Тува) // Геодинамика и тектонофизика, 2015; т. 6(3), с. 289-310. doi: 10.5800/GT-2015-6-3-0183

Полянский О.П., Семенов А.Н., Владимиров В.Г., Кармышева И.В., Владимиров А.Г., Яковлев В.А. Численная модель магматического минглинга (на примере Баянкольской габбро-гранитной серии, Сангилен, Тува) // Геодинамика и тектонофизика. 2017, т. 8(2), с. 385-403. doi: 10.5800/GT-2017-8-2-0247

Владимиров В.Г., Кармышева И.В., Яковлев В.А., Травин А.В., Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н. Термохронология минглинг-даек Западного Сангилен (Юго-Восточная Тува): свидетельства развала коллизийной системы на Северо-Западной окраине Тувино-Монгольского массива // Геодинамика и тектонофизика, 2017, т. 8(2), с. 283-310. doi: 10.5800/GT-2017-8-2-0242

Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н., Яковлев В.А., Хубанов В.Б., Владимиров В.Г., Кармышева И.В., Буянтуев М.Д. Состав и U-Pb (LA-ICP-MS) изотопный возраст цирконов комбинированных даек Западного Сангилен (Тувино-Монгольский массив) // Геология и геофизика, 2019, т. 1, с. 55-78. doi:10.15372/GiG2019004

Владимиров В.Г., Яковлев В.А., Кармышева И.В. Механизмы магматического минглинга в композитных дайках: модели диспергирования и сдвиговой дилатации // Геодинамика и тектонофизика, 2019, т. 10(2), с. 325-345. doi:10.5800/GT-2019-10-2-0417

Яковлев В.А., Кармышева И.В., Владимиров В.Г., Семенова Д.В. Геологическое положение, источники и возраст комбинированных даек СЗ окраины Тувино-Монгольского массива (Западный Сангилен, ЮВ Тува) // Геология и геофизика, 2024, т. 65 (2), с. 222–243. doi: 10.15372/GiG2023158

Структура и объем диссертации

Работа состоит из введения, семи глав, заключения и приложения. Диссертация изложена на 160 страницах, содержит 61 иллюстрацию и 22 таблицы. Список литературы включает 233 наименования. Сокращения названий минералов приведены по (Warr, 2021).

Во *введении* обосновывается актуальность темы исследования, определены объекты, цели и задачи исследования, описан фактический материал и личный вклад соискателя, сформулированы научная и практическая значимость работы, а также защищаемые положения.

В *первой главе* описаны методические подходы и аналитические методы исследования. Для изучения валового химического состава пород и изотопно-геохронологических исследований отбирались все разновидности пород: мафические, салические, породы с макроскопическими признаками гибридизации, а также образцы для характеристики контактовых взаимоотношений. *Вторая глава* посвящена литературному обзору сведений о смешении контрастных по составу магм. Описаны факторы, контролирующие смешение магм, охарактеризованы петрографические свидетельства сосуществования магм, дана типизация геологических объектов с признаками магматического смешения, а также рассмотрены различные классификации минглинг даек. В *третьей главе* систематизированы литературные данные о геологическом строении и регионально-тектоническом положении Западного Сангилен. Приводится характеристика метаморфических и магматических комплексов, а также тектонической эволюции структур района исследований. В *четвертой главе* охарактеризованы особенности внутреннего строения минглинг даек, петрографического и минерального состава слагающих их пород. На основе выявленных особенностей проведена типизация минглинг даек, обоснована их синкинематическая природа и оценен глубинный уровень внедрения. *Пятая глава* посвящена обзору опубликованных изотопно-геохронологических данных по простым, а также минглинг дайкам, выявлена геологическая позиция минглинг даек. В *шестой главе* приводится характеристика вещественного состава пород простых и минглинг даек. Отдельный раздел посвящен петрогенезису пород даек, а также особенностям взаимодействия контрастных по составу магм в дайковых и синплутонических условиях. В *седьмой главе* обобщены результаты геолого-структурных, петрогеохимических, минералогических и изотопно-геохронологических исследований. Сформулированы модели образования минглинг даек Западного Сангилен. В *заключении* кратко сформулированы основные выводы диссертационной работы.

Благодарности

Диссертация подготовлена в лаборатории Структурной петрологии Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук. Неоценимую помощь и поддержку на всех этапах работы оказала научный руководитель И.В. Кармышева. Автор благодарен В.Г. Владимирову за замечания, помощь и консультации в ходе подготовки публикаций и диссертации. Р.А. Шелепаеву, М.Л. Куйбида, Я.В. Куйбида, А.Е. Смоляковой, А.А. Цыганкову, Г.Н. Бурмакиной, В.Б. Хубанову за продуктивные дискуссии в ходе совместных экспедиционных и камеральных работ. Д.В. Семеновой за проведение изотопно-геохронологических исследований, Н.Г. Кармановой и И.В. Николаевой за определение валового состава пород, Е.Н. Нигматулиной за помощь в определении состава минералов. За ценные замечания и критику автор благодарен сотрудникам ИГМ СО РАН

А.Э. Изоху, О.М. Туркиной, С.Н. Рудневу, А.Г. Дорошкевич, Н.Н. Круку, С.В. Хромых. Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН (№ 122041400176-0).

Глава 1. Методы исследований

Объектом исследования диссертации являются минглинг дайки, требующие особенного подхода к их изучению и опробованию. Их отличительной особенностью является то, что они сложены контрастными по составу породами с характерными структурами, указывающими на сосуществование мафических и салических магм (см. раздел 2.3). При документировании и опробовании минглинг даек ключевыми моментами являются: 1) определение взаимоотношений с вмещающими породами (наличие или отсутствие четких секущих контактов); 2) характеристика внутренней структуры даек (закономерности в распределении мафической и салической компонент в объеме дайки, признаки деформированности пород) с разделением дайки на различные зоны (части); 3) описание всего спектра контактовых структур между породами с минглинг взаимоотношениями, выявление связи типа контактовых структур и части дайки; 4) выявление и отбор всех петрографических разновидностей как мафических, так и салических пород, слагающих дайки. Характеристика и отбор пород в буферных зонах на контакте контрастных пород (при наличии); 5) отбор образцов контактовых структур контрастных по составу пород даек; 6) определение состава и структуры вмещающих пород, выявление признаков деформированности вмещающих пород.

Для изучения валового химического состава пород и изотопно-геохронологических исследований отбирались все разновидности пород: мафические, салические, породы с макроскопическими признаками гибридизации, а также образцы для характеристики контактовых взаимоотношений.

Изучение валового состава пород и минералов выполнены в Центре многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН (аналитик Н.Г. Карманова). Силикатный анализ выполняется из плавленных таблеток: анализируемая проба сушится при 105° С в течение 1,5 часов, затем прокаливается при 960 °С в течение 2,5 часов и затем смешивается с флюсом (66,67 % тетрабората лития; 32,83 % метабората лития и 0,5 % лития бромистого) в соотношении 1:9 (общий вес смеси составляет 5 г.). Смесь плавится в платиновых тиглях в индукционной печи Lifumat-2,0-Ох. Измерения выполняются на рентгенофлуоресцентном спектрометре ARL-9900XP (Thermo Fisher Scientific Ltd). Для построения градуировочных зависимостей и контроля правильности анализа используются государственные стандартные образцы состава горных пород и искусственные смеси на основе MgO, SiO₂, Al₂O₃, TiO₂, CaO, CaSO₄, Cr₂O₃, Fe₂O₃. Погрешность определения не превышает таковую для второй категории точности по ГОСТ 41-08-205-99 (Карманова, Карманов, 2011).

Определение содержаний редких элементов выполнены методом ИСП-МС на масс-спектрометре высокого разрешения ELEMENT (Finnigan Mat, Germany) (аналитик И.В. Николаева). На стадии химической подготовки образцов использовали сплавление с особо

чистым метаборатом лития при 1050 °С в платиновых тиглях с последующим растворением полученного сплава в разбавленной азотной кислоте. Для обеспечения стабильности полученного раствора поддерживали общую кислотность на уровне 5 % HNO₃ и добавляли следовые количества HF, что необходимо для корректного определения высокозарядных элементов. Сплавление при высокой температуре обеспечивает разложение практически всех наиболее трудновскрываемых минералов, которые могут быть концентраторами редкоземельных и высокозарядных элементов, а повышение кислотности и добавки HF в качестве комплексообразователя стабилизируют эти растворы и минимизируют потери высокозарядных элементов, которые могут происходить в результате гидролиза при низкой кислотности. Пределы обнаружения редкоземельных и высокозарядных элементов составляют от 0.005 до 0.1 г/т. Точность анализа составляла в среднем 2-5 отн. % (Николаева и др., 2008).

Состав минералов определялся методом волно-дисперсионной спектроскопии на электронном микронзонде JEOL JXA-8100 Superprobe (аналитик Е.Н. Нигматулина). Ускоряющее напряжение составляло 20 кВ, ток поглощенных электронов – 40 нА, диаметр зонда 2 мкм, время счета 10 с на каждой аналитической линии. Стандартами для анализируемых образцов служили природные и синтетические минералы.

U-Pb изотопные исследования зерен циркона выполнены методом LA-ICP-MS в Центре многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН (аналитик Д.В. Семенова). Анализ проводился на масс-спектрометре высокого разрешения с индуктивно связанной плазмой Element XR (Thermo Fisher Scientific), соединенном с системой лазерной абляции UP-213 на основе ультрафиолетового Nd:YAG лазера с длиной волны 213 нм. Параметры измерения масс-спектрометра оптимизированы для получения максимальной интенсивности сигнала ²⁰⁸Pb при минимальном значении ²⁴⁸ThO⁺/²³²Th⁺ (менее 2%), используя стандарт NIST SRM612. Все измерения выполняли по массам ²⁰²Hg, ²⁰⁴(Pb + Hg), ²⁰⁶Pb, ²⁰⁷Pb, ²⁰⁸Pb, ²³²Th, ²³⁵U, ²³⁸U. Съемка проводилась в режиме E-scan. Детектирование сигналов проводилось в режиме счета для всех изотопов, кроме ²³⁸U. Диаметр лазерного луча 25 мкм, частота повторения импульсов 6 Hz, плотность энергии лазерного излучения 3.5 Дж/см². Данные масс-спектрометрических измерений обрабатывались с помощью программы “Glitter”. U/Pb изотопные отношения нормализовались на соответствующие значения изотопных отношений стандартных цирконов TEMORA-2 (Black et al., 2004) и Plesovice (Slama et al., 2008). Погрешности единичных анализов приведены на уровне 1σ, погрешности вычисленных конкордантных возрастов и пересечений с конкордией – на уровне 2σ. Диаграммы с конкордией построены с использованием программы Isoplot (Ludwig, 2003).

Глава 2. Общие сведения о смешении контрастных по составу магм

Идея о смешении магм различного химического состава, температуры и фазового состояния существует в магматической петрологии практически с момента возникновения самой дисциплины (см. исторический обзор в [Wilcox, 1999](#)). Впервые концепция смешения магм была сформулирована в 1851 году химиком Р. Бунзеном ([Bunsen, 1851](#)), который интерпретировал разнообразие составов вулканических пород Исландии как результат взаимодействия трахитовых и базальтовых расплавов.

В настоящее время задокументировано множество доказательств возможности смешения магм как в вулканических, так и в плутонических комплексах различных геодинамических обстановок. К ним относятся габбро-гранитные и габбро-диоритовые расслоенные интрузии (intramagmatic lava flows/mafic-silica layered intrusions/MASLI) ([McCallum et al., 1980](#); [Chapman, Rhodes, 1992](#); [Wiebe, 1996](#); [Harper et al., 2004](#); [Kamiyama et al., 2007](#); [Morse, 2008](#); [Turnbull et al., 2010](#); [Wiebe, Hawkins, 2015](#)); магматические микрогранулярные включения (magmatic microgranular enclaves/ММЕ) ([Pabst, 1928](#); [Didier, Barbarin, 1991](#); [Snyder et al., 1997](#); [Baxter, Feely, 2002](#); [Barbarin, 2005](#); [Скляров, Федоровский, 2006](#); [Sarjoughian et al., 2012](#); [Burmakina, Tsygankov, 2013](#); [Clemens, Bezuidenhout, 2014](#); [Torkian, Jacob et al., 2015](#); [Furman, 2015](#); [Yang et al., 2016](#); [Chen et al., 2016](#); [Хромых и др., 2018](#); [Jafari et al., 2020](#); [Kumar, 2020](#); [Chen et al., 2023](#)); минглинг дайки ([Blake et al., 1965](#); [Furman, Spera, 1985](#); [Wiebe, 1987](#); [Litvinovsky et al., 2012](#); [Ubide et al., 2014](#); [Litvinovsky et al., 2017](#); [Владимиров и др., 2017](#); [Tsygankov et al., 2019](#); [Владимиров и др., 2019](#)); признаки инъецирования кислых вулканических камер более основными магмами ([Anderson, 1976](#); [Smith, 1979](#); [Eichelberger, 1980](#); [Bacon, 1986](#); [Nakamura, 1995](#); [Coombs et al., 2000](#); [Eichelberger et al., 2013](#)).

Свидетельства смешения контрастных магм зафиксированы в коллизионных ([Duchesne et al., 2013](#)) и внутриконтинентальных обстановках ([Karmysheva et al., 2022](#)), а также в обстановках срединно-океанических хребтов ([Walker et al., 1979](#)), островных дуг ([Sakuyama, 1984](#)) и океанических островов ([Kamber, Collerson, 2000](#)). На сегодняшний день принято рассматривать смешение магм как один из основных процессов, обуславливающих разнообразие изверженных пород ([Hibbard, 1981](#); [Anderson, 1982](#); [Sparks, Marshall, 1986](#); [Wiebe, 1994](#); [Perugini, Poli, 2005](#); [Reubi, Blundy, 2009](#); [Kent et al., 2010](#)).

2.1. Терминология

В широком смысле, смешение магм может рассматриваться как постепенное устранение плотностных, вязкостных, температурных и химических неоднородностей в контрастной магматической системе ([Ottino, 1989](#)). В современной литературе взаимодействие между контрастными по составу магмами описывается в терминах магматического миксинга (mixing),

минглинга (mingling/physical mixing) и гибридизации (hybridization), часто имеющих свободное употребление.

В диссертации используется терминология, принятая в публикациях (Sparks, Marshall, 1986; Sarjoughian et al., 2012; Ubide et al., 2014; Spera et al., 2016; Siuda, Bagiński, 2019; и др.). Миксинг – общий термин, обозначающий процесс взаимодействия двух или более различных магм и включающий в себя понятия минглинг и гибридизация. Необходимо отметить, что природные смешанные (композитные) системы всегда обладают признаками как минглинга, так и гибридизации. Крайние члены миксинга (минглинг и гибридизация) в чистом виде не встречаются (Spera et al., 2016).

В процессе минглинга контрастные магмы смешиваются механически, результатом их взаимодействия являются композитные магматические тела, сложенные различными по составу породами. В то же время, при минглинг взаимодействии допускается образование тонких (до первых сантиметров) приконтактных межфазных диффузионных границ.

При «идеальной» гибридизации контрастные по составу магмы смешиваются до достижения полного термодинамического равновесия. Новообразованная гибридная магма представляет собой смесь гомогенного расплава, незональных кристаллов и флюида. В гибридной магме все сосуществующие фазы имеют одинаковую температуру и давление, отличные от таковых для изначально существовавших магм, а химические потенциалы всех компонентов во всех фазах равны.

2.2. Факторы, контролирующие смешение контрастных по составу магм

Сценарий, по которому протекает миксинг в магматических комплексах, контролируется следующими факторами (Furman, Spera, 1985; Sparks, Marshall, 1986; Владимиров и др., 2019):

- а) реологические свойства (вязкость и плотность) магм;
- б) продолжительность смешения;
- в) начальная пространственная конфигурация (плутоническая или дайковая).

Реологические свойства. Вязкость магм зависит от их химического состава (главным образом от содержаний SiO_2 и H_2O) и доли твердых фаз в системе. Низкое содержание кремнезема обуславливает малую вязкость основных магм: согласно (Takeuchi, 2001), диапазон вариации вязкости базальтовых и риолитовых магм и их интрузивных аналогов составляет $10 - 10^8$ пуаз. Другим важным фактором, влияющим на вязкость расплавов и, соответственно, магматических систем в целом, является содержание H_2O . Как показано в работе (Leshner, Spera, 2015), добавление 2 мас. % H_2O в гранитный расплав снижает его вязкость в 10^5 раз. Аналогичный эффект, хоть и менее интенсивный, зафиксирован и для основных расплавов. Кроме того, увеличение доли растворенной воды в магматической системе с фиксированной температурой значительно ограничивает возможность кристаллизации твердых фаз, что снижает

общую вязкость системы (Champallier et al., 2008; Picard et al., 2011). Согласно (Sparks et al., 1977), в композитных магматических системах при смешивании с базитами, кислый расплав быстро перегревается, что приводит к значительному снижению его вязкости. В данном контексте, если взаимодействие магм протекает на ранних этапах их кристаллизации, значительный контраст температур может способствовать гибридизации.

Магмы основного состава обладают высокой, относительно более кремнекислых магм, плотностью: средние значения плотности кислых магм составляют 2.2 г/см^3 , основных – 3.1 г/см^3 . Данный контраст обусловлен, в первую очередь, различиями в их химическом составе (содержание «тяжелых» оксидов Mg, Ca и Fe выше в базитах). При этом, как для кислых, так и для основных магм характерно возрастание плотности с ростом давления в системе, но понижение с ростом температуры (Frost, Frost, 2013).

Отличия вязкости и плотности сосуществующих магм выступают в качестве барьера, блокирующего образование гибридной магмы. Значительные отличия по данным параметрам приводят к образованию минглинг структур без существенного химического взаимодействия. Иными словами, для успешной гомогенизации, сосуществующие магмы должны быть иметь близкую реологию (Barbarin, Didier, 1992; Perugini, Poli, 2012). Соотношение вязкости сосуществующих жидкостей определяет тип формирующихся структур на границе раздела сред, что, в свою очередь, влияет на степень гибридизации (Perugini, Poli, 2005). Экспериментальные данные (Furman, Spera, 1985; Allen, Boger, 1988) показывают, что возможность появления сложно устроенных границ раздела сред зависит, в первую очередь, от контраста вязкости контактирующих жидкостей.

Продолжительность смешения. Время, доступное для взаимодействия между контрастными магмами, всегда ограничено, а гомогенизация расплавов и уравнивание твердых фаз между разнородными порциями магмы занимает больше времени, чем равновесная кристаллизация (Barbarin, Didier, 1992; Best, 2003). В данном ключе, температура вмещающей среды, зависящая от глубинности и её проницаемости, может рассматриваться в качестве фактора, оказывающего существенное влияние на время миксинга. Иными словами, время взаимодействия смешивающихся магм определяется не только их реологией и динамикой остывания, но и температурой среды, вмещающей композитную магматическую систему (Duchesne et al., 2013). В то же время, даже в случае установления термодинамического равновесия в композитной магматической системе, низкая скорость химической диффузии в силикатных жидкостях выступает в качестве фактора, ограничивающего гибридизацию (Winter, 2001).

Начальная пространственная конфигурация. Композитные системы, формирующиеся в дайковых условиях, имеют относительно малый размер и, в отличие от магматических

включений и синплутонических даек, изолированы от внешних тепловых источников (магматической камеры), что ограничивает время сосуществования контрастных магм (Владимиров и др., 2019).

2.3. Петрографические свидетельства магматического миксинга

Несмотря на существующие физико-химические ограничения смесимости контрастных по составу магм, явление миксинга гранитоидных и габброидных магм в настоящее время охарактеризована с высокой детальностью и является общепринятым.

Макроскопически, композитные магматические системы идентифицируются по наличию сложно организованных контактов пород контрастного состава, аналогичных таковым для сосуществующих жидкостей с различной вязкостью (Furman, Spera, 1985; Allen, Boger, 1988) (Рисунок 2.1). Другим признаком является наличие узких зон с промежуточным цветовым индексом на контакте контрастных пород при отсутствии зон закалки и ороговикования (Sarjoughian et al., 2012; Simakin, Bindeman, 2012).

На микроуровне, к свидетельствам процессов магматического смешения относятся петрографические неравновесные структуры (disequilibrium textures). Согласно (Hibbard, 1991), для идентификации миксинга и гибридизации между контрастными магмами необходимо рассматривать не единичные неравновесные структуры, а их комплекс. В работах (Hibbard, 1991; Barbarin, Didier, 1992; Baxter, Feely, 2002; Sarjoughian et al., 2012; Farner et al., 2014; Ubide et al., 2014; Siuda, Bagiński, 2019) к петрографическим свидетельствам магматического миксинга отнесены следующие неравновесные структуры:

- а) гломероскопления темноцветных минералов (mafic clots) как в мафических, так и в салических породах;
- б) кварцевые «глазки» (quartz ocelli) в мафических породах; игольчатый апатит (acicular apatite) в мафических породах;
- в) лезвиеподобный биотит (blade-shape biotite);
- г) относительно крупные кристаллы калиевого полевого шпата и плагиоклаза в мафических породах с зональным распределением пойкилитовых включений;
- д) инверсионная и неоднородная зональность в плагиоклазах мафических пород;
- е) узкие анортитовые зоны в низкокальциевых зонах плагиоклазов (anorthite spikes);
- ж) насыщенные биотитом зоны (biotite rinds) в мафических породах на контакте с гранитоидами.

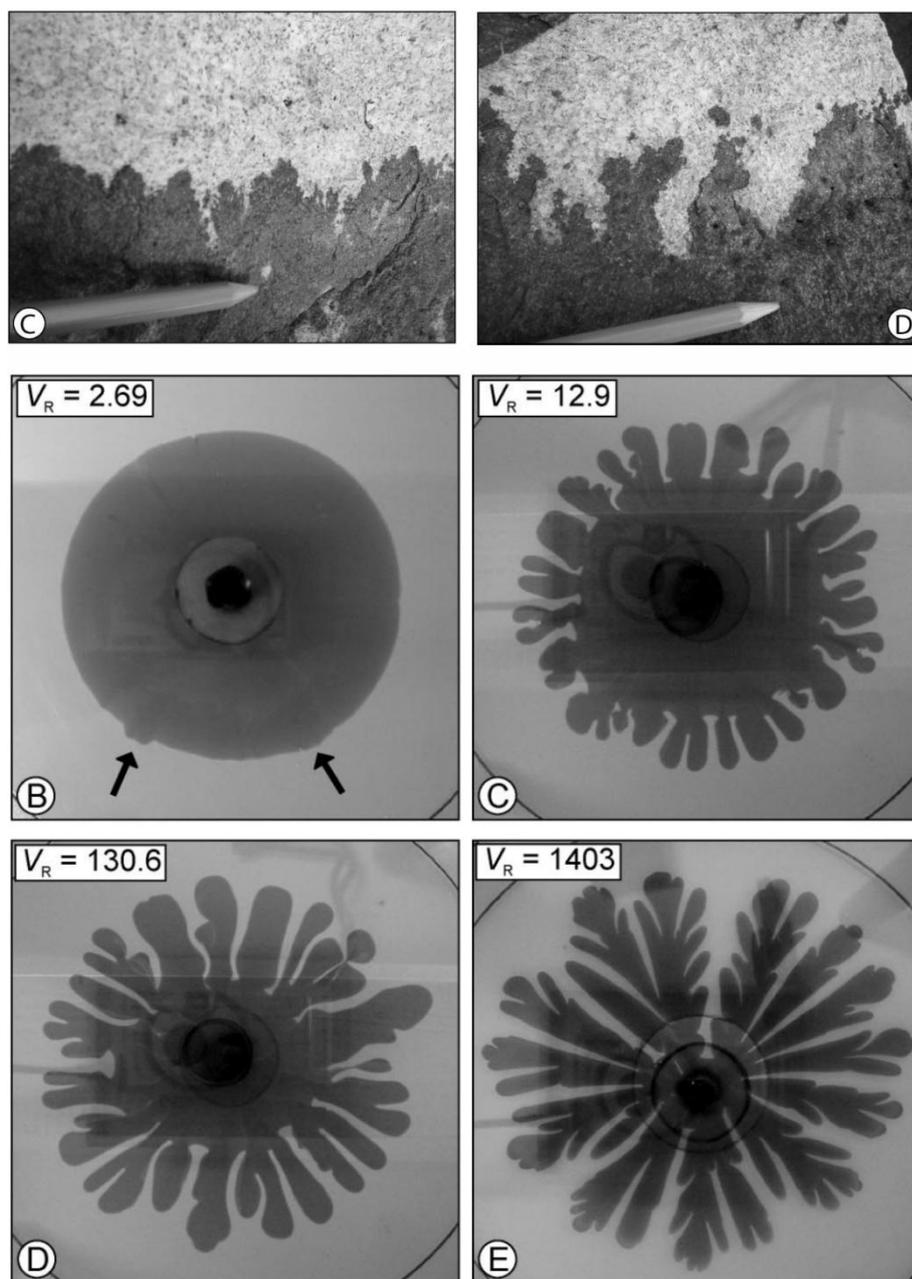


Рисунок 2.1. Типичное строение контактов контрастных по составу пород контрастных магматических систем (C, D) и результаты аналогового моделирования механического взаимодействия двух жидкостей с различным контрастным вязкости (V_R) (Perugini, Poli, 2005).

Гломероскопления темноцветных минералов представляют собой ассоциацию преимущественно равномернозернистых крупнозернистых агрегатов роговой обманки и биотита, образующих, как правило, зональные скопления (центральные части сложены амфиболом, краевые – биотитом) (Рисунок 2.2 e, f). Согласно (Baxter, Feely, 2002; Ubide et al., 2014), гломероскопления формируются за счет замещения ранних кристаллов пироксена более низкотемпературной ассоциацией и инициируется, главным образом, привнесом H_2O из гранитоидной магмы на фоне общего понижения температуры базитовой магмы при взаимодействии с кислым расплавом. Присутствие гломероскоплений темноцветных минералов

в гранитоидах композитных систем интерпретируется как свидетельство переноса кристаллов (crystal transfer) из мафической магмы в салическую в процессе миксинга. При этом, содержания петрогенных оксидов в амфиболах и биотитах таких «псевдоморфоз» и темноцветах основной массы идентичны (Ubide et al., 2014). Другой возможный механизм появления гломероскоплений темноцветных минералов в гранитоидах композитных систем – это разрушение и перемещение фрагментов приконтактных зон, насыщенных биотитом (Farner et al., 2014; Wiebe, Hawkins, 2015).

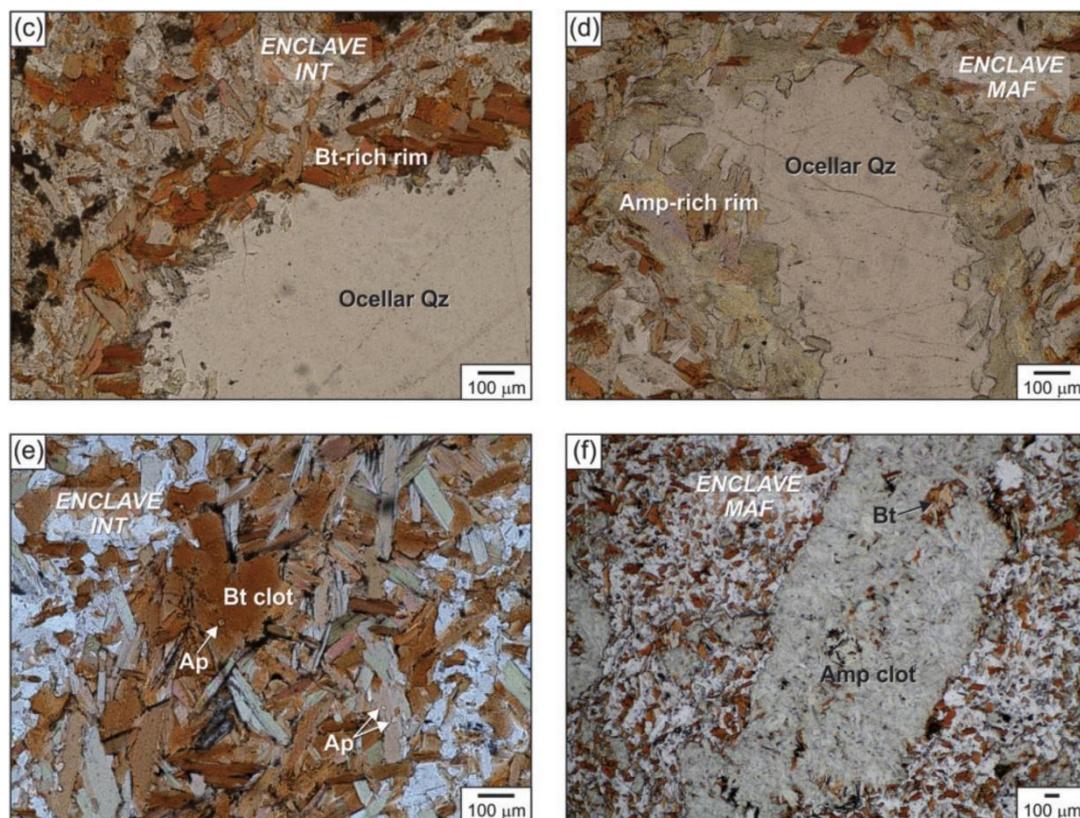


Рисунок 2.2. Примеры неравновесных петрографических структур в гибридных породах, формирующихся при взаимодействии контрастных по составу магм. *c, d* – кварцевые «глазки» с биотитовой (*c*) и амфиболовой оторочкой (*d*); *e, f* – биотитовые (*e*) и амфиболовые (*f*) гломероскопления (Ubide et al., 2014).

Кварцевые «глазки» (ocellary Qz), наравне с гломероскоплениями темноцветных минералов, являются наиболее типичной структурой для композитных магматических систем. Данная структура встречается в мафических породах и сложена резорбированным кварцем с амфибол-биотитовыми или биотитовыми каймами (Рисунок 2.2 *c, d*). Согласно (Bussy, Ayrton, 1990; Vernon, 1990; Hibbard, 1991), данные структуры возникают в результате механического переноса из кислых в более основные магмы кристаллов кварца. Краевые части захваченных ксенокристаллов растворяются и становятся предпочтительным субстратом для кристаллизации амфибола и биотита в магме основного или среднего состава. В работе (Janousek et al., 2004)

предложен аналогичный механизм, объясняющий повышенные содержания амфибола в диоритах на контакте с гранитоидами.

Согласно экспериментальным и теоретическим работам (Wyllie et al., 1962; Vernon, 1983; Hibbard, 1991; Piccoli, Candela, 2002), кристаллизация *игольчатого апатита* (Рисунок 2.3 *b*) и *лезвиеподобного биотита* (Рисунок 2.3 *G*) в магмах основного состава связана с их переохлаждением. В случае композитных магматических систем данные структуры также являются индикатором миксинга, поскольку такие условия обеспечиваются за счет повышенной скорости понижения температуры базитовой магмы при её взаимодействии с магмой кислого состава.

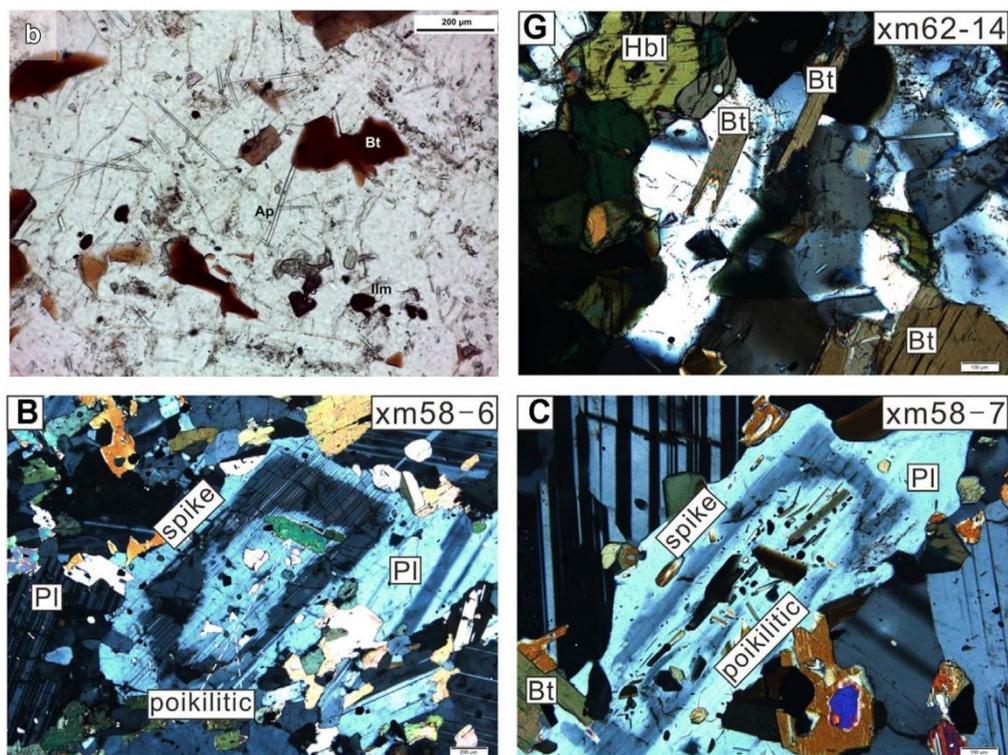


Рисунок 2.3. Примеры неравновесных петрографических структур в гибридных породах, формирующихся при взаимодействии контрастных по составу магм. *b* – игольчатый апатит (Clemens, Bezuidenhout, 2014); *G* – лезвиеподобный биотит; *B*, *C* – пойкилитовая структура, неоднородная зональность и узкие анортитовые зоны (spike) в низкокальциевых зонах плагиоклазов (Ma et al., 2021).

Наличие порфировых *пойкилитовых кристаллов полевых шпатов* в мафических породах интерпретируется как свидетельство транспорта твердых фаз из гранитоидной в основную магму (Barbarin, Didier, 1991; Hibbard, 1991; Waight et al., 2000). Перенос кристаллов в неравновесную более высокотемпературную систему приводит к их растворению. Локальное переохлаждение мафического расплава в обрамлении ксенокристов способствует зародышеобразованию темноцветных минералов. Последующее уравнивание системы и снижение температуры

кристаллизующейся магмы приводит к росту полевых шпатов, захваченных из гранитоидной магмы.

В данном случае возможно образование пойкилитовых структур, *инверсионной и неоднородной зональности в плагиоклазах, а также структур рапакиви и узких анортитовых зон в низкокальциевых зонах плагиоклазов* (Vernon, 1986; Barbarin, Didier, 1992; Baxter, Feely, 2002). В последнем случае возвращение к «нормальной» зональности может происходить вследствие установления равновесия с гибридным расплавом или повторного эпизода смешения, вследствие которого плагиоклаз возвращается в материнскую более кислую систему (Baxter, Feely, 2002).

Существование узких (до первых сантиметров) *насыщенных биотитом зон* в габброидах и диоритах на контакте с одновозрастными гранитоидами (Рисунок 2.4) является свидетельством рекристаллизации краевых частей консолидированных базитов вследствие воздействия остаточного гранитоидного расплава (Farner et al., 2014).

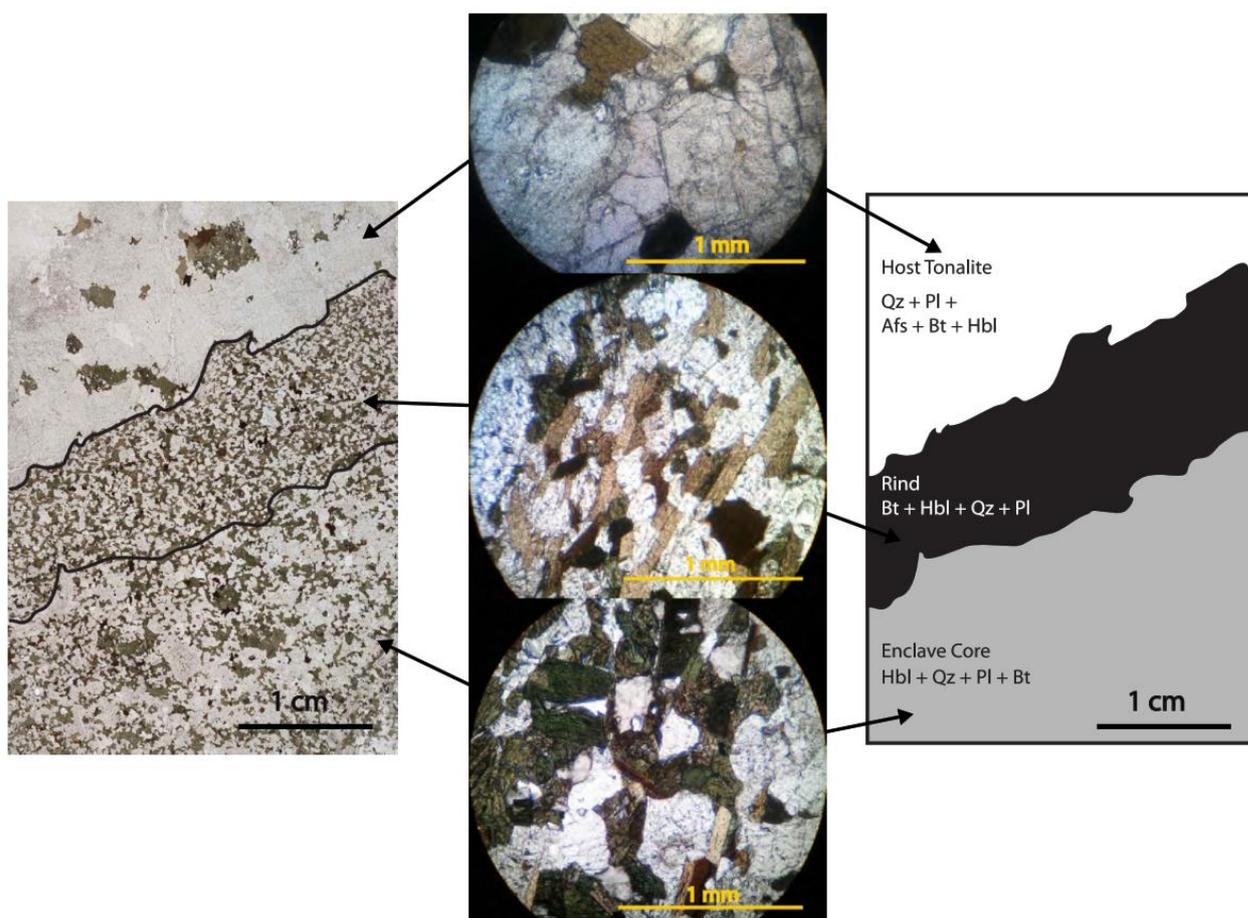


Рисунок 2.4. Петрографические особенности краевых зон магматических включений, насыщенных биотитом (Farner et al., 2014).

2.4. Типизация геологических объектов с признаками магматического миксинга

В основе типизации лежит понятие о начальной пространственной конфигурации смешивающихся магм. Выделяются плутоническая и дайковая конфигурации или условия смешения (Barbarin, 2005; Владимиров и др., 2019). В плутонических условиях образуются MASLI, ММЕ и синплутонические дайки, в дайковых условиях – комбинированные дайки. Необходимо отметить, что часто в литературе понятия минглинг, комбинированных и синплутонических даек имеют свободное употребление. В данной работе используется терминология, принятая в работе (Владимиров и др., 2019). Минглинг дайки – общий термин, включающий в себя понятия синплутонических и комбинированных даек. Критические различия между последними будут рассмотрены далее.

Габбро-гранитные расслоенные интрузии (mafic-silica layered intrusions, MASLI)

Габбро-гранитные (габбро-диоритовые) расслоенные интрузии или интрамагматические лавовые потоки (intramagmatic lava flows) представляют собой как правило многочисленные силлоподобные тела в базальной или средней части диоритовых (Chapman, Rhodes, 1992) или гранитоидных (Harper et al., 2004; Kamiyama et al., 2007; Morse, 2008; Turnbull et al., 2010; Wiebe, Hawkins, 2015) магматических камер.

В случае габбро-диоритовых расслоенных интрузий характерными структурами, указывающими на магматический миксинг, являются: а) сложные контакты основных и средних пород; б) фрагменты габбро сложной морфологии, изолированные от основного тела и «погруженные» в диоритовый матрикс; в) диоритовые «трубки» или «пальцы», пронизывающие габбро и ориентированные ортогонально подошве потоков; г) петрографические признаки, указывающие на переохладение основной магмы; д) ассимиляция диоритовых «трубок» в габброидном матриксе (Chapman, Rhodes, 1992) (Рисунок 2.5).

В случае габбро-гранитных расслоенных интрузий, несмотря на сохранение горизонтальной ориентировки главных интрузий габброидов, структуры магматического миксинга гораздо более разнообразны. В нижних частях таких плутонов фиксируются мощные силлоподобные пластины основных пород, разделенные тонкими «прожилками» и «трубками» кислых пород, близких по составу вмещающим гранитоидам. Краевые части габброидных «пластин» имеют минглинг контакты с гранитоидами, а также несут петрографические признаки быстрой кристаллизации.

Некоторые фрагменты габброидов изолированы от главных тел базитов и удалены на большие расстояния и насыщены ксенокристаллами, что сближает их с мафическими микрогранулярными включениями. Размер и петрографический состав включений варьируют, что интерпретируется как различная степень их гибридизации. Часто фиксируются разноориентированные рои таких включений. В кровельных частях композитных магматических

камер силлоподобные тела габброидов не наблюдаются. В то же время, значительно повышается содержание мафических включений и появляются крутопадающие базитовые и диоритовые дайки, имеющие с гранитоидами минглинг контакты (синплутонические дайки) и насыщенные ксенокристаллами, захваченными из вмещающей кислой магмы (Рисунок 2.6).

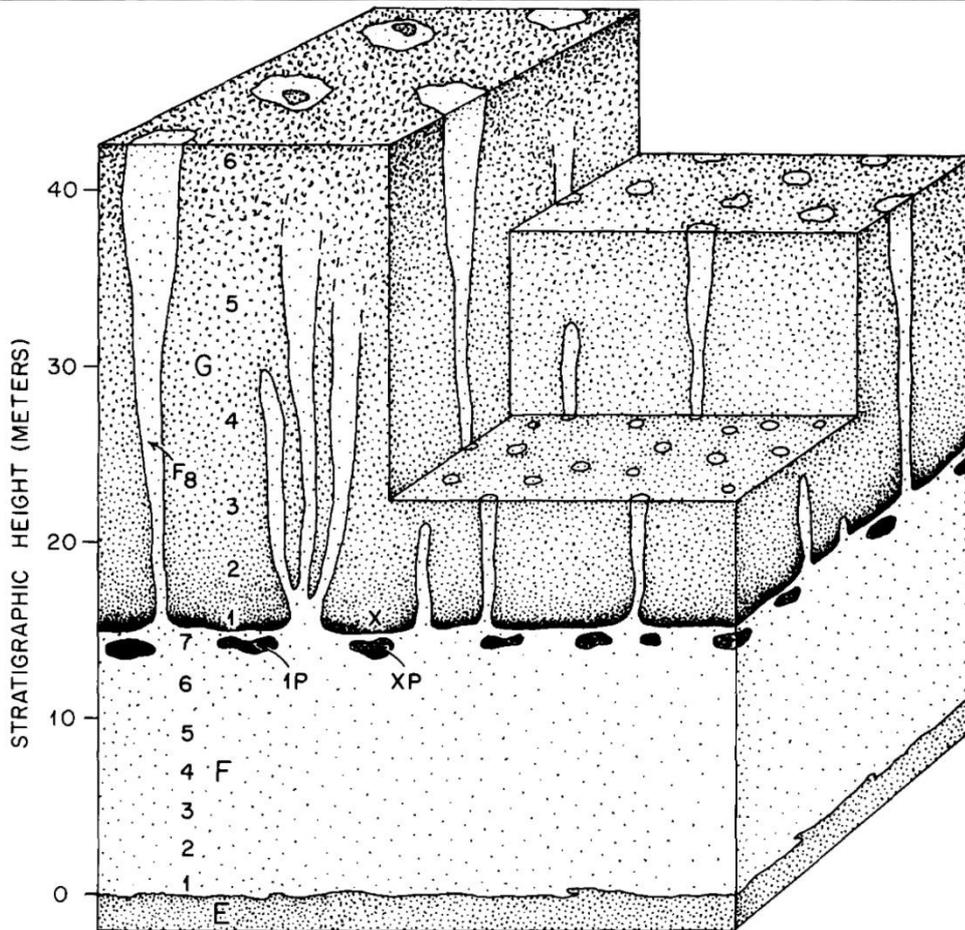
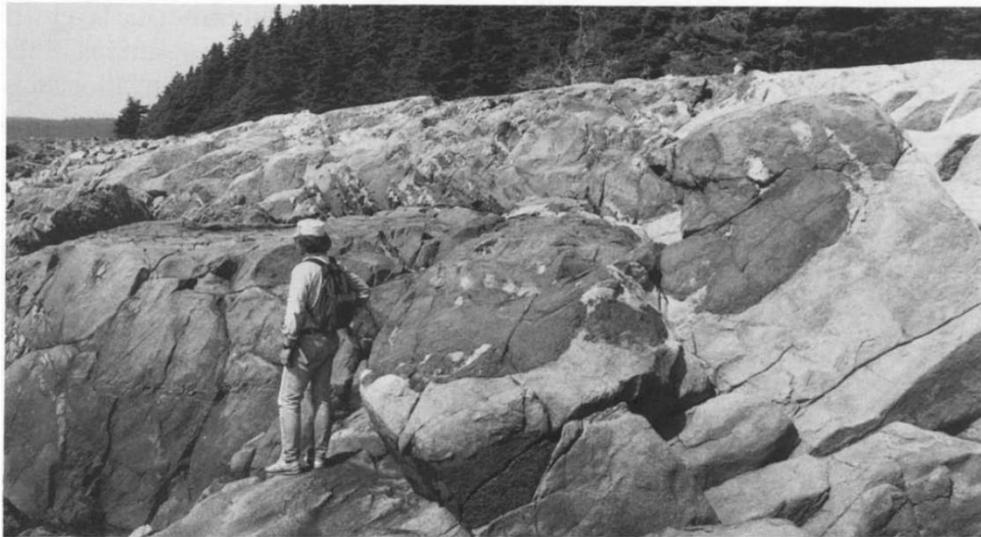


Рисунок 2.5. Вид на обнажение и модельное строение габбро-диоритовых интрамагматических лавовых потоков (расслоенных интрузий) (Chapman, Rhodes, 1992).

Согласно моделям (Chapman, Rhodes, 1992; Turnbull et al., 2010; Wiebe, Hawkins, 2015), образование пластообразных габброидных тел с признаками магматического миксинга в диоритовых и гранитоидных массивах происходит за счет многократного инъецирования основными магмами кристаллизующейся диоритовой или кислой камеры, соответственно. Внедрение габброидов протекает по реологической границе внутри камеры (между преимущественно кристаллической «кашей» в базальной части и более насыщенной жидкой фазой верхней частью камеры).

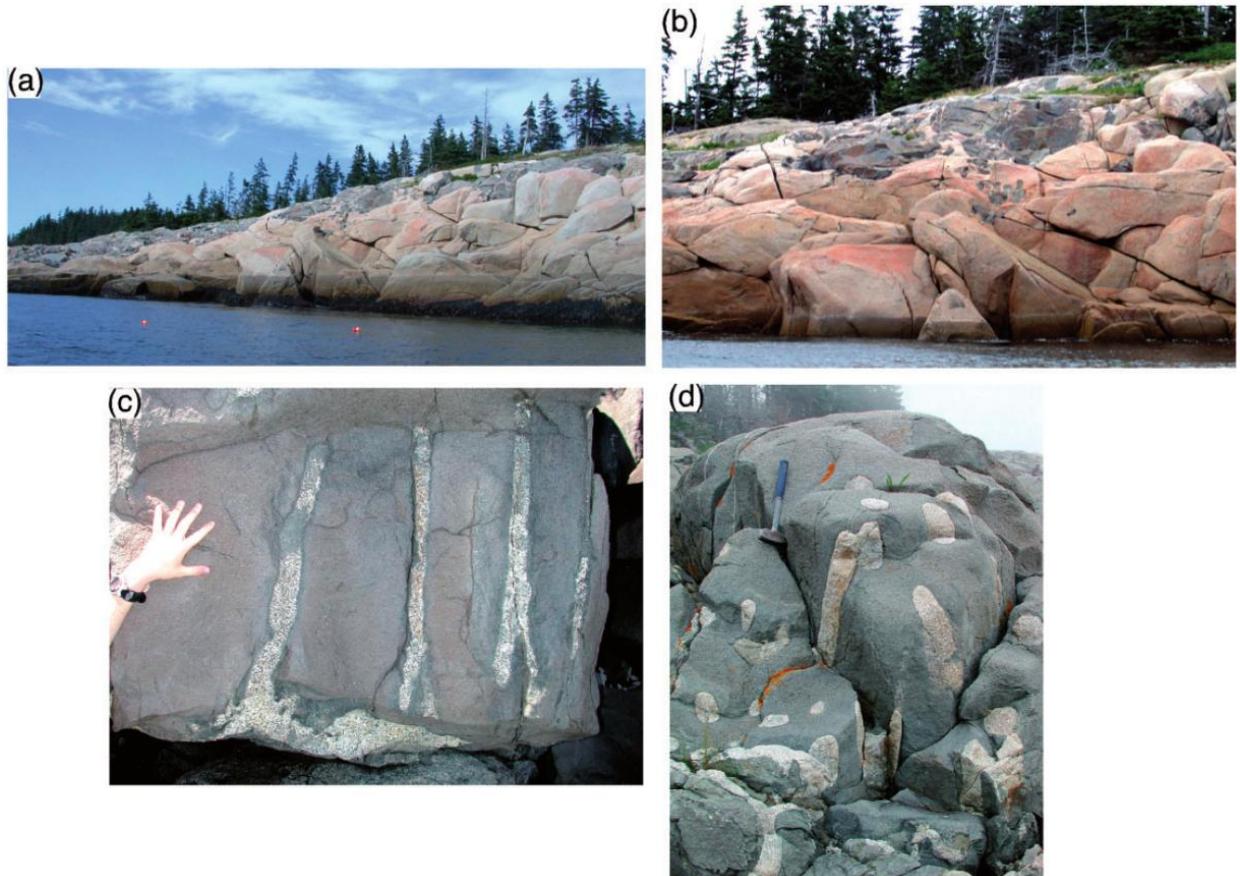


Рисунок 2.6. Внутреннее строение габбро-гранитных интрамагматических лавовых потоков (расслоенных интрузий) (Wiebe, Hawkins, 2015).

В случае камер среднего состава, плотностные эффекты и контраст вязкости обеспечивают фрагментацию подошвенных частей габброидных «силлов» с последующим осаждением отдельных порций основной магмы в диоритах. В то же время, диоритовая магма, находящаяся под габброидами, испытывает дополнительное тепловое воздействие со стороны основной магмы, что приводит к повышению мобильности остаточных расплавов. За счет того, что последние обладают меньшей плотностью, чем перекрывающие габброиды, происходит их выдавливание, приводящее к образованию диоритовых «трубок» в габброидах (удлиненных, но узких цилиндров или перевернутых конусов). Аналогичный механизм формирования

предполагается и для гранитоидных «трубок». За счет того, что контраст вязкости, плотности и температуры сосуществующих габброидов и гранитоидов выше, чем габброидов и диоритов, в композитной габбро-гранитной магматической системе формируются более сложные структуры.

Таким образом, общими закономерностями формирования MASLI являются (Turnbull et al., 2010; Wiebe, Hawkins, 2015): внедрение габброидной магмы в базальные или средние уровни магматической камеры, которое носит пульсационный характер и осуществляется на начальных этапах эволюции магматической системы; взаимодействие контрастных по составу магм протекает, преимущественно, по сценарию минглинга; свидетельства гибридизации фиксируются в изолированных фрагментах габброидов и преимущественно базитовых (синплутонических) дайках; внедрение габброидной магмы не прерывает процессы фракционирования в магматической камере кислого состава, что в результате приводит к большому разнообразию силикатных пород, участвующих в миксинге.

Магматические включения

Среди всех геологических объектов с признаками миксинга, в литературе наиболее часто фигурируют магматические микрогранулярные включения. Магматические включения являются частью более широкой группы мафических включений, объединяющей как продукты взаимодействия контрастных по составу магм (магматические включения), так и ксенолиты, реститы и автолиты (Didier, Barbarin, 1991).

В соответствии с цветовым индексом, выделяются мафические (ММЕ) и фельзические (ФМЕ) магматические включения (Didier, Barbarin, 1991; Temizel, 2014; Alves et al., 2015) (Рисунок 2.7). Происхождение фельзических включений может быть связано либо с будинированием и перемещением фрагментов гранитоидных/диоритовых «трубок» (элемента MASLI) (Turnbull et al., 2010), либо с инъецированием габброидной магматической камеры кислыми магмами (Temizel, 2014).

Непосредственно мафические магматические включения характерны как для батолитов (например, Didier, 1973; Didier, Barbarin, 1991; Burmakina, Tsygankov, 2013; Chen et al., 2016), так и для небольших гранитоидных тел (например, Furman, 2015; Yang et al., 2016; Хромых и др., 2018; Jafari et al., 2020). Как правило, включения составляют не более 1-2 объемных процентов гранитоидных плутонов и распределены либо относительно равномерно, либо формируют рои (Barbarin, 2005; Sarjoughian et al., 2012). Форма включений преимущественно сферическая и эллипсоидная, сложно устроенные минглинг контакты встречаются реже, чем линейные. Основным доказательством сосуществования гранитоидных и базитовых (диоритовых) магм являются идентичные значения возраста включений и вмещающих пород, а также комплекс петрографических неравновесных структур, характерных только для композитных систем.

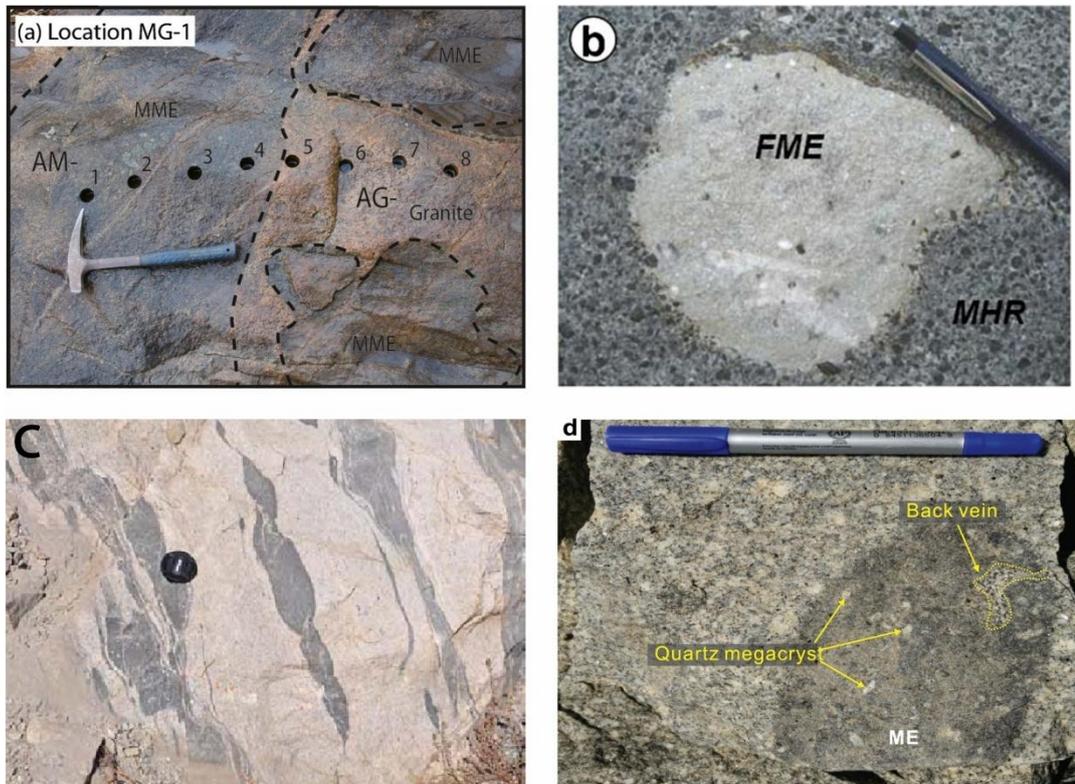


Рисунок 2.7. Фотографии обнажений магматических микрогранулярных включений. *a* – крупные (до 1 м) мафические включения диоритов (ММЕ) эллипсовидной формы в порфириовидных гранитах (Kim et al., 2014); *b* – фельзитическое включение монцосиенитов (FME) в габбро (MHR) (Temizel, 2014); *c* – ММЕ хрупко-пластично деформированные (Farner et al., 2014); *d* – ММЕ с признаками смешения на мезоуровне (Lei et al., 2021).

Модель образования мафических магматических включений предполагает инжектирование базальной части магматической камеры кислого состава более основной магмой с дальнейшим конвективным переносом изолированных порций мафической или гибридной магмы в верхние части камеры и совместной кристаллизацией (Bateman et al., 1963; Vernon, 1984; Frost et al., 1987; Bateman, 1995; Arvin et al., 2004; Barbey et al., 2008). Магматические включения всегда обладают признаками как механического миксинга, так и гибридации.

Наиболее часто обсуждаемыми ключевыми проблемами в понимании петрогенезиса магматических включений на сегодняшний день являются:

а) возникновение плотностной инверсии, обеспечивающей подъем фрагментов основной или средней магмы с дальнейшим конвективным переносом; б) определение условий гибридации включений (образование промежуточного гибридного слоя или гибридации во время транспорта); в) установление конкретных механизмов гибридации, обеспечивающих разнообразие вещественного состава включений; г) определение условий, в которых возможно существенное продление времени сосуществования контрастных магм, необходимое для выравнивания геохимического и изотопного состава включений и вмещающих гранитоидов.

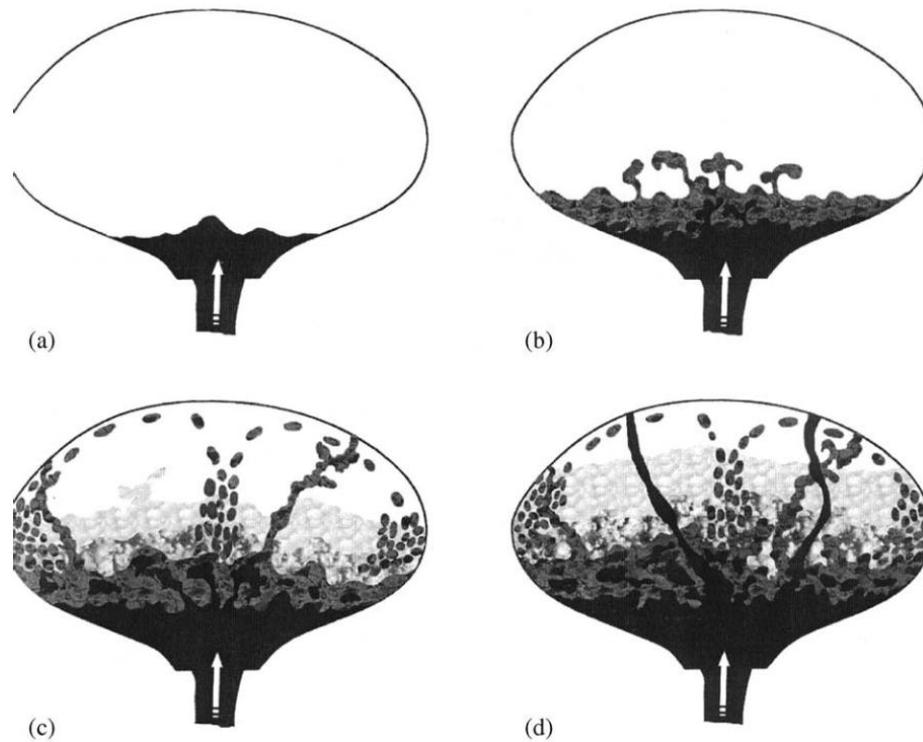


Рисунок 2.8. Обобщенная модель формирования ММЕ за счет образования промежуточного слоя гибридной магмы (Arvin et al., 2004): (а) внедрение мафической магмы в кислый магматический очаг; (б) взаимодействие между кислыми и мафическими магмами и развитие гибридной зоны; (с) продолжение смешения магм и развитие различных гибридных магматических зон. Дальнейшая конвекция приводит к рассеянию глобул гибридной магмы в верхние части магматического очага, где их слияние образует рои; (d) внедрение синплутонических даек на поздней стадии остывания магматического очага.

На примере мафических микрогранулярных включений в гранитоидных плутонах было предложено несколько механизмов образования гибридных зон, распространенных на контакте мафических и салических пород: а) изохимическая закалка более основных магм, попадающих в относительно низкотемпературную гранитоидную систему; б) механическое смешение (взаимный обмен кристаллами) контрастных магм; в) *in-situ* магматическая дифференциация базитовой магмы, г) рекристаллизация краевых частей включений после их консолидации.

Сценарий изохимической закалки (Blake et al., 1965; Didier, 1973; Furman, Spera, 1985; Wiebe et al., 1996; Barbarin, 2005) поддерживается тем фактом, что температуры ликвидуса и солидуса базитовых магм намного выше, чем температуры гранитных магм. Резкий градиент температуры сосуществующих магм приводит к быстрому охлаждению мафических включений, выражающимся в неравномерном распределении минеральных фаз в центральных и краевых частях включений. При этом, состав породообразующих минералов и валовый геохимический состав пород в разных частях включений не меняется. Данный механизм также предполагает, что приконтактные зоны образуются только на начальных стадиях эволюции композитной системы, когда доля расплава сосуществующих магм высока.

Сценарий минглинга предполагает, что валовый состав пород промежуточных зон должен находиться вдоль линейных трендов между конечными членами смешения. При этом, в случае малого времени сосуществования контрастных магм, составы породообразующих минералов будут неотличимы от таковых в материнских магмах. В случае продолжительного взаимодействия, краевые части некоторых твердых фаз (в основном полевых шпатов и амфиболов) могут нести признаки гибридизации (см. обзор в [Ubide et al., 2014](#)).

In-situ магматическая дифференциация базитовой магмы. Согласно ([Eberz, Nicholls, 1990](#)), геохимическая зональность (наличие промежуточных краевых зон) в мафических включениях является результатом переохлаждения и кристаллизации порций базитовой магмы непосредственно в гранитоидных плутонах. Предполагается, что кристаллизация протекает от краевых частей включений к центральным, а обогащение K_2O и несовместимыми элементами пород промежуточных зон вызвано диффузией из гранитоидной магмы во включение. Как и в случае с моделью изохимической закалки, образование краевых зон по данному сценарию возможно только на ранних стадиях развития композитной магматической системы.

Рекристаллизация краевых частей включений после их консолидации. Образование промежуточных зон, насыщенных биотитом, в краевых частях включений после кристаллизации порций мафической магмы описано в работе ([Farner et al., 2014](#)). Согласно предложенной модели, их образование происходит за счет воздействия остаточного кислого расплава и/или флюида. Рекристаллизация возможна при выполнении следующих условий: (1) активность K_2O и H_2O в остаточном гранитоидном расплаве находится в поле стабильности биотита; (2) включения и гранитоидная магма находятся в пределах термической стабильности биотита; (3) скорость транспорта K_2O во включение достаточно высока.

Минглинг дайки

Необходимо отметить, что, как и в случае с понятиями магматический минглинг, миксинг и гибридизация, в современной литературе отсутствуют четкие правила использования терминов, связанных с минглинг дайками. Наиболее часто используется термин «комбинированные дайки» (composite dikes) без конкретизации условий смешения контрастных магм (плутонических или дайковых). Однако, как было показано в работе ([Владимиров и др., 2019](#)), различия в обстановках смешения играют ключевое значение при идентификации механизмов образования даек. В данной работе принято, что минглинг дайки – это общий термин, включающий в себя понятия синплутонических и комбинированных даек. В основе данной классификации лежат следующие генетические аспекты:

Первым ключевым моментом в отличии минглинг даек, распространенных в кислых или средних породах крупных плутонов и не имеющих с ними четких контактов (синплутонические дайки), от комбинированных базит-гранитоидных даек, является малый размер и относительная

изолированность дайковых комплексов от внешних тепловых источников. Как следствие, консолидация гранитоидной составляющей и комбинированной дайки в целом будет происходить существенно быстрее, чем консолидация контрастных магм в пределах крупных магматических камер. Особенно это касается верхних (гипабиссальных) уровней земной коры. Иными словами, времени для минглинга, и тем более, гомогенизации контрастных магм в дайковых комплексах практически нет.

Вторым ключевым моментом в различии синплутонических и комбинированных даек является разнообразие источников силикатных пород. Если для магматических камер он изначально известен – это, собственно, внутрикамерные магмы кислого состава, то для комбинированных даек их происхождение может быть различным.

Третий ключевой момент заключается в отличии обстановок (места) смешения контрастных магм. При классическом «плутоническом» магматическом минглинге это внутрикамерные события. В случае комбинированных даек миксинг может протекать как в промежуточной камере с последующим транспортом композитной смеси по ослабленным зонам во вмещающих породах, так и в подводящем канале (непосредственно в пределах дайки).

В данной диссертационной работе изученные минглинг дайки разделены на группы синплутонических и комбинированных. Комбинированные дайки отличаются от простых базитовых и гранитоидных даек тем, что это композитные магматические тела, сложенные базитами и гранитоидами с минглинг взаимоотношениями. Как и простые дайки, они имеют секущие контакты с вмещающими породами. Синплутонические дайки также сложены базитами и гранитоидами, однако, в отличие от комбинированных, не имеют секущих контактов с вмещающими породами. Это обусловлено тем, что в качестве силикатной компоненты синплутонических даек выступают непосредственно вмещающие гранитоиды.

Другой подход в классификации минглинг даек, более распространенный в литературе, является морфологическим (Snyder et al., 1997; Wiebe, Ulrich, 1997). В соответствии с данным подходом выделяется два типа минглинг даек. Тип 1 – дайки с силикатными породами в краевых частях и основными (средними) породами в центральных. Мафическая составляющая либо слагает овальные и округлые нодули в силикатной, либо образует сетчатые существенно основные дайки (net-veined intrusions). Тип 2 – дайки с кислой внутренней частью и основными породами в краях. Несмотря на свою простоту, морфологический подход в классификации минглинг даек обладает рядом недостатков. Основным является отсутствие связи между типом дайки и генетической интерпретацией (механизмом формирования).

Так, для минглинг даек первого типа предложено несколько моделей образования, иногда повторяющие таковые для даек второго типа. Модель 1. Ремобилизация остаточных кислых расплавов за счет внедрения основной магмы в камеру с последующим смешением и внедрением

гетерогенной композитной смеси в виде даек (Blake et al., 1965). Модель 2. Внедрение гранитоидов в камеру основного состава, приводящее к гравитационному осаждению основной магмы в осевую зону дайки и последующему смешению (Wiebe, 1987). Модель 3. Вскрытие расслоенной габбро-гранитной магматической камеры и формирование минглинг даек вне камеры (Koyaguchi, Takada, 1994).

Согласно (Kanaris-Sotiriou, Gill, 1985; Wiebe, Ulrich, 1997), минглинг дайки второго типа образуются в приповерхностных плутонических или субвулканических системах. Предполагается, что базитовая магма прорывает гранитоидную камеру и вмещающие ее консолидированные породы, формируя минглинг дайки вне камеры.

Другим недостатком морфологической классификации является то, что в реальности разнообразие внутреннего строения минглинг даек (в особенности комбинированных) не ограничивается двумя типами. Другими словами, если при типизации минглинг даек учитывать лишь особенности их внутреннего строения, то количество выделяемых типов может приблизиться к количеству классифицируемых объектов.

Как отмечалось выше, в генетической классификации минглинг даек выделяются синплутонические и комбинированные дайки. Синплутонические дайки распространены как в гранитоидных, так и в сиенитовых и диоритовых плутонах. Они сложены преимущественно габброидами или диоритами, средние или кислые породы «матрикса» составляют 10-30% объема (Furman, Spera, 1985; Barbarin, 2005; Скляров, Федоровский, 2006; Litvinovsky et al., 2012; Владимиров и др., 2019).

В отличие от роев мафических включений, нодулы базитов или диоритов в синплутонических дайках имеют уплощенную форму, вытянутую в вертикальной плоскости. Другим отличием является преобладание сложных минглинг контактов над линейными. Как и в случае роев магматических включений, в качестве салической составляющей синплутонических даек выступают непосредственно вмещающие гранитоиды, а в мафических породах широко распространены неравновесные структуры. Поскольку формирование синплутонических даек происходит в условиях магматической камеры, то набор основных вопросов, касающихся механизмов их образования такой же, как и в случае мафических включений.

В работе (Barbarin, 2005) предложена модель формирования преимущественно базитовых синплутонических даек (composite dike на Рисунке 2.9) и ассоциирующих с ними роев и одиночных мафических включений. Согласно данной модели, их образование отвечает временному ряду включения - синплутонические дайки - базитовые дайки. Главным фактором, определяющим тип формирующихся структур, является реологическое состояние (степень раскристаллизованности) вмещающей гранитоидной магмы.

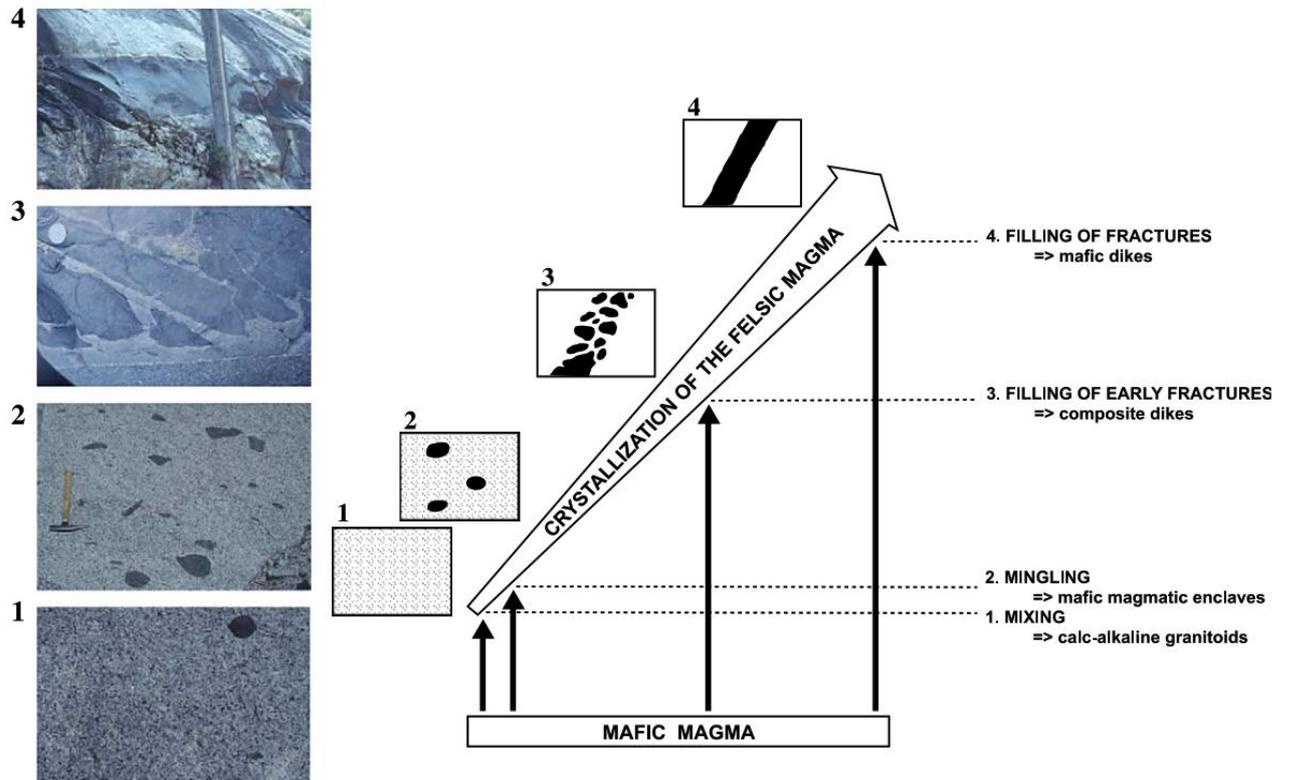


Рисунок 2.9. Принципиальная схема формирования различных типов мафических интрузий в зависимости от степени кристалличности вмещающих гранитоидов (плутон Dinkey Creek, Калифорния) (Barbarin, 2005).

Глава 3. Геология Западного Сангиленга

Сангиленский фрагмент (Сангиленский выступ или блок) представляет собой юго-западную краевую часть Тувино-Монгольского массива (ТММ) (Кузьмичев, 2004) – крупнейшего микроконтинента в складчатом обрамлении Сибирской платформы (Рисунок 3.1 а). ТММ является докембрийским террейном и имеет тектонические границы с окружающими блоками, вследствие чего рассматривается как самостоятельная единица в структурах Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) (Кузьмичев, 2004). Северо-западной границей Сангиленского блока является Агардагская сутура, сочленяющая структуры Сангиленского блока, ТММ и Таннуольского венд-раннекембрийского островодужного террейна (Рисунок 3.1 б, 3.2).

В ранних работах геологическое строение западной части Сангиленского выступа было охарактеризовано как двухъярусное. Было выделено два принципиально разных вещественных комплекса. Нижний ярус – глубокометаморфизованные метатерригенные толщи (тесхемская и мугурская свиты). Верхний ярус – слабо- или неметаморфизованные терригенно-карбонатные отложения сангиленской серии венда (аналог хубсугульской серии, широко распространенной в остальных частях ТММ). Считалось, что метатерригенные образования кристаллического фундамента (тесхемской и мугурской свит) испытали региональный метаморфизм в глубоком докембрии (Геология СССР..., 1966; Лепезин, 1978; Митрофанов, Козаков, Палей, 1981). Магматические комплексы фундамента считались архейскими, а жильные граниты и пегматиты, прорывающие породы терригенно-карбонатного чехла (сангиленской серии), – протерозойскими (Рогов, Никитин, 1969; Рогов, Шенкман, 1972; Митрофанов, Козаков, Палей, 1981).

В дальнейшем, в работах (Гибшер и др., 1983, 1987; Гибшер, Терлеев, 1992; Терлеев и др., 1988, Беляев и др., 1987, 1988; Беляев, Терлеев, 1988, 1990) показано, что сангиленская серия представляет собой аллохтон (тектонически «сорванный» терригенно-карбонатный чехол), встречающийся в виде останцов различной формы и размеров с большим количеством окон и полуокон. В нижних частях разреза повсеместно фиксируются зоны брекчирования и милонитизации с признаками пластического течения, милонитизированные карбонатные породы с обломками метаморфических и магматических пород.

Еще в самых ранних работах по изотопному датированию метаморфических и магматических пород фундамента было показано (Лебедев и др., 1991, 1993; Петрова, Костицын, 1997), что он представляет собой не выступ древнего архей-раннепротерозойского фундамента, а является раннекаледонским полиметаморфическим комплексом, образованным по ранне-, среднерифейским существенно терригенным толщам.

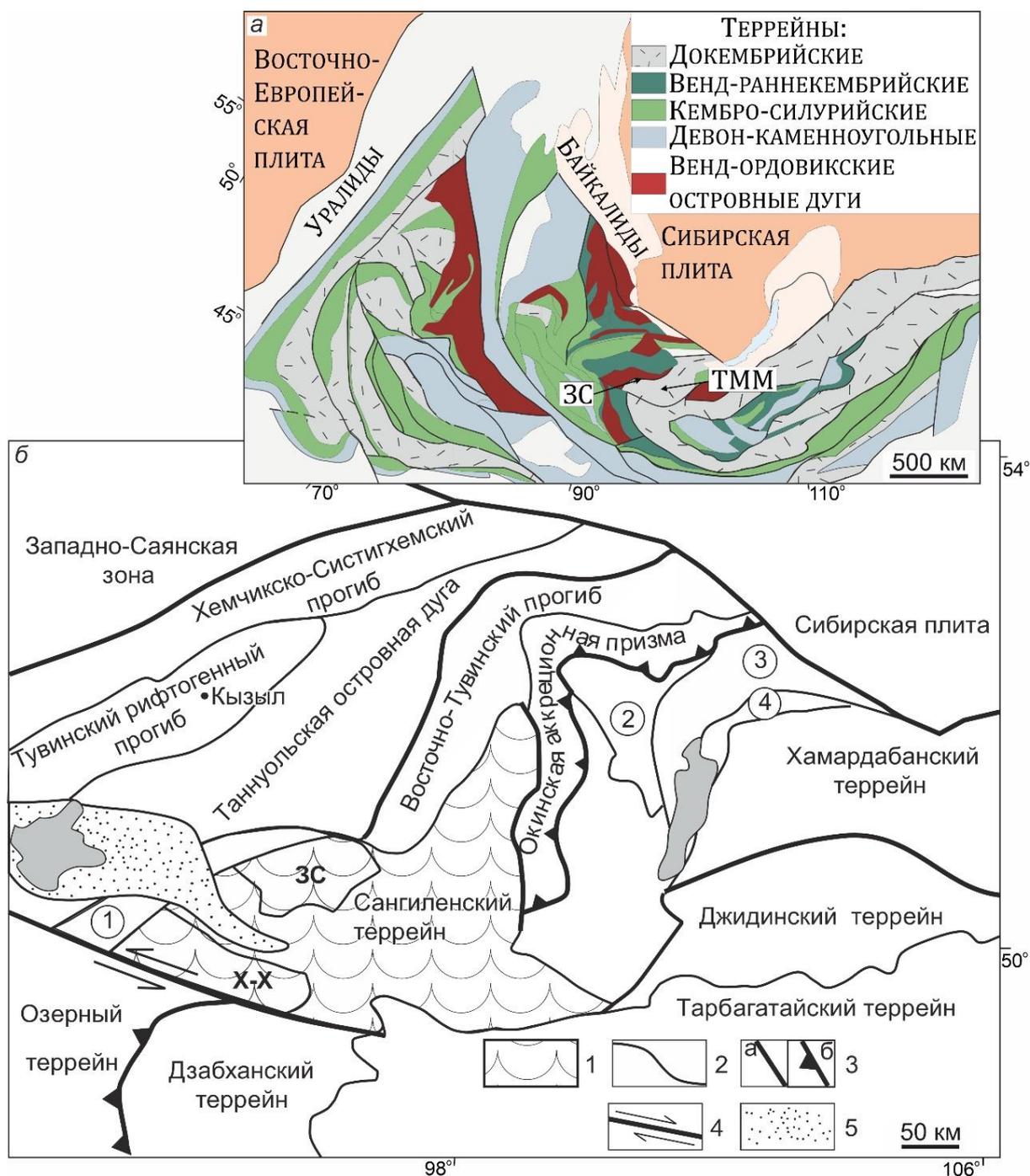


Рисунок 3.1. Положение Тувино-Монгольского массива в структурах ЦАСП. *а* – упрощенная тектоническая схема ЦАСП по (Lehmann et al., 2010, составлена на основе Sengor et al., 1993; Xiao et al., 2008). ТММ – Тувино-Монгольский микроконтинент, ЗС – Западный Сангилен; *б* – Структурно-тектоническая схема Северной Монголии и примыкающей части Алтае-Саянской области по (Полянский и др., 2023, составлена на основе Кузьмичев, 2004; Монгуш, 2012; Ярмолук, Дегтярев, 2019). 1 – Сангиленский террейн (показаны блоки Западный Сангилен (ЗС) и Хан-Хухей (Х-Х)); 2 – границы между структурными элементами; 3 – разломы неопределенной кинематики (а), надвиги (б); 4 – сдвиги; 5 – кайнозойские осадочные породы. Цифры в кружках – террейны: 1 – Агардагский, 2 – Дархатский, 3 – Гарганский, 4 – Ильчирский.

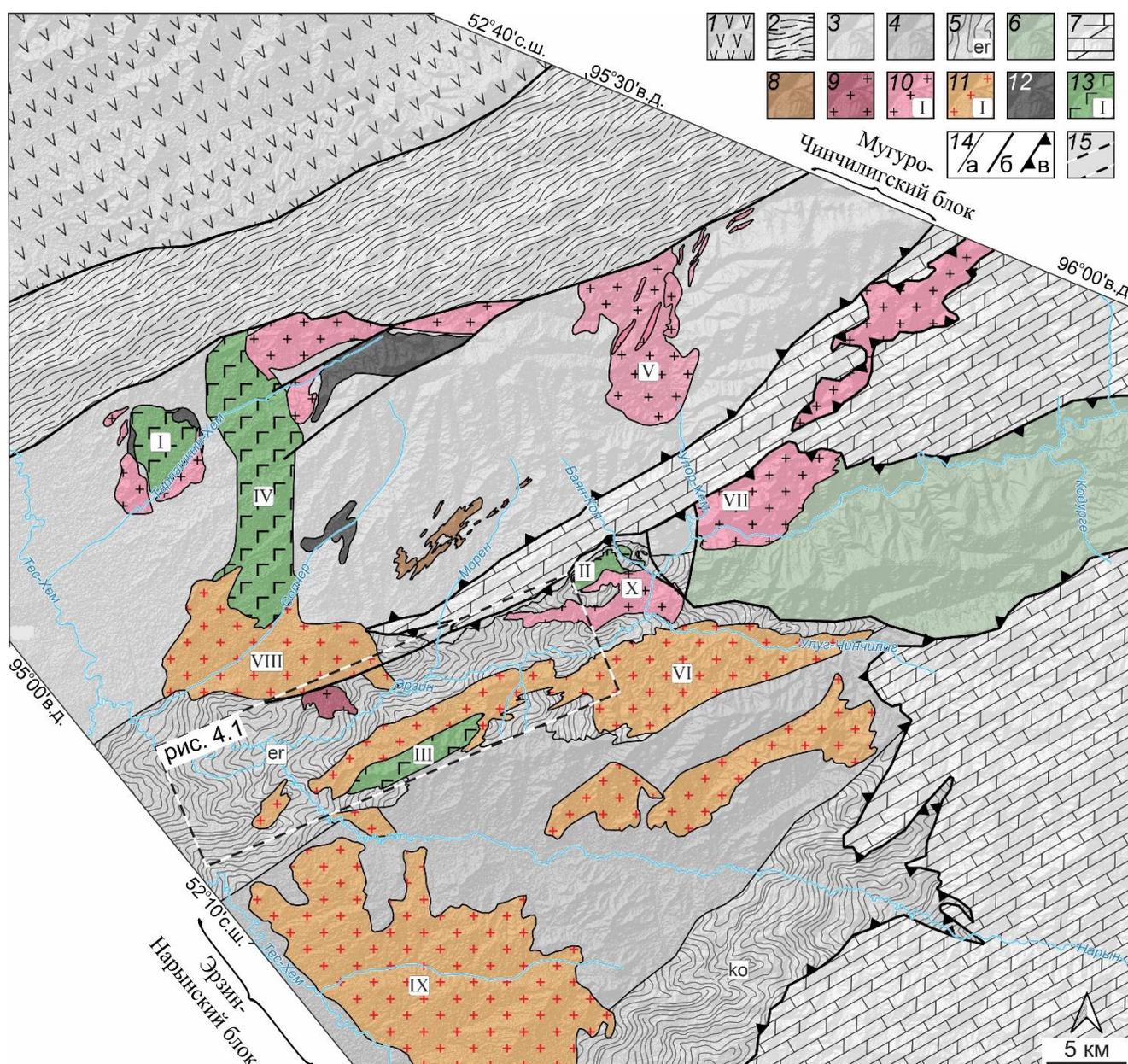


Рисунок 3.2. Схема геологического строения Западного Сагила по (Владимиров и др., 2005, 2017; Кармышева и др., 2022a). 1 – Таннуольская островная дуга; 2 – офиолиты Агардагской зоны; 3-6 – метаморфические комплексы: 3 – моренский, 4 – тесхемский, 5 – эрзинский, 6 – чинчиллигский; 7 – терригенно-карбонатные породы сагиленской серии; 8-11 – гранитоидные массивы: 8 – ортоадырского комплекса, 9 – Матутский гнейсогранитный I-типа, 10 – прочие массивы I-типа; 11 – ухадагского комплекса (А-тип); 12 – гипербазитовые массивы; 13 – габбро-монцодиоритовые массивы; 14 – геологические границы: а – магматических и метаморфических комплексов, б – крутопадающие разломы, в – надвижки; 15 – область исследований. Буквенные обозначения отвечают распространению пород эрзинского комплекса в пределах Эрзинской (er) и Кокмолгаргинской (ко) тектонических зон. Римские цифры обозначают магматические массивы: I – Правотарлашкинский, II – Баянкольский габбро-монцодиоритовый, III – Эрзинский, IV – Башкымугурский, V – Улорский, VI – Нижнеэрзинский, VII – Нижнеулорский, VIII – Ухадагский, IX – Тесхемский, X – Баянкольский гранодиоритовый.

3.1. Тектоническая эволюция структур Западного Сангиленга

Вещественные комплексы Западного Сангиленга сформировались в раннем палеозое в ходе коллизионного скучивания разнородных фрагментов коры: Таннуольской островной дуги, Агардагского задугового бассейна и Тувино-Монгольского микроконтинента (Гоникберг, 1997, 1999; Козаков и др., 1999; Гибшер и др., 2000; Кузьмичев, 2004; Владимиров и др., 2005). Нижний структурный ярус региона исследований обладает блоковым строением (Рисунок 3.2): выделяются Мугуро-Чинчилигский и Эрзин-Нарынский тектонические блоки, а также Эрзинская и Кокмолгаргинская сдвиговые зоны. Последние представляют собой проникающие области высокотемпературной милонитизации и вязко-пластичного течения горных пород (Владимиров и др., 2005).

Наиболее полная модель тектонической эволюции структур Западного Сангиленга и сопряженных террейнов, учитывающая структурно-кинематические и геохронологические данные, сформулирована в работе (Владимиров и др., 2005) и уточнена в (Владимиров и др., 2017). Согласно данной модели, геологические комплексы региона были сформированы в ходе аккреционно-островодужного (570-535 млн лет) и коллизионного (535-440 млн лет) этапов тектоногенеза (Рисунок 3.3).

Аккреционно-островодужный этап (570-535 млн лет) характеризуется обстановками сжатия, компенсиремыми субдукционно-аккреционными процессами при косой коллизии Таннуольской островодужной системы с Тувино-Монгольским микроконтинентом. Начало активных горообразовательных процессов связывается с «запиранием» субдукции в условиях продолжающегося сжатия и началом «жесткого» коллизионного взаимодействия островной дуги с микроконтинентом в период 535–495 млн лет. Последовательное утолщение коры за счет прекращения субдукции, а также вовлечения аккреционных, окраинно- и внутриконтинентальных осадочных комплексов в пликативные и надвиговые структуры оказалось достаточным для проявления в основании горноскладчатого сооружения метаморфизма ставролит-кианитового типа.

При этом, время заложения Эрзинской и Кокмолгаргинской тектонических зон не может быть моложе возрастного рубежа 520 млн лет (верхней возрастной границы ставролит-кианитового метаморфизма). С этим же возрастным рубежом связывается повышение уровня метаморфизма до амфиболитовой фации, а в пределах проницаемых тектонических зон – до гранулитов и локально – в зонах растяжения и инъецирования базитов до гранулитов НТ/ЛР типа.

Рубеж 495 млн лет в пределах Западно-Сангиленского фрагмента коллизионной области ТММ характеризуется сменой тектонического режима. Происходит переход от косоугольного сжатия (транспрессии) к косоугольному растяжению (транстенсии), идентифицируемый по смене кинематики деформаций со взбросовой на левосдвиговую. Индикатором этих событий

служат глубинные сейсмостектониты, которые «запечатаны» дайками лейкогранитов (486 ± 2 млн лет) (Karmysheva et al., 2021). Этап позднеколлизионного растяжения характеризуется активным базитовым и гранитоидным магматизмом вплоть до рубежа 465 млн лет (Рисунок 3.3).

Данная модель коллизионного орогенеза легла в основу визуальной реконструкции тектонической истории развития структур региона с отражением процессов базитового магматизма и сопряженного метаморфизма (Семенов, Полянский, 2023) (Рисунок 3.4).

3.2. Метаморфические комплексы Западного Сангилен

Метаморфические породы на территории Западного Сангилен имеют широкое распространение и отвечают разным типам метаморфизма. Выделяются моренский, тесхемский, эрзинский и чинчилигский метаморфические комплексы, а также контактовые ореолы в экзоконтактах габбро-монцодиоритовых и гранитоидных массивов (мугурский комплекс).

Одними из наиболее распространенных в регионе метаморфитами являются породы моренского комплекса. Они занимают обширную площадь от Агардагской сутуры до р. Эрзин (Рисунок 3.2), соответствуют региональному метаморфизму умеренных давлений и температур Ку-Sil типа с критической ассоциацией St-Ky-Grt. Породы сланцеватые, с тонкой и грубой полосчатостью. Оценки P-T параметров метаморфизма варьируют в диапазоне $550-750^{\circ}\text{C}$ и 6-10 кбар: $620-700^{\circ}\text{C}$, 6-8 кбар (Владимиров, 1987), $550-650^{\circ}\text{C}$, 6-8 кбар (Каргополов, 1997), $\sim 750^{\circ}\text{C}$, 9-10 кбар (Козаков, 1986). Первые оценки верхней возрастной границы метаморфизма основывались на датировках магматических цирконов из неметаморфизованных лейкократовых тоналитов ортоадырского комплекса, полученные значения отвечают рубежу ~ 536 млн лет (Козаков и др., 1999). Изотопно-геохронологические исследования метаморфических кайм цирконов (SIMS) из Grt-St-Ky-Ms сланцев позволили оценить возраст метаморфизма как 515.7 ± 6.9 (Гибшер и др., 2017). Наиболее древние Ar-Ar (мусковит) значения возраста, полученные для данных пород, составляют 513-511 млн лет (Травин и др., 2006).

Тесхемский комплекс, соответствующий метаморфизму And-Sil типа, простирается от р. Эрзин до хр. Хан-Хухей (Северная Монголия) (Рисунок 3.1, 3.2). Породы комплекса представлены кристаллическими сланцами (выделяются различные ассоциации с Grt, And, Sil, Crd, Орх, Kfs, Spl), гнейсами, мигматитами, горизонтами амфиболитов, пара- и автохтонными гранатсодержащими гнейсогранитами. Пиковые значения давлений и температур метаморфизма (ассоциация Grt + Crd + Bt + Sil + Kfs + Qtz \pm Pl, блок Хан-Хухей) отвечают значениям $860-880^{\circ}\text{C}$ и ~ 7 кбар (Полянский и др., 2023). Для комплекса характерно неравномерное по площади развитие малоглубинных (НТ-LP) гранулитов, зональность и «пятнистость» (Каргополов, 1997; Изох и др., 2001; Полянский и др., 2019; Karmysheva et al., 2021).

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ, ПЕРИОДЫ, СТАДИИ	РУБЕЖИ млн лет	ТЕКТОНИКА (ключевые события и рубежи)	МЕТАМОРФИЗМ (* контактовый)	МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ И МАССИВЫ
Постколлизийный период (внутриплитный)	440	Период 465-440 млн лет: Атектонический период. Локальные проникающие хрупкие нарушения.	Период 465-440 млн лет: Прогрессивный, динамо-термальный и контактовый метаморфизм отсутствует.	Период 465-440 млн лет: Агардатский базальтоидный комплекс щелочных даек Нарынский пикродолерит-лейкогранитный дайковый комплекс
	Поздне-коллизийная стадия	465	Период 485-465 млн лет: Возрастание роли растяжения на фоне сдвиговых деформаций (транстенсия). Дальнейшее растяжение и углоение земной коры. Фрагментация Мугуро-Чинчилгиского тектонического блока на Мугурский и Тарлашикхемский. Смятие Эраин-Нарынского и Нарынского тектонических блоков. Вертикальная фрагментация коллизийного орогена с формированием системы Сангиленских детачментов.	Период 495-465 млн лет: Синтектонический полистадийный динамо-термальный метаморфизм (мугурский комплекс, М3), V-Ms-And-Sil ассоциация, эпидот-амфиболитовая фация, (комплекс «теплого пятна»).
Стадия коллизийного орогена (коллизийный период)		485	Период 495-485 млн лет: Реактивация (левосторонний сдвиг) Западно-Сангиленской сдвиговой системы с фрагментацией милонитов Эраинской и Комюлгаргинской сдвиговых зон. Возрастной рубеж ~ 495 млн лет: Прогрессивная смена кинематики деформаций от взбросовой на левосдвиговую (транспрессия).	Контактовый метаморфизм М3*. М3* - 465 млн лет, Башкымугурский габброидный массив. М3* - 475 млн лет, Нижнеулгорский гранитоидный массив. М3* - 485 млн лет, Ухадатский гранитоидный комплекс. М3* - 495 млн лет, Баянкольский габброидный массив.
Коллизийная стадия	495	Возрастной рубеж ~ 525 млн лет: Заполнение Западно-Сангиленской сдвиговой системы (Эраинская и Комюлгаргинская проникающие тектонические зоны), фрагментация орогена на тектонические блоки (Мугуро-Чинчилгиский, Эраин-Нарынский и Нарынский).	Возрастной рубеж ~ 525 млн лет: Синтектонический метаморфизм (эраинский комплекс, М2 и М2*) в пределах Эраинской и Комюлгаргинской тектонических зон. М2 - «пятнистый» динамо-термальный метаморфизм от амфиболитовой фации до гранулитов умеренных и повышенных давлений. М2* - гранулиты HT/LP типа, контактовый метаморфизм.	Возрастной рубеж ~ 525 млн лет: Мугурский гранитный массив Правотарлашкинский троктолит-анортозит-габбровый комплекс
	Ранне-коллизийная стадия	525	Период 535-525 млн лет: Интенсивный рост горно-складчатого сооружения (удвоение коры, надрывы и складчатость).	Период 535-525 млн лет: Прогрессивный динамо-термальный метаморфизм (моренский комплекс, М1) от зеленосланцевой до верхов эпидот-амфиболитовой фации повышенных давлений (St-Ky ассоциация).
Аккреционно-островодужный период (обстановки сжатия)	570	Период 560-535 млн лет: Плоскитивные структуры и надрывы. Заполнение Агардатской сугуры и формирование структуры ее обрамления. Период 570-560 млн лет: Накопление осадочных и осадочно-вулканических толщ задугового бассейна на окраине Тувино-Монгольского массива.	Период 570-535 млн лет: Прогрессивный зеленосланцевый метаморфизм, М0 регионального типа, связанный с накоплением осадочных и осадочно-вулканических толщ задугового бассейна на окраине Тувино-Монгольского массива	Период 570-535 млн лет: Карашатский перидотит-пироксенит-габбровый комплекс Акдоуаракский дунит-гарцбургитовый комплекс Сопчерский дунит-гарцбургитовый комплекс Кускунугский толеитовый комплекс

Рисунок 3.3. Корреляция тектонических, метаморфических и магматических событий в эволюции ранних каледонид Западного Сангилен (ЮВ Тува). Составлена В.Г. Владимировым, И.В. Кармышевой, В.А. Яковлевым, Д.В. Семеновым, А.Е. Смоляковой по материалам (Владимиров и др., 2005, 2017, с изменениями и дополнениями).

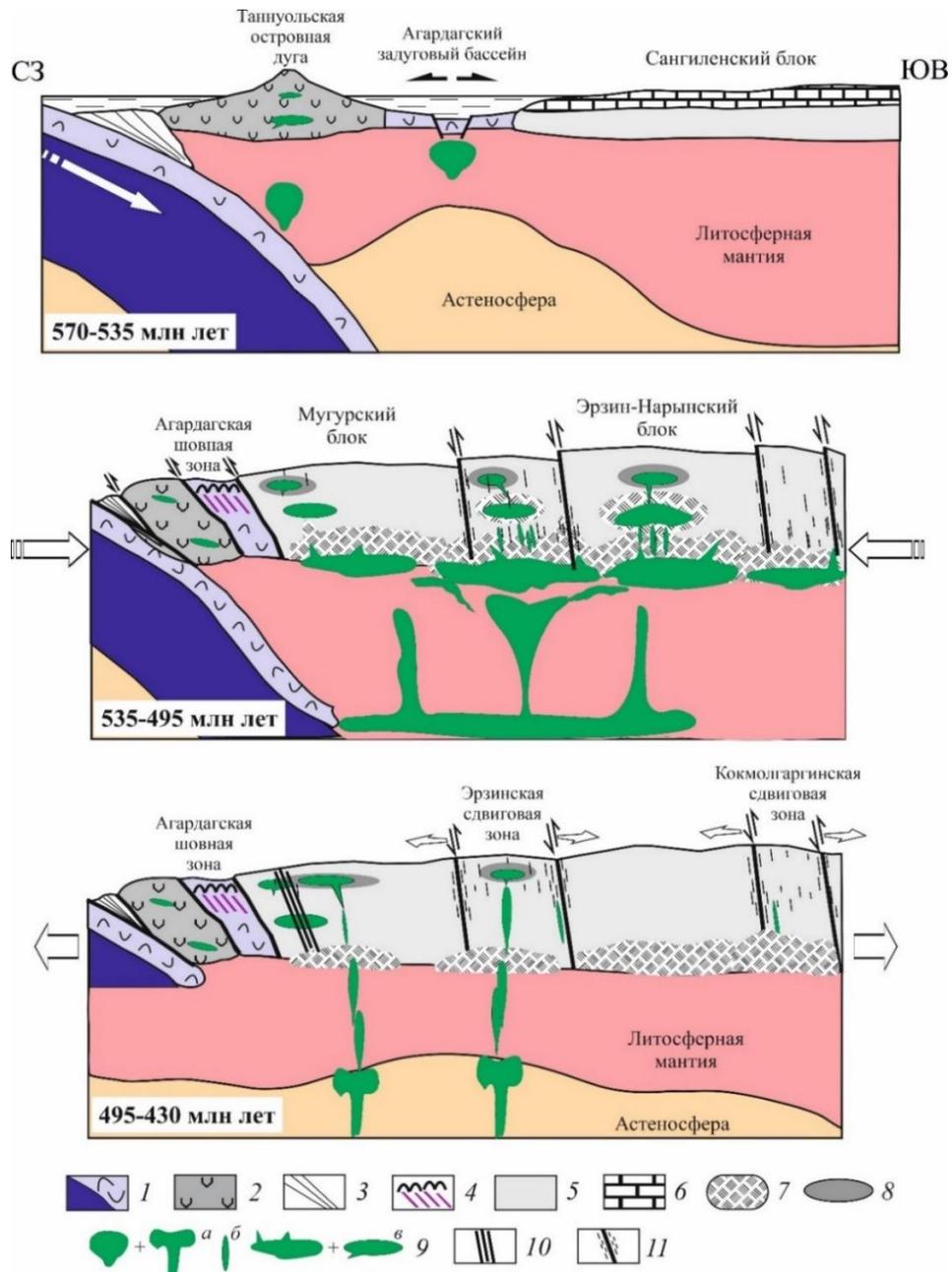


Рисунок 3.4. Реконструкция тектонической истории с отражением процессов базитового магматизма и сопряженного метаморфизма Сангиленского блока ранних каледонид на западной окраине Тувино-Монгольского континента по трем возрастным интервалам (Семенов, Полянский, 2023, с изменениями). 1 – океаническая кора и литосферная мантия; 2 – Таннуольская островная дуга; 3 – аккреционная призма; 4 – офиолиты Агардагской зоны; 5 – метаморфические комплексы коры Сангиленского блока – Grt-St-Ky сланцы (Ky-Sill типа); 6 – карбонаты чехла Сангиленского блока; 7–8 – ареалы высокоградиентного метаморфизма: 7 – УНТ гранулитовый метаморфизм в нижней/средней коре, 8 – гранулитовая зона НТ/LP метаморфизма в верхней коре (And-Sill типа); 9 – мантийные базитовые расплавы: а – области магмогенерации, б – магмоподводящие каналы, в – интрузивные камеры; 10 – дайки агардагского комплекса; 11 – разломы.

Выделяется как минимум два этапа метаморфизма тесхемского комплекса, верхние границы которых определены U-Pb датированием магматических цирконов из параавтохтонных гранитов комплекса: 517 ± 17 млн лет и 483 ± 2 млн лет (Кармышева и др., 2023б).

К эрзинскому метаморфическому комплексу относятся метаморфиты, аналогичные по составу породам тесхемского комплекса. Важным диагностическим признаком комплекса являются широко распространенные хрупко- и вязкопластичные деформационные структуры. Выходы пород данного комплекса приурочены к узким (до 10 км), но протяженным линейным зонам северо-восточного простирания, расположенных вдоль р. Эрзин и в верховьях р. Нарын (Эрзинская и Кокмолгаргинская сдвиговые зоны, [Рисунок 3.2](#)). Условия метаморфизма пород отвечают области от верхней ступени амфиболитовой фации ($T=730^{\circ}\text{C}$, $P=5.3$ кбар) до нижних ступеней гранулитовой фации ($T=835^{\circ}\text{C}$ и $P=7.2$ кбар) ([Karmysheva et al., 2021](#)). Необходимо отметить, что оценки возраста параавтохтонных гранатсодержащих гнейсогранитов тесхемского и эрзинского комплексов идентичны, в последнем также выделяются два пика: ~ 520 и 485 млн лет ([Karmysheva et al., 2021](#); [Tsygankov et al., 2019](#); [Кармышева и др., 2023б](#)).

В гнейсах и гранулитах эрзинского и тесхемского комплексов, изученных в пределах блока Хан-Хухей (Монголия) и обрамлении Баянкольского массива, мусковит и кианит встречаются только в виде резорбированных реликтов - минеральных фрагментов неправильной формы ([Селятицкий и др., 2021](#); [Полянский и др., 2023](#)). Данное наблюдение позволяет рассматривать метаморфизм тесхемского и эрзинского комплексов как наложенный на метаморфические ассоциации моренского комплекса ([Полянский и др., 2023](#)).

Согласно результатам анализа детритовых цирконов и геохимических особенностей метаморфических пород моренского и тесхемского метаморфических комплексов ([Козаков и др., 2005](#)), в качестве метатерригенного источника для мигматитов выступают продукты размыва вулканических пород андезит-дацитового состава, накапливавшихся 820-700 и 900-760 млн лет назад, соответственно.

К чинчилигскому комплексу относятся метатерригенные породы зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма ($540-550^{\circ}\text{C}$, [Колобов, 1981](#)), картируемые в восточной части Западного Сангилен (Рисунок 3.2).

В обрамлении Башкымугурского ([Каргополов, 1997](#); [Изох и др., 2001](#)) и Баянкольского ([Каргополов, 1997](#); [Селятицкий и др., 2021](#)) габбро-монцодиоритовых, а также Нижнеулорского гранитоидного массива ([Лепезин, 1978](#); [Колобов, 1981](#); [Владимиров, Лепезин, 1996](#)) выделяются зональные метаморфические ореолы (мугурский комплекс). Метаморфические преобразования, связанные с внедрением базитов Башкымугурского массива (~ 465 млн лет), наложены на породы моренского комплекса и протекали на верхнекоровом уровне глубинности (2-3 кбар, $700-850^{\circ}\text{C}$). Для метаморфитов контактового ореола Баянкольского массива (~ 495 млн лет) зафиксированы большие значения давлений и температур (7-8 кбар, $880-950^{\circ}\text{C}$). Во внутренней зоне контактового ореола Нижнеулорского массива (~ 475 млн лет) зафиксированы температуры метаморфизма $625-630^{\circ}\text{C}$, во внешней – $585-580^{\circ}\text{C}$.

3.3. Магматические комплексы Западного Сангилен

Магматизм на территории Западного Сангилен разнообразен и имеет широкое распространение (Рисунок 3.2). Согласно имеющимся изотопно-геохронологическим данным, формирование мафических и салических магматических ассоциаций региона охватывает временной диапазон 524-441 млн лет (обобщенная геохронологическая таблица приведена в работе Владимиров и др., 2017). Проявления мафического магматизма представлены расслоенными нормальнощелочными габброидными, умереннощелочными габброидными и габбро-монцодиоритовыми массивами, а также щелочно-базальтоидными дайками. Гранитоиды отвечают широкому спектру пород от гранат-содержащих S-гранитов до высокожелезистых калишпатовых A-гранитов.

3.3.1. Базитовый магматизм

Среди изученных базитовых интрузий Западного Сангилен наиболее ранним (524 ± 9 млн лет, Ar-Ar, амфибол, Shelepaev et al., 2018) является Правотарлашкинский троктолит-анортозит-габбровый массив. В его строении выделяется расслоенная серия (оливиновые габбронориты, оливиновые габбро, габбро, троктолиты, анортозиты) и краевая фация габброноритов. Петрогеохимический состав пород расслоенной серии отвечает перидот-габбровой формации, их формирование связано с эволюцией расплавов – производных мантийных выплавов, образовавшихся при плавлении деплетированной надсубдукционной мантии (Shelepaev et al., 2018).

Более поздние Баянкольский (489 ± 3 млн лет, Ar-Ar, амфибол, Изох и др., 2001; 496.5 ± 3.6 млн лет, U-Pb, циркон, Козаков и др., 2001), Эрзинский (491.6 ± 9.5 млн лет, U-Pb, циркон, Козаков и др., 1999) и Башкымугурский ($464,6 \pm 5,7$ млн лет, U-Pb, циркон, Козаков и др., 1999; $465 \pm 1,2$ млн лет, Ar-Ar, биотит, Изох и др., 2001; 464 ± 5 млн лет, Rb-Sr, вал-биотит, Петрова, 2001) объединены в группу габбро-монцодиоритовых массивов. Для них установлено двухфазное строение: первая фаза представлена биотитсодержащими роговообманково-оливиновыми габброноритами, роговообманковыми габброноритами, а также ритмичным чередованием плагиовестеритов, оливиновых габброноритов и анортозитов; вторая фаза соответствует монцодиоритам и кварцевым монцодиоритам. Геохимический состав пород показывает, что формирование массивов связано с плавлением единого мантийного источника с надсубдукционными характеристиками. При этом Nd-Nd изотопные характеристики габброидов и монцодиоритов Башкымугурского массива указывают на отсутствие значительного вклада коровой контаминации на конечный состав пород (Shelepaev et al., 2018).

К наиболее поздним проявлениям раннепалеозойского базитового магматизма в регионе относятся дайки агардагского щелочно-базальтоидного и нарынског пикродолерит-лейкогранитного дайковых комплексов.

Ar-Ar датировки амфибола и биотита из камптонитовых даек агардагского комплекса указывают на формирование комплекса во временном диапазоне 447-443 млн лет (Изох и др., 2001; Gibsher et al., 2012). Для магматических кайм цирконов из камптонитов получено идентичное значение 444 ± 7.5 млн лет (Gibsher et al., 2012). По геохимическому составу породы даек соответствуют выплавкам из глубинного обогащенного источника (Shelepaev et al., 2018). Камптониты содержат многочисленные ксенолиты перидотитов (лерцолитов и гарцбургитов), шпинель-гранатовых клинопироксенитов и габброидов. Вещественный состав ксенолитов показал, что валовый состав раннепалеозойской литосферной мантии Западного Сангилен близок к средним составам перидотитов примитивной мантии с незначительной и умеренной степенью деплетированности (Gibsher et al., 2010; Egorova et al., 2006). Согласно оценкам (Gibsher et al., 2010), формирование перидотитов протекало в поле стабильности граната, а их транспорт происходил с глубин от 36 до 48 км. По другим оценкам, мантийные лерцолиты были вынесены с глубин 54-63 км, клинопироксениты – 33-40 км, габброиды – 40-12 км. Наблюдаемые различия в составе и РТ параметрах формирования ксенолитов интерпретируются как существование промежуточных базитовых камер, отвечающих трем уровням глубинности: литосферная мантия, граница кора-мантия, нижняя-средняя кора (Egorova et al., 2006).

Нарынский пикродолерит-лейкогранитный комплекс объединяет в себе простые дайки пикродолеритов и пикродолерит-лейкогранитные комбинированные дайки (Yarmolyuk et al., 2024). Значения возраста, полученные для цирконов из лейкогранитов комбинированных даек (SRIMP-II), отвечают времени 439 ± 3 млн лет. Геохимический состав пикродолеритов соответствует обогащенным базальтам срединно-океанических хребтов или внутриплитных областей. Расчетные параметры образования материнского базитового расплава соответствуют глубинам 120–140 км и температуре 1600–1640°C при степени плавления до 20% «сухого» перидотитового источника. Данные значения согласуются с условиями зарождения магм горячих точек (Yarmolyuk et al., 2024).

В структурах Агардагской сутуры (Агардаг-Тесхемского офиолитового пояса), ограничивающих Сангиленский блок с северо-запада (Рисунок 3.2), базитовый магматизм представлен расслоенным Карашатским дунит-верлит-клинопироксенит-габбровым массивом. Его возраст составляет 569 ± 1 млн лет (Pfander et al., 1998), что, с учетом геологической позиции, позволяет рассматривать массив как фрагмент докембрийских офиолитов. Геохимические особенности исходного расплава и пород расслоенной серии свидетельствуют об их деплетированном мантийном источнике. (Shelepaev et al., 2018).

3.3.2. Гранитоидный магматизм

К наиболее раннему проявлению гранитоидного магматизма Западного Сангилен относятся синдеформационные лейкократовые двуслюдяные тоналиты (536 ± 5.7 млн лет, U-Pb,

циркон), а также гранитоиды ортоадырского комплекса (521 ± 12 млн лет, 516 ± 5 млн лет, U-Pb, циркон) (Козаков и др., 1999, 2021) (Рисунок 3.2). В ортоадырский комплекс объединены гнейсовидные двуслюдяные тоналиты и гранодиориты, секущие породы моренского метаморфического комплекса. Лейкокатовые тоналиты локализованы в обрамлении Ортоадырского гранодиоритового массива и образуют пластовые маломощные непротяженные тела, занимающие субсогласную позицию относительно вмещающих метаморфических пород.

Ближний возраст имеют двуполевошпатовые биотит-роговообманковые гнейсограниты Матутского массива, представляющего собой гарполит, эндоконтактовая область которого имеет признаки магматического течения. Оценки возраста гранитов массива варьируют в диапазоне 520-508 млн лет (U-Pb, циркон, Семенова и др., 2024; Tsygankov et al., 2019). При этом, как показано в работе (Семенова и др., 2024), время формирования массива отвечает рубежу 520 ± 3 млн лет, в то время как значения 508 ± 3 и 509 ± 4 млн лет являются следствием более поздних термальных процессов, связанных со становлением минглинг (преимущественно базитовых) даек в юго-западном эндоконтакте массива. Породы массива пералюминиевые высококалиевые магнезиальные, и в целом отвечают гранитоидам I типа (Кармышева и др., 2017).

Более поздний эпизод гранитообразования охватывает временной диапазон 495-475 млн лет. В это время формировались Баянкольский (507 ± 14 млн лет, U-Pb, циркон, Козаков и др., 1999; 487 ± 2 млн лет, 488 ± 3 млн лет, U-Pb, циркон, Karmysheva et al., в печати), Нижнеэрзинский (489.4 ± 2.6 млн лет, U-Pb, циркон, Козаков и др., 2001; 487 ± 2 млн лет, U-Pb, циркон, Кармышева и др., 2022а), Тесхемский (480 ± 4 млн лет, U-Pb, циркон, Козаков и др., 2001; 482 ± 2 млн лет, U-Pb, циркон, Кармышева и др., 2022а), Ухадагский (485.2 ± 1.3 млн лет, Ar-Ar, амфибол, Руднев и др., 2004; 471 ± 10 млн лет, Rb-Sr, вал-биотит, Петрова, 2001), Чжаргалантский (489.9 ± 3.6 млн лет, U-Pb, циркон, Козаков и др., 2001; 486 ± 6 млн лет, Кармышева и др., 2023а) и Нижнеулорский (476 ± 6 млн лет, 474 ± 3 млн лет, Rb-Sr, вал, биотит, Петрова, 2001; 480.7 ± 1.8 млн лет, Ar/Ar, биотит, Владимиров и др., 2005; 475 ± 3 млн лет, U-Pb, циркон, Кармышева и др., 2022б) гранитоидные массивы, а также безымянные гранитоидные массивы, прорывающие породы тесхемского метаморфического комплекса в междуречье р. Эрзин и Нарын (486 ± 2 и 482 ± 2 млн лет, U-Pb, циркон, Кармышева и др., 2022а).

Обособленную группу образуют гранитоиды (двуполевошпатовые биотит-роговообманковые граниты, кварцевые сиениты, монцолейкограниты) Нижнеэрзинского, Тесхемского, Ухадагского и безымянных массивов, объединенных в ухадагский комплекс (Рисунок 3.2). Породы известково-щелочные высококалиевые, преимущественно железистые, мета- и слабопералюминиевые, по геохимическому составу близки к гранитоидам A₂ типа. Для всех гранитоидов характерна тесная ассоциация с породами базитового ряда (синплутонические минглинг дайки, мафические включения). Результаты петрологического моделирования

указывают на образование материнских расплавов ухадагского комплекса за счет вовлечения в плавление смешанного корового протолита – гранат-кордиерит-биотитовых сланцев, горизонтов амфиболитов и высокоглиноземистых умереннокалиевых гранитов (Кармышева и др., 2022а).

В тесхемском и эрзинском метаморфических комплексах широко распространены гранат-содержащие параавтохтонные гнейсограниты, формирующие выдержанные по составу плитообразные пологозалегающие тела в мигматитах. Как и в автохтонных гранитах, здесь фиксируются ксенокристы граната и кордиерита, захваченные гранитоидной магмой из мигматитов. При этом составы тугоплавких минералов в мигматитах, автохтонных гранитах и гнейсогранитах идентичны (Karmysheva et al., 2021). Учитывая петрографические и петрогеохимические особенности метаморфических и магматических пород эрзинского комплекса, гнейсограниты охарактеризованы как выплавки из мигматитов (параавтохтонные S-граниты). Породы высокоглиноземистые, нормально-щелочные, низко- и умереннокалиевые. Возраст магматических цирконов из параавтохтонных гранитов составляет 517 ± 7 млн лет (U-Pb, циркон, Karmysheva et al., 2021). В то же время, в ряде случаев для цирконов устанавливаются краевые части с магматической зональностью и значениями возраста 483 ± 2 млн лет (Tsygankov et al., 2019; Кармышева и др., 2022б), что является свидетельством как минимум двух эпизодов плавления тесхемского и эрзинского метаморфических комплексов на рубежах ~ 520 и ~ 485 млн лет назад (Karmysheva et al., в печати).

Глава 4. Внутреннее строение и петрографическая характеристика пород минглинг и простых даек Западного Сангиленга

В данной главе рассматриваются особенности структур изученных минглинг, простых базитовых и лейкогранитных даек, а также петрографический состав слагающих их пород. Описание минглинг даек приводится по группам простых, комбинированных (Тавыт-Даг, Сайзырал, Матут, Баянкол, РЛС) и синплутонических (Стрелка и Восточный) даек, отмеченных на [Рисунке 4.1](#).

4.1. Простые базитовые и лейкогранитные дайки

В пределах Эрзинской тектонической зоны, помимо минглинг даек, широко распространены простые базитовые и лейкогранитные дайки без признаков магматического смешения. Они секут гранитоиды Матутского массива, а также метаморфические и магматические породы эрзинского комплекса. Все дайки имеют субвертикальное падение, закономерностей в простирании не выявлено, мощности варьируют от 0.5 до 1 м.

Базитовые дайки сложены равномернозернистыми роговообманковыми габбро (Срх 20-40 %, Pl 50-65 %, Амр 5-10 %, Вт 5-10 %) с большим количеством аксессуарных Fe-Ti оксидов и габбровой структурой ([Рисунок 4.2 а](#)). Гранитоидные дайки сложены двуслюдяными лейкогранитами (Pl 30-35%, Kfs 20-25%, Qz 40-45%, Вт 5-10%, Ms 5-10%) ([Рисунок 4.2 б](#)). Породы мафических и салических даек без вторичных изменений и деформационных структур.

Поздние дайки пикродолеритов и оливиновых долеритов (~ 440 млн лет), описанные в работе ([Yarmolyuk et al., 2024](#)), как по петрографическим, так и по геохимическим характеристикам контрастно отличаются от остальных мафических пород региона и в данной работе не рассматриваются.

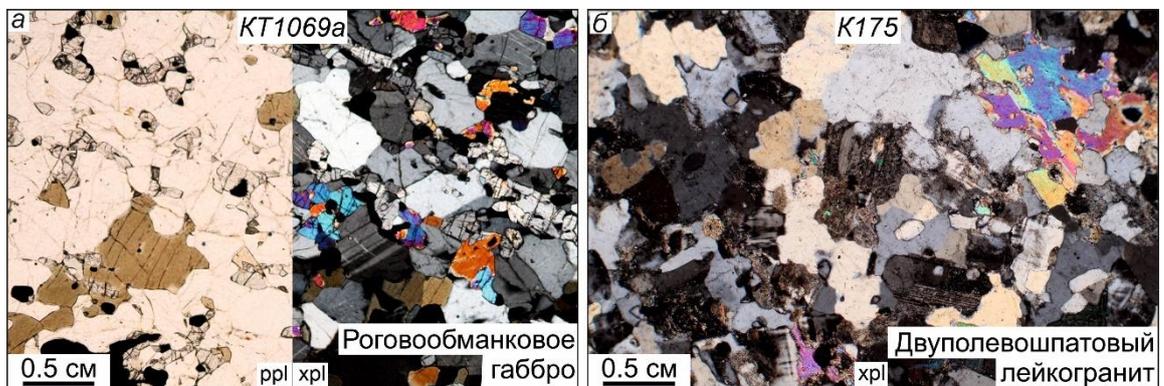


Рисунок 4.2. Петрографическая характеристика пород простых базитовых (а) и лейкогранитных даек (б).

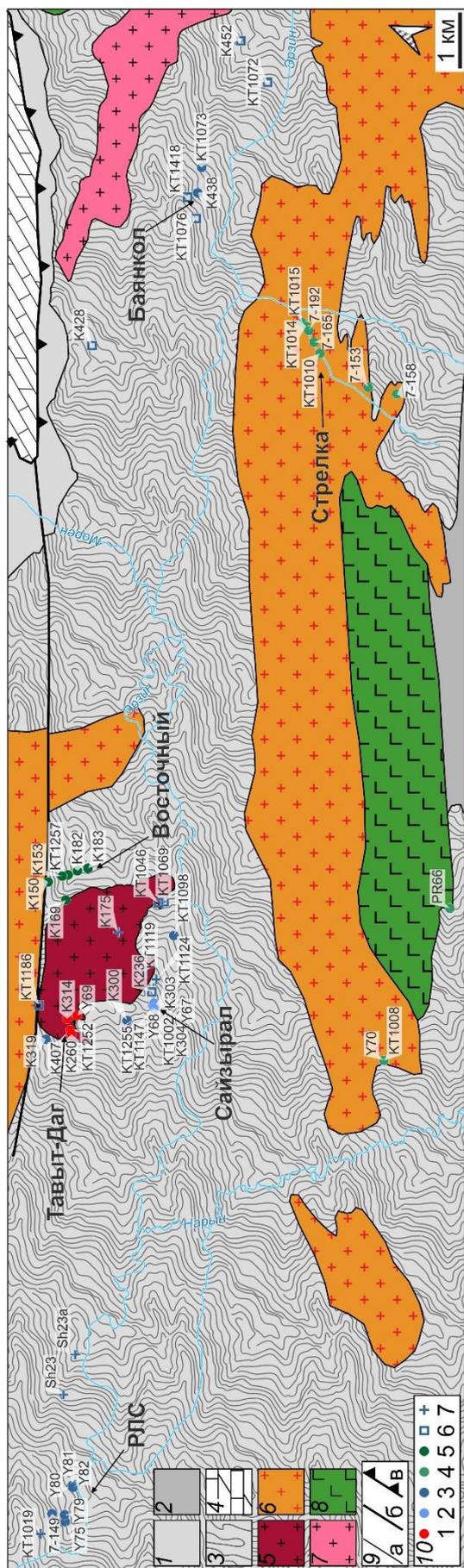


Рисунок 4.1. Расположение точек опробования. 1-3 – метаморфические комплексы: 1 – моренский, 2 – тесемский, 3 – эрзинский; 4 – терригенно-карбонатные породы сангиленской серии; 5 – Магутский гнейсогранитный массив; 6 – гранитоиды ухадагского комплекса: I – Ухадагский массив, II – Нижнеэрзинский массив; 7 – Баянкольский гранодиоритовый массив; 8 – Эрзинский габбро-монцодиоритовый массив; 9 – геологические границы: а – магматических и метаморфических комплексов, б – крутопадающие разломы, в – надвиги; 10 – точки опробования участков: 1 – Тавыт-Даг, 2 – Сайзырал, 3 – Магут, Баянкол, РЛС, 4 – Стрелка, 5 – Восточный, 6 – базитовые дайки; 7 – гранитоидные дайки.

4.2. Комбинированная дайки участков Матут, Баянкол и РЛС

Комбинированные дайки расположены в обрамлении Баянкольского и Матутского массивов, а также в районе слияния рек Эрзин и Нарын ([Рисунок 4.1](#)). Мощность даек варьирует от 0.5 до 2.5 м, простирания не выдержаны, падение субвертикальное. Дайки данной группы обладают общими особенностями внутреннего строения:

- а) контакты с вмещающими породами четкие и линейные ([Рисунок 4.3](#));
- б) преобладают мафические породы (70-80%), занимающие центральные части даек;
- в) гранитоиды сосредоточены в краевых частях, а также выполняют маломощные (до 10 см) «прожилки» в центральных частях даек;
- г) в салических породах краевых частей даек встречаются мелкие (до 5 см) нодулы базитов округлой, вытянутой и изогнутой морфологии;
- д) в центральных частях даек контакты контрастных пород сложно устроенные (фестончатые, лопастевидные и пламенеvidные), линейные разновидности встречаются в краевых частях;
- е) зоны переходного состава на контакте базитов и гранитоидов отсутствуют.

По петрографическому составу мафические породы даек преимущественно представлены биотит-роговообманковыми диоритами и кварцевыми диоритами (Pl 40-50%, Amp 10-15%, Bt 25-30%, Qz 5-15%) с акцессорными ксеноморфным титанитом и игольчатым апатитом и гломеропорфировой структурой ([Рисунок 4.4 а](#), [Рисунок 4.5 а](#)). Для пород характерно наличие плагиоклазов с зональным распределением вторичных изменений, а также агрегатов роговой обманки и кварца. Ксенокристаллы полевых шпатов и кварца встречаются, но крайне редко.

Менее распространенными мафическими породами комбинированных даек участков Матут, Баянкол и РЛС являются роговообманковые габбро. Породы с меньшим, относительно простых даек, количеством клинопироксена (Cpx 5-10 %, Pl 40-50%, Amp 30-40%, Bt 5-10%), с гломеропорфировой структурой и акцессорными Fe-Ti оксидами. Клинопироксен встречается в виде единичных зерен, частично замещенных амфиболом ([Рисунок 4.5 б](#)).

Салическая часть даек представлена лейкогранитами: Qz 40-45%, Pl 20-30%, Kfs 20-25%, Bt 5-10% ([Рисунок 4.4 б](#)) и биотитовыми гранитами (Qz 20-30%, Pl 20-30%, Kfs 20-30%, Bt 7-15%). Деформационные микроструктуры не наблюдаются ни в одной из разновидностей пород.



Рисунок 4.3. Внутреннее строение комбинированных даек участков Баянкол (*а, б*), РЛС (*в*), Матут (*г*). *а* – субвертикальная дайка с центральной мафической и краевой салической частью; *б* – секущие контакты дайки и мигматитов эрзинского комплекса; *в* – округлые нодулы диоритов в краевой части дайки; *г* – секущие контакты дайки и крупнопорфировых гранитов. Голубым пунктиром показаны контакты даек, желтым – структура вмещающих пород.

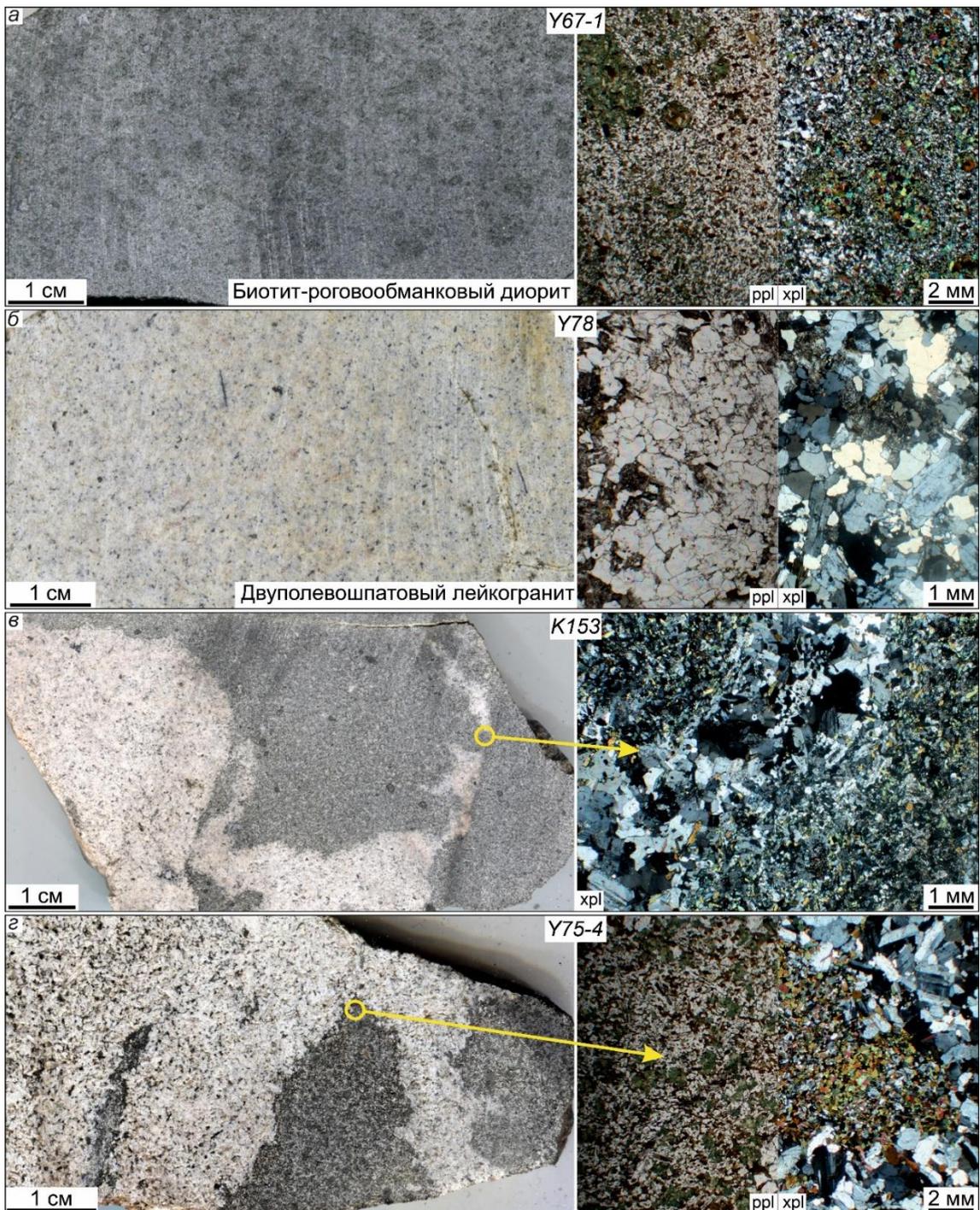


Рисунок 4.4. Петрография и взаимоотношения контрастных пород комбинированных даек участков Баянкол, Матут, РЛС. *в* – рекристаллизация кварца в тонком гранитном «прожилке»; *г* – четкие фестончатые контакты контрастных пород без промежуточных зон и закалки.

Контакты контрастных пород комбинированных даек всегда четкие, но сложно устроенные. Фрагментация базитов на отдельные нодулы сопровождается заполнением пространства гранитоидами с образованием сложных контактов (Рисунок 4.4 *в, г*). При этом, гранитоиды часто обладают признаками рекристаллизации – наблюдается уменьшение зернистости, появление субзерен кварца, уменьшение доли КПШ (Рисунок 4.4 *в*). В мафических

породах вблизи контакта увеличивается содержание кварца и ксеноморфного титанита (Рисунок 4.4 з). Полевые шпаты и кварц с пойкилитовой структурой встречаются крайне редко.

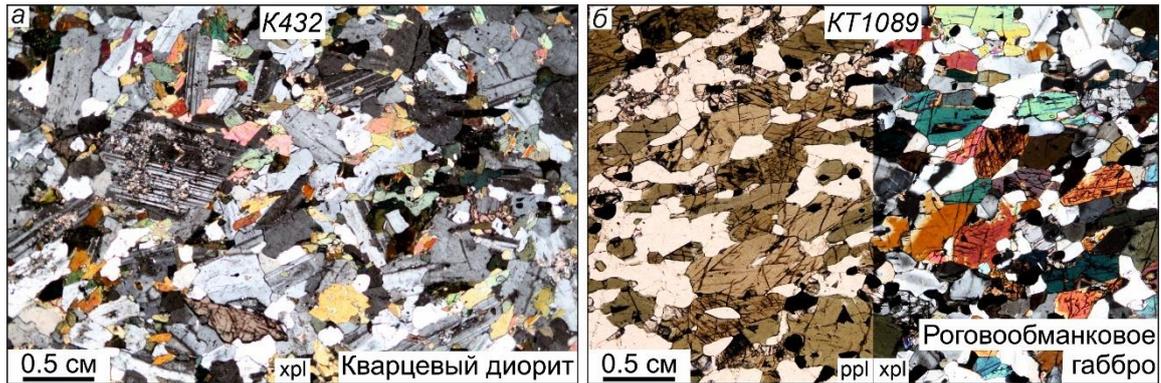


Рисунок 4.5. Петрографическая характеристика мафических пород комбинированных даек участков Баянкол, Матут, РЛС.

4.3. Комбинированные дайки участка Тавыт-Даг

Комбинированные дайки расположены в юго-западной эндоконтактной зоне Матутского гранитоидного массива в районе г. Тавыт-Даг (Рисунок 4.1). Это система слепых эшелонированных разрывов мощностью от 0.2 до 5 метров, падающих на север под крутыми углами (70-80°) и заполненных преимущественно мафическими породами (Рисунок 4.6 а, б). Контакты с вмещающими породами резкие, стенки даек ориентированы несогласно относительно магматической полосчатости гранитов массива (Рисунок 4.6 б, в).

Наиболее крупная комбинированная дайка участка ветвящаяся: на северном контакте (южный денудирован) наблюдается эшелонированная система базитовых даек, которые имеют ту же ориентировку и взаимоотношения с вмещающими породами, что и основное тело (Рисунок 4.6 в). Помимо ответвлений, в теле дайки наблюдаются ксеноблоки вмещающих пород (Рисунок 4.6 з). В строении дайки выделяется две зоны, имеющих разное строение. Первая зона (осевая часть дайки) более чем на 90% сложена мафическими породами, граниты формируют тонкие (до 5 см) прожилки, разделяя базиты на фрагменты, обуславливая сетчатый облик зоны (Рисунок 4.6 д). Морфология фрагментов близка к параллелепипедам, что является следствием закономерной ориентировки наиболее протяженных гранитоидных «жил». Данное распределение мафических и салических пород, фиксируемое в поперечных сечениях дайки, указывает на синкинематический характер образования сетчатой структуры (Владимиров и др., 2019).

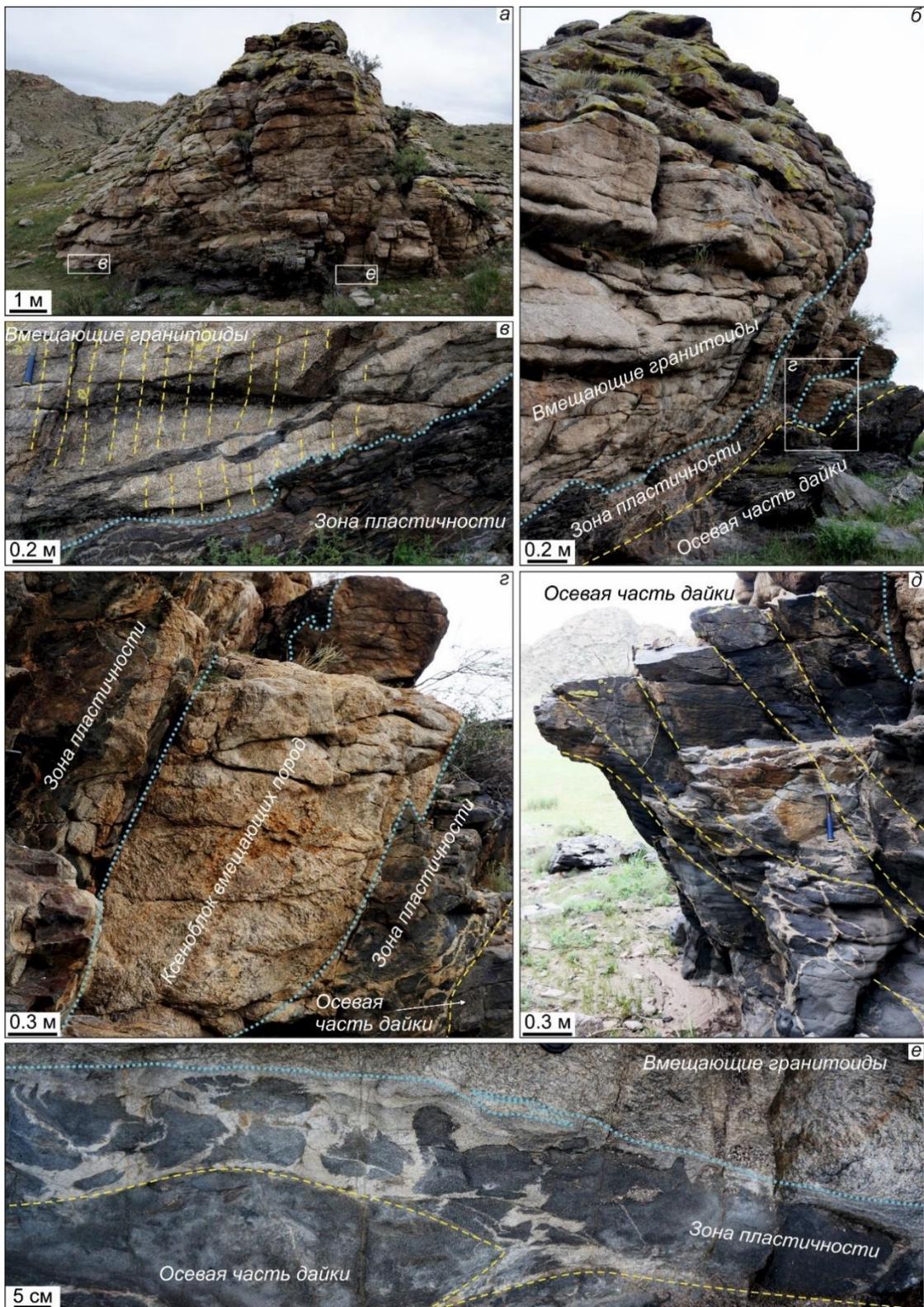


Рисунок 4.6. Внутреннее строение комбинированных даек участка Тавуйт-Даг. *а* – общий вид на обнажение; *б* – западная сторона обнажения; *в* – эшелонированная система базитовых даек, ответвляющихся от наиболее мощной минглинг дайки; *г* – ксеноблок вмещающих гранитоидов Матутского массива; *д* – восточная сторона обнажения, гранитоидные «жилы» формируют сетчатую структуру осевой части дайки; *е* – характерные черты зоны пластичности наиболее мощной дайки. Желтым пунктиром показана магматическая полосчатость вмещающих пород, ориентировка гранитоидных «жил» в осевой части дайки, а также граница зоны пластичности и осевой части дайки. Голубым пунктиром показан контакт комбинированной дайки с вмещающими породами, а также ориентировка гранитоидных «жил» в осевой части дайки.

Краевая часть дайки (зона пластичности) сложена мафическими и салическими породами в соотношении примерно 2:1. Размер базитовых фрагментов, по сравнению с осевой частью дайки, значительно уменьшается. Их форма и характер взаимоотношений с гранитами значительно варьируют. Наблюдаются перистые, фестончатые и пламенивидные контакты контрастных пород, структуры выдавливания, фрагментация базитов с пассивным заполнением пространства гранитоидами, признаки течения и волочения. При этом, в салических породах идентифицируется директивность, ориентированная конформно стенке дайки (Рисунок 4.6 e).

Петрографический состав мафических пород идентичен во всех дайках участка. Это биотит-роговообманковые кварцевые диориты (Pl 50-55%, Bt+Amr 30-40%, Qz 10-15%) и роговообманковые габбро (Pl 50-55%, Amr 40-45%, Bt 5-10%, Qz <5%), акцессорные минералы представлены игольчатым апатитом и ксеноморфным титанитом (Рисунок 4.7 a).

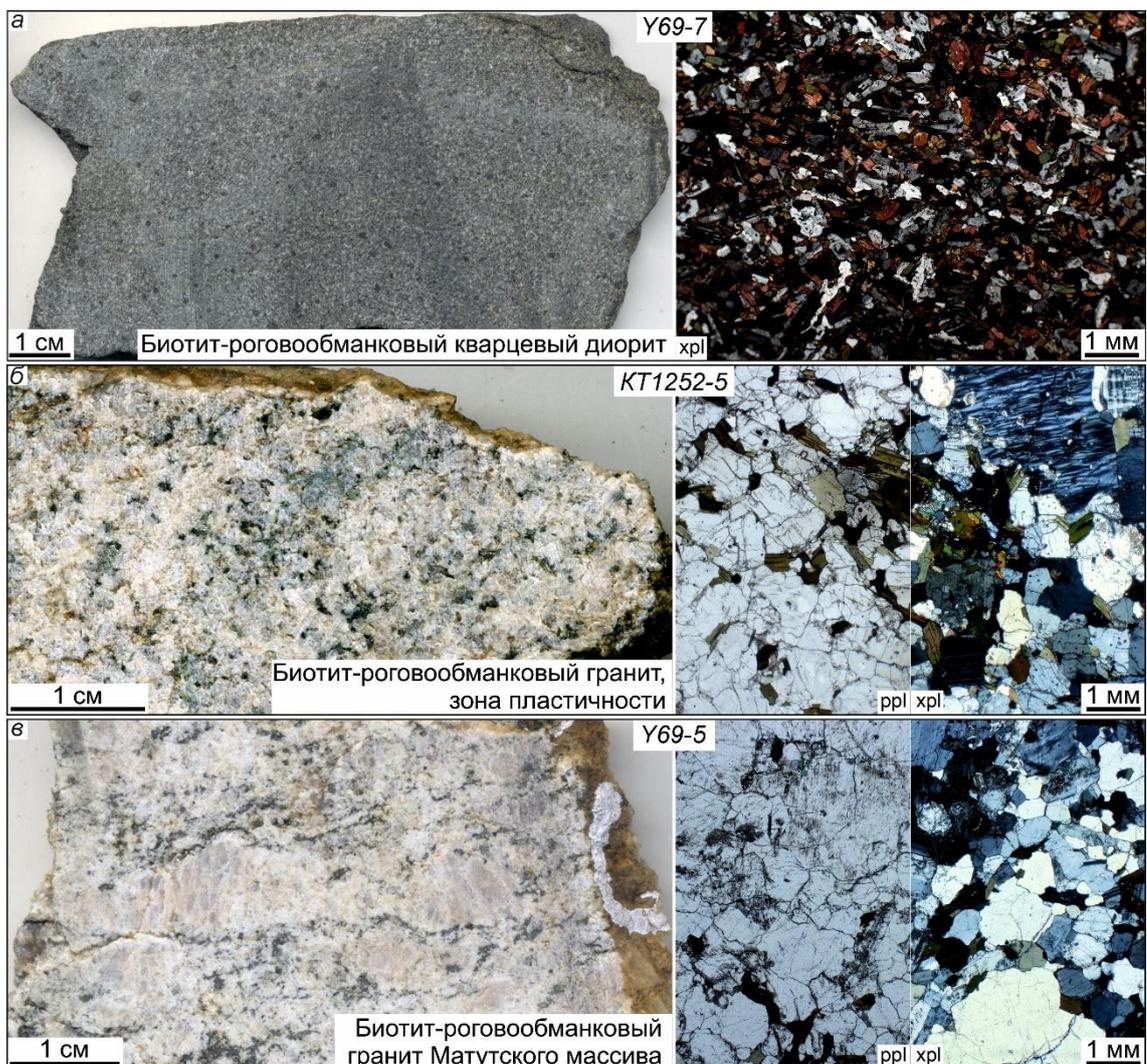


Рисунок 4.7. Петрографическая характеристика пород комбинированных даек участка Тавыт-Даг, а также вмещающих гранитов Матутского массива.

Для габбро и диоритов характерно наличие кварцевых «глазков», ксенокристаллов плагиоклаза и гломероскоплений темноцветных минералов, придающих породе порфирировидный облик. В ряде случаев фиксируется магматическая полосчатость, выраженная в закономерной ориентировке плагиоклаза и биотита.

Салические породы даек представлены биотит-роговообманковыми гранитами с меньшим, относительно пород Матутского массива, содержаниями калиевого полевого шпата (Qz 35-40%, Kfs 40-50%, Pl 10-15%, Vt+Amf 5-10%). Породы без признаков деформирования, характеризуются гипидиоморфной структурой (Рисунок 4.7 б). Породы Матутского массива представлены среднезернистыми двуполевошпатовыми биотит-роговообманковыми гранитами: Qz 35-40%, Kfs 50-55%, Pl 5-10%, Vt+Amf 5-10% (Рисунок 4.7 в). В обнажениях породы отчетливо полосчатые, в шлифах наблюдается гипидиоморфная структура.

На микроуровне строение контактов контрастных пород в осевой части и в зоне пластичности идентичны. Преобладают криволинейные контакты без буферных зон и зон закалки, фрагменты диоритов редко образуют изолированные нодулы в гранитах, их размер не превышает первых сантиметров. На контакте в диоритах наблюдается повышенное содержание фемических минералов; закономерная ориентировка амфибола, биотита и плагиоклаза параллельно линии контакта (Рисунок 4.8 а); захваченные из гранитов агрегаты полевого шпата и кварца, обладающих признаками рекристаллизации; крупные вкрапленники плагиоклаза с пойкилитовой структурой (Рисунок 4.8 б). Вблизи контакта с диоритами в гранитах увеличивается содержание биотита, исчезает титанит.

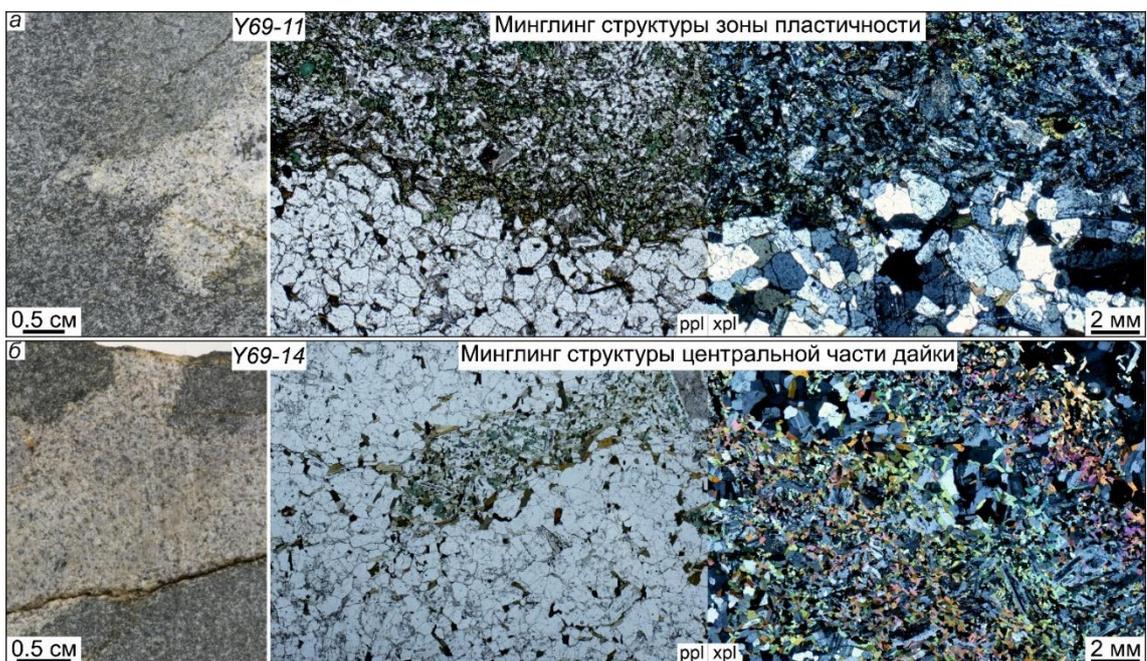


Рисунок 4.8. Взаимоотношения контрастных пород комбинированных даек участка Тавыт-Даг.

4.4. Комбинированная дайка участка Сайзырал

Участок расположен в южной экзоконтактовой зоне Матутского гранитоидного массива (Рисунок 4.1). Мощность дайки составляет три метра, ее вмещающими породами являются гнейсограниты эрзинского комплекса (Рисунок 4.9 а, д). Контакты дайки с вмещающими породами прослеживаются в кровельной и базальной частях – они четкие, без зон закалки, но криволинейные. Верхняя стенка дайки падает полого, согласно ориентировке полосчатости во вмещающих породах ($ddr\ 330^\circ$, $dip\ 30^\circ$). В нижней части магматическая полосчатость вмещающих пород сечется породами дайки (Рисунок 4.9 д).

Дайку Сайзырал по составу слагающих ее пород можно разделить на три части, при этом снизу вверх фиксируется уменьшение доли мафических пород (Рисунок 4.9 а). Нижняя часть дайки (зона I на Рисунок 4.9 а) сложена диоритами и габбро, пронизанных жилами гранитоидного состава (Рисунок 4.9 а, б). Контакты между средними и основными породами отчетливо прослеживаются по смене габбровых структур гломеропорфировыми в диоритах, образованными за счет скоплений темноцветных минералов. Мощность гранитоидных жил варьирует от 1 до 20 см, их контакты с мафическими породами фестончатые. В наиболее крупных жилах фиксируются округлые фрагменты диоритов.

Средняя часть комбинированной дайки (зона II на Рисунок 4.9 а) сложена лейкогранитами с включениями диоритов и гломероскоплениями темноцветных минералов. Здесь типичны синмагматические структуры отрыва фрагментов диоритов от основной массы габброидов нижней части дайки (Рисунок 4.9 б, в), а также цепочки фрагментов диоритов, размер которых уменьшается по мере удаления от нижней части дайки (Рисунок 4.9 в). Контакты гранитоидов и диоритов в средней части дайки всегда нелинейные – часто фестончатые и пламеневидные. В единичных случаях наблюдаются узкие до 3 см переходные зоны, сложенные породами с промежуточным цветовым индексом (Рисунок 4.9 з). Верхняя часть дайки (зона III на Рисунок 4.9 а) сложена лейкогранитами с единичными мелкими включениями диоритов и широко распространенными гломероскоплениями темноцветных минералов.

Вмещающие породы представлены гнейсовидными биотитовыми двуполевошпатовыми гранитами эрзинского мигматит-гранитного комплекса: Qz 30-35%, Pl 40-45%, Kfs 15-20%, Bt 5% (Рисунок 4.10 з).

Фрагменты базитов без гломероскоплений в нижней части дайки по петрографическому составу отвечают роговообманковым габбро: Pl 50-55%, Amp 40-45%, Bt 5-10%, акцессорный минерал – магнетит. Габбро среднекристаллическое с габбро-офитовой текстурой и свидетельствами внутрикристаллических деформаций – в плагиоклазах наблюдаются деформационные двойники, в амфиболах присутствуют полосы излома. Часто встречаются структуры замещения амфибола биотитом (Рисунок 4.10 а).

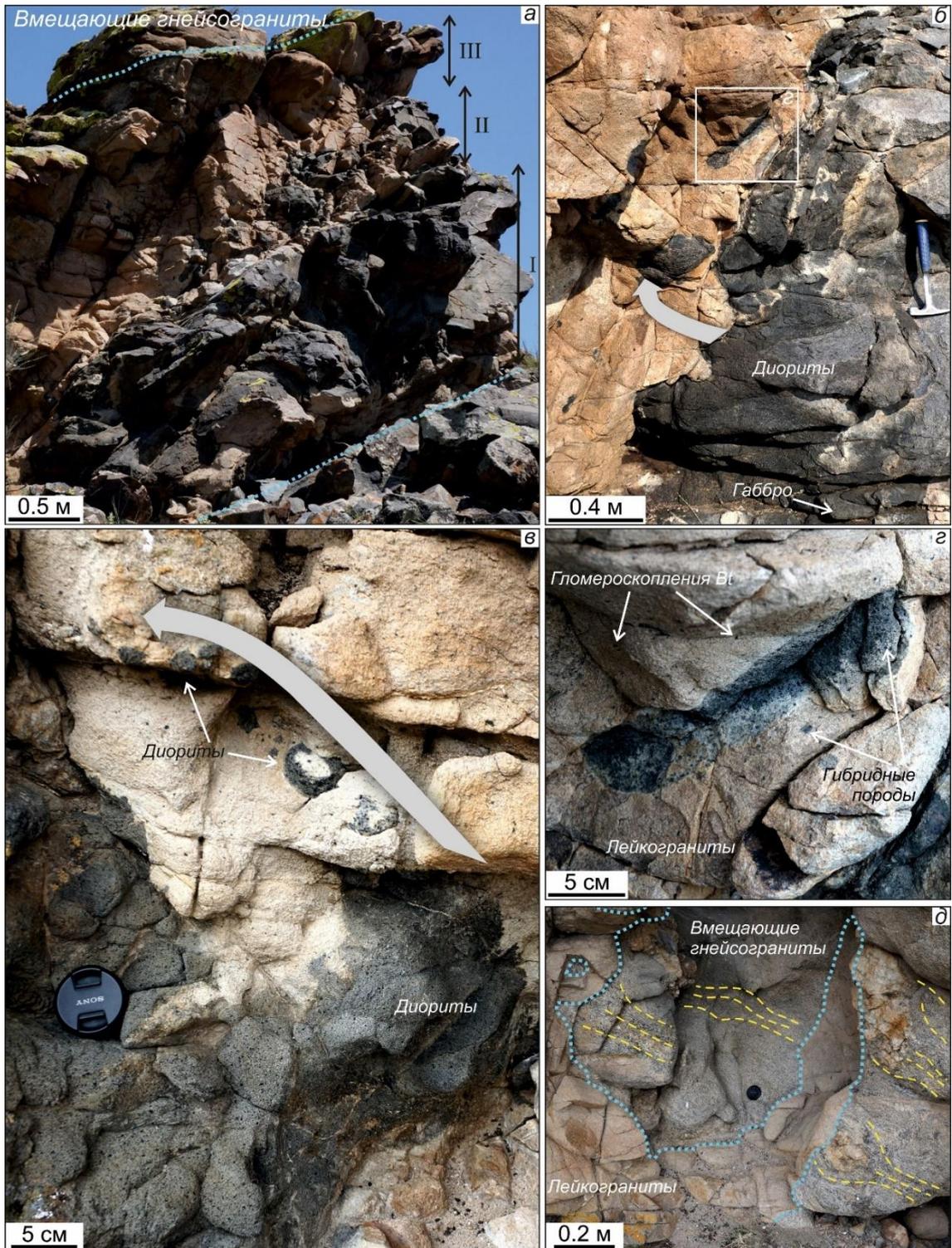


Рисунок 4.9. Строение комбинированной дайки Сайзырал. *a* – общий вид дайки (римскими цифрами обозначены нижняя, средняя и верхняя части дайки); *б, в* – структуры отрыва в средней части дайки; *г* – переходные породы в средней части дайки; *д* – секущий контакт дайки с вмещающими породами. Голубым пунктиром показаны контакты пород дайки и вмещающих гнейсогранитов, желтым пунктиром – гнейсовидная структура вмещающих пород. Серыми стрелками показано направление отрыва фрагментов диоритов.

Диориты дайки по петрографическому составу варьируют от биотит-роговообманковых диоритов до кварцевых диоритов: Pl 60-65%, Amp 20-25%, Bt 10-20%, Qz 5-15% (Рисунок 4.10 б).

Акцессорные минералы представлены ксеноморфным титанитом и игольчатым апатитом. Породы среднезернистые с гломеропорфировой текстурой: широко распространены гломероскопления амфибола, иногда с каймами биотита. Часто встречаются крупные вкрапленники кварца с резорбированными контурами и окруженные амфибол-биотитовой каймой (кварцевые «глазки»). Краевые части крупных кристаллов кварца с пойкилитовой структурой, хадакристаллы представлены биотитом и роговой обманкой. Признаки деформационных структур в диоритах отсутствуют.

Кислые породы дайки представлены недеформированными крупнокристаллическими двуслюдяными лейкогранитами: Pl 30-35%, Kfs 20-25%, Qz 40-45%, Bt 5-10%, Ms 3-5% (Рисунок 4.10 в). Породы с гранитной структурой, акцессорные минералы представлены цирконом и титанитом. Характерны гломероскопления идиоморфных кристаллов биотита. Вокруг гломероскоплений резко снижается количество полевых шпатов, отсутствует мусковит, уменьшается размер зерен кварца.

На контакте диоритов и лейкогранитов при отсутствии зон переходного состава в диоритах всегда концентрируются лейсты биотита, а в гранитоидах уменьшается количество полевых шпатов и биотита. Форма контактов пород имеет неправильную форму с взаимным проникновением. Часто мелкие фрагменты диоритов и гранитов оказываются изолированными от более крупных. Породы из переходных зон сильно варьируют по петрографическому составу. На контакте диоритов и гранитоидов встречаются породы, близкие по петрографическому составу к диоритам, но с меньшим количеством полевых шпатов (до 30%) и большим количеством кварца (до 30%) и биотита (до 40%). Данные породы неравномерозернистые, гломеропорфировые, для кварцевых агрегатов характерно формирование субзерен (Рисунок 4.11 а). Встречаются образцы, представляющие собой ассоциацию мелкозернистого кварца, сильно резорбированного плагиоклаза и биотита (последний часто в гломероскоплениях). Контакты пород переходных зон с диоритами и гранитоидами как правило сложные, с взаимопроникновением (Рисунок 4.11 б, в). В большинстве случаев точное положение линии контакта установить невозможно.

Салические породы в подошвенной зоне комбинированной дайки выполняют редкие «жилы» в диоритах. Они сложены лейкогранитами, идентичными породам в верхней и средней частях дайки. В прожилках с меньшей мощностью (до 1 см) породы характеризуются наличием гнезд рекристаллизованного кварца, резорбированностью краевых частей лейст биотита, уменьшением количества плагиоклаза, исчезновением калиевого полевого шпата и мусковита, общим уменьшением размера кристаллов (Рисунок 4.11 г).

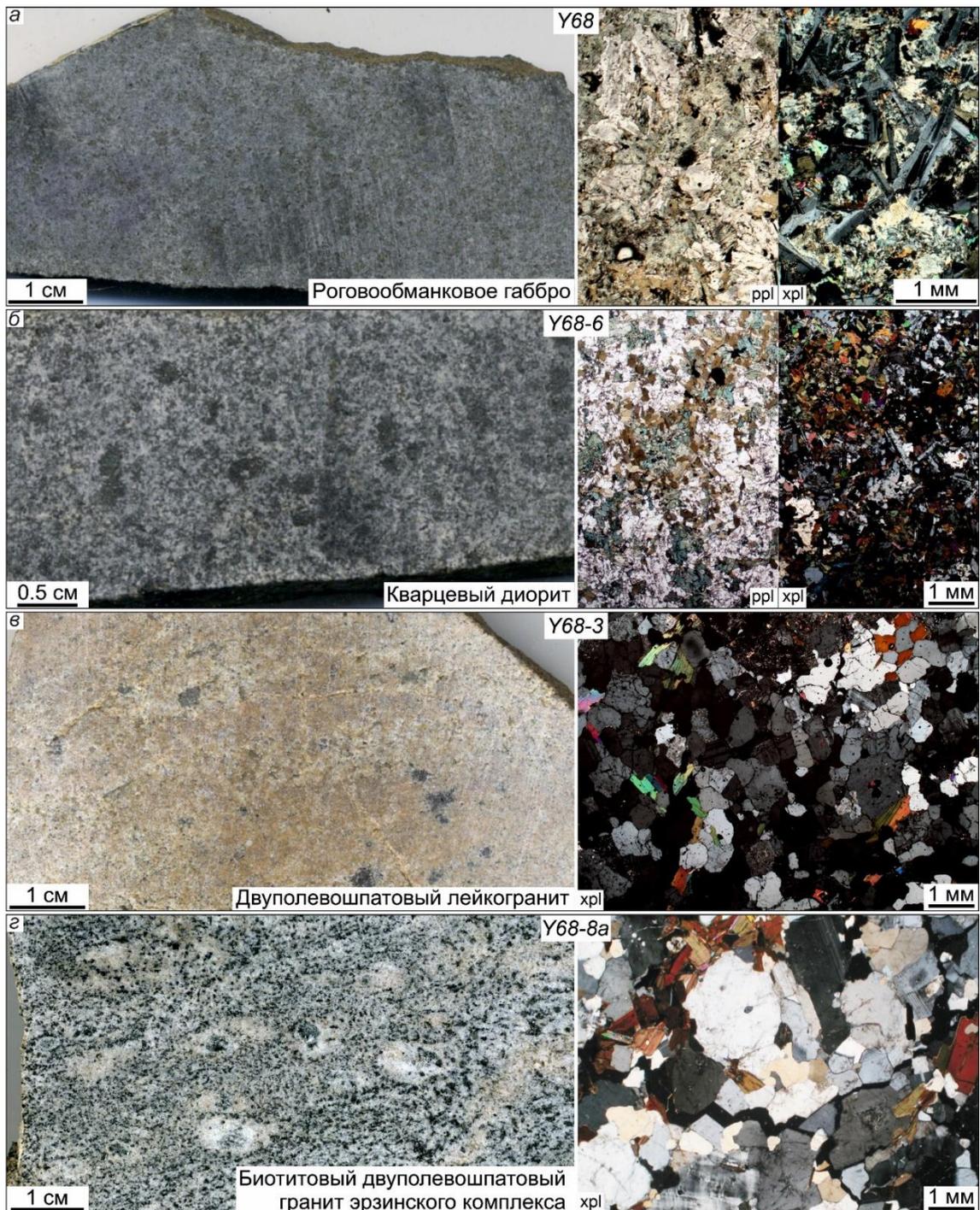


Рисунок 4.10. Петрографическая характеристика пород комбинированной дайки участка Сайзырал, а также вмещающих гранитов эрзинского комплекса.

Проанализированы составы амфиболов, полевых шпатов и слюд всех разновидностей горных пород минглинг дайки Сайзырал, составы приведены в [Таблицах П1, П2, П3, П4](#). Формульные коэффициенты рассчитаны на 23 “О” для амфиболов, 11 – для слюд и 8 – для полевых шпатов.

Амфиболы из габбро по составу отвечают магнезиальной роговой обманке и чермакиту, магнезиальность ($Mg/(Mg + Fe^{2+})$) составляет 0.56-0.73 ([Рисунок 4.12 а](#)). Составы амфиболов из диоритов и гибридизированных пород идентичны – это магнезиальная роговая обманка с

магнезиальностью 0.56-0.63. Слюды распространены во всех типах пород и на диаграмме Al^{IV} (p.f.u.) – $\#Fe$ ($Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)$, p.f.u.) формируют три группы (Рисунок 4.12 б). Первая группа состоит из биотитов габбро, они с наивысшим содержанием MgO (15.5-16.3 мас. %). Вторая группа включает в себя биотиты из диоритов и гибридных пород, при этом отсутствует корреляция между составом минералов и их структурным положением (основная масса/включения). В этой группе, относительно биотитов из габбро повышенная железистость. Третью группу формируют биотиты из основной массы и гломероскоплений в лейкогранитах.

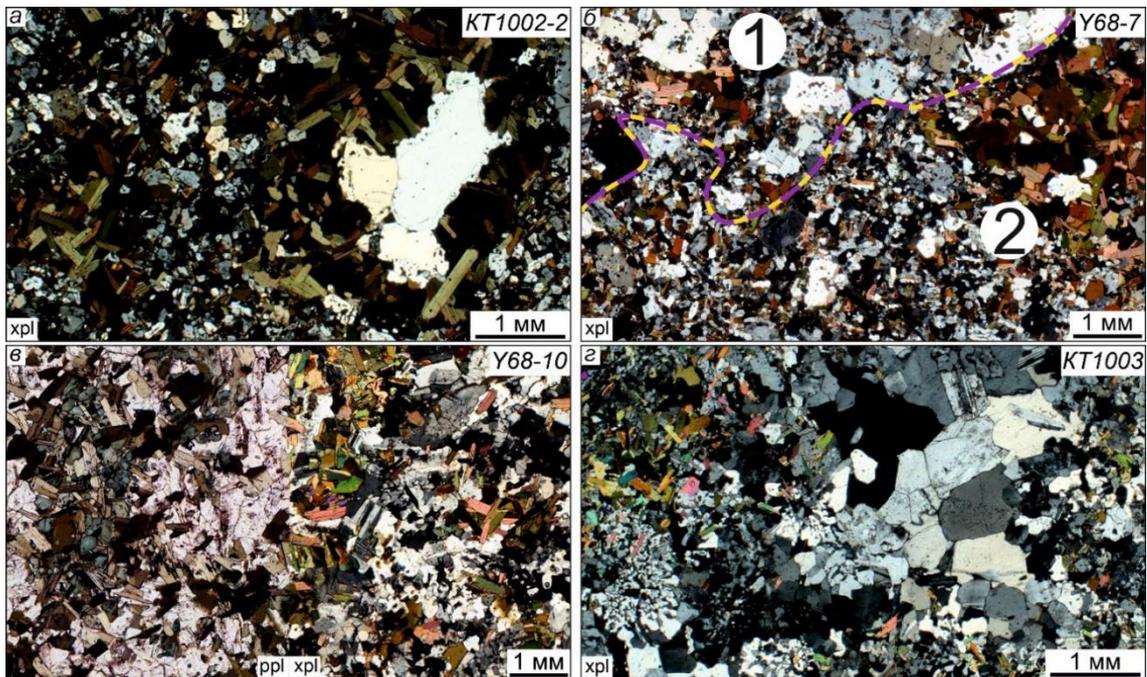


Рисунок 4.11. Взаимоотношения контрастных пород комбинированной дайки Сайзырал. *а* – гломероскопления биотита в зоне промежуточного состава; *б* – контакт гранита (1) и гибридной породы (2), пунктирной линией показан контакт; *в* – гибридная порода из промежуточной зоны; *г* – рекристаллизованный гранит.

Среди всех проанализированных образцов, наибольшая вариативность составов плагиоклазов наблюдается в образцах из габбро (Рисунок 4.12 в): составы ядер ($An_{58}-An_{37}$) и промежуточных зон ($An_{59}-An_{35}$) отвечают андезину и лабрадору, а краевых зон ($An_{34}-An_8$) – андезину, олигоклазу и альбиту. Состав плагиоклазов из лейкогранитов более выдержан: ядра представлены олигоклазом ($An_{21}-An_{13}$), промежуточные зоны олигоклазом и альбитом ($An_{20}-An_1$), а краевые зоны – олигоклазом, альбитом и анортоклазом ($An_{21}-An_2$). Составы плагиоклазов из диоритов и гибридных пород идентичны и являются наиболее постоянными (лабрадорит и андезин): центральные зоны – $An_{60}-An_{37}$; промежуточные зоны – $An_{60}-An_{36}$; краевые зоны – $An_{61}-An_{43}$.

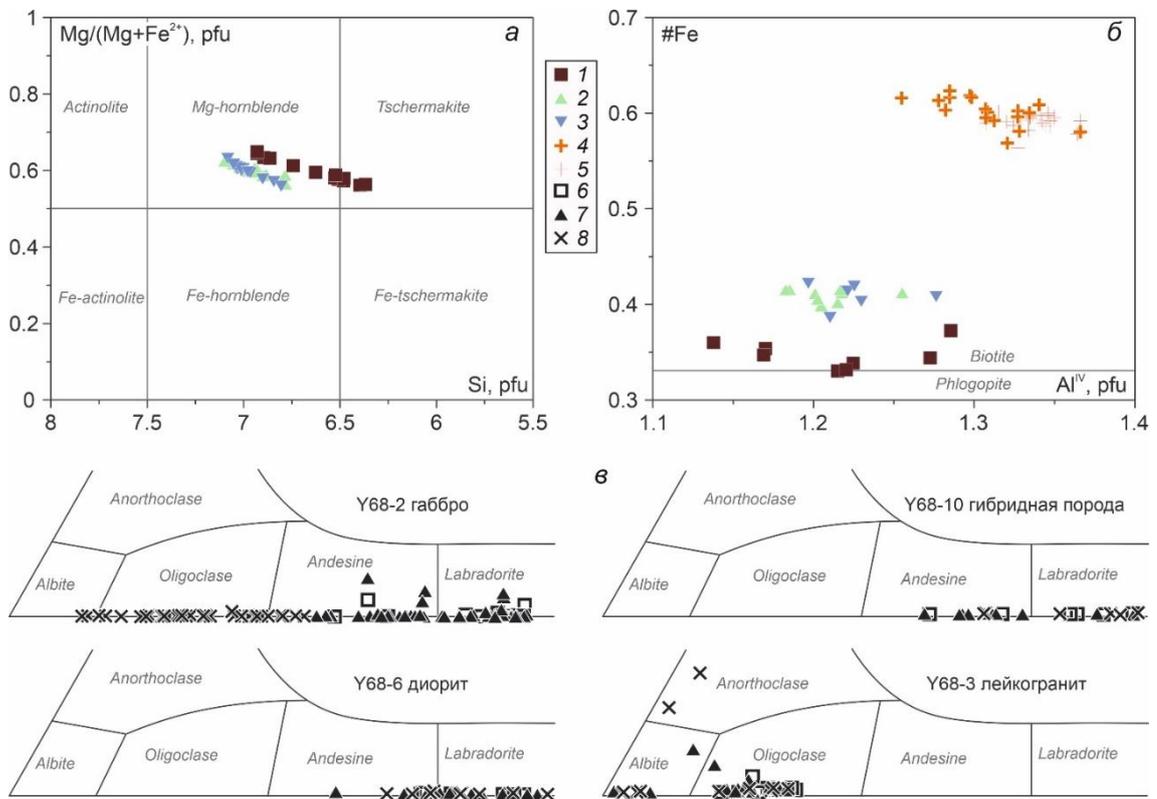


Рисунок 4.12. Классификационные диаграммы для амфиболов (а) (Leake et al., 1997), биотитов (б) (Deer et al., 2013) и полевых шпатов (в) пород комбинированной дайки Сайзырал. 1-5 – темноцветы: 1 – габбро, 2 – диоритов, 3 – гибридных пород, 4 – лейкогранитов (основная масса), 5 – лейкогранитов (гломероскопления). 6-8 – полевые шпаты: 6 – центральные части, 7 – промежуточные зоны, 8 – края.

4.5. Синплутонические дайки ухадагского гранитоидного и эрзинского мигматит-гранитного комплексов

В данную группу объединены минглинг дайки, которые, в силу их внутреннего строения, относятся к группе синплутонических даек. Поскольку в смешении с мафическими магмами принимают участие непосредственно вмещающие гранитоиды, такие дайки однозначно относятся либо к эрзинскому мигматит-гранитному, либо к ухадагскому гранитоидному комплексу.

Участок Стрелка

В междуречье р. Эрзин и Нарын (Рисунок 4.1) вмещающими породами для минглинг даек являются породы Нижнеэрзинского массива (~ 490 млн лет), относимого к ухадагскому гранитоидному комплексу. Массив вытянут в северо-восточном направлении конформно простирающую эрзинской тектонической зоны и имеет сложную морфологию в плане с перистыми контактами, что является диагностическим признаком синкинематических гранитоидных массивов (Michail et al., 2017). Дайки субвертикальные, простирание не выдержано, видимая протяженность составляет от нескольких десятков до сотен метров, мощность варьирует от 0.2 до 3.5 м (Рисунок 4.13 а, б).

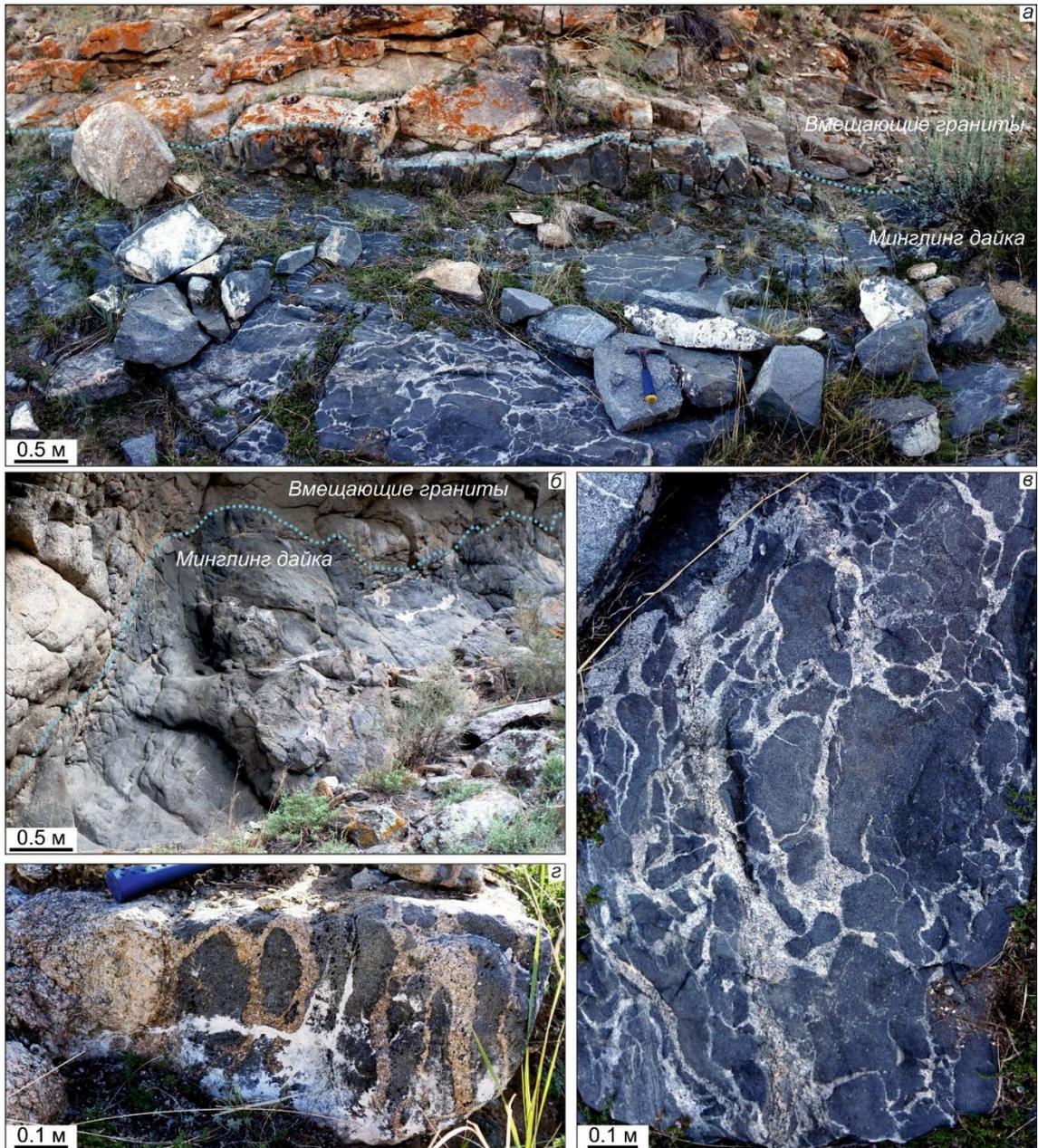


Рисунок 4.13. Внутреннее строение синплутонических даек участка Стрелка. *а* – общий вид наиболее представительного обнажения; *б* – субвертикальный контакт преимущественно базитовой дайки и граносиенитов Нижнеэрзинского массива; *в* – сетчатая структура, план; *г* – сетчатая структура, вертикальный срез. Голубым пунктиром показаны контакты даек и гранитоидов Нижнеэрзинского массива.

В строении даек преобладают мафические породы, граниты образуют сеть маломощных «прожилков», структурно и петрографически неотличимые от вмещающих гранитоидов. Фрагменты базитов находятся в непосредственном контакте с вмещающими породами, вследствие чего не всегда удастся четко определить положение эндо- и экзоконтактных зон. Форма и размер мафических тел крайне разнообразна, наблюдаются изометричные, вытянутые в одном или двух направлениях, дендроидной формы с элементами вязкого будинирования

фрагменты размером от долей см до нескольких метров (Рисунок 4.13 а, в). Морфология контактов контрастных пород практически всегда имеет лопастевидный, фестончатый и пламенеvidный характер, прямолинейные контакты встречаются крайне редко (Рисунок 4.13 в, г).

Мафическая компонента синплутонических даек по составу отвечает роговообманковым габбро, диоритам и кварцевым диоритам (Рисунок 4.14 а). Диориты и кварцевые диориты представляют собой среднезернистые гломеропорфировые породы (Pl 40-50%, Amp 10-15%, Vt 25-30%, Qz 5-15%) с акцессорными титанитом и игольчатым апатитом. Роговообманковые габбро (Pl 40-50%, Amp 40-45%, Vt 5-10%) мелко- равномернозернистые, акцессории представлены игольчатым апатитом, титанитом и магнетитом. В мафических породах широко распространены ксенокристаллы кварца и полевых шпатов.

Кислая часть даек сложена средне-, крупнозернистыми граносиенитами (Kfs 40-65%, Pl 15-20%, Qz 25-35%, Amp+Vt 5-8%, Рисунок 4.14 б) и двуполевошпатовыми гранитами (Kfs 35-40%, Pl 10-15%, Qz 15-20%, Amp+Vt 3-5%, Рисунок 4.14 в), акцессорные минералы представлены титанитом и ортитом. Структура пород варьирует от равномернозернистой до гломеропорфировой. Порфировые вкрапленники сложены крупными агрегатами КПШ и кварца, темноцветы часто образуют срастания. Вмещающие породы представлены кварцевыми сиенитами, граносиенитами и двуполевошпатовыми гранитами, петрографически близких к гранитоидам минглинга (Рисунок 4.14 г). В изученных образцах всех групп признаки деформаций отсутствуют.

Контакты между мафическими (габбро и диоритами) и салическими породами варьируют от ровных и контрастных (Рисунок 4.15 а) до пламенеvidных и фестончатых (Рисунок 4.15 б, в). Часто наблюдаются обособленные зоны промежуточного состава с заливообразными контактами, четко фиксирующиеся по изменению состава и зернистости пород (Рисунок 4.15 г).

Контактные зоны имеют разную ширину и сложное строение: выделяются мелкие агрегаты диоритового состава, мелкозернистые переходные породы с равномерным распределением меланократовых минералов и порфировидными вкрапленниками К-На полевого шпата, среднезернистые переходные породы с неравномерным распределением меланократовых и лейкократовых минералов, а также единичные крупнозернистые агрегаты биотита и роговой обманки в граносиенитах и двуполевошпатовых гранитах (Рисунок 4.15 в, г).

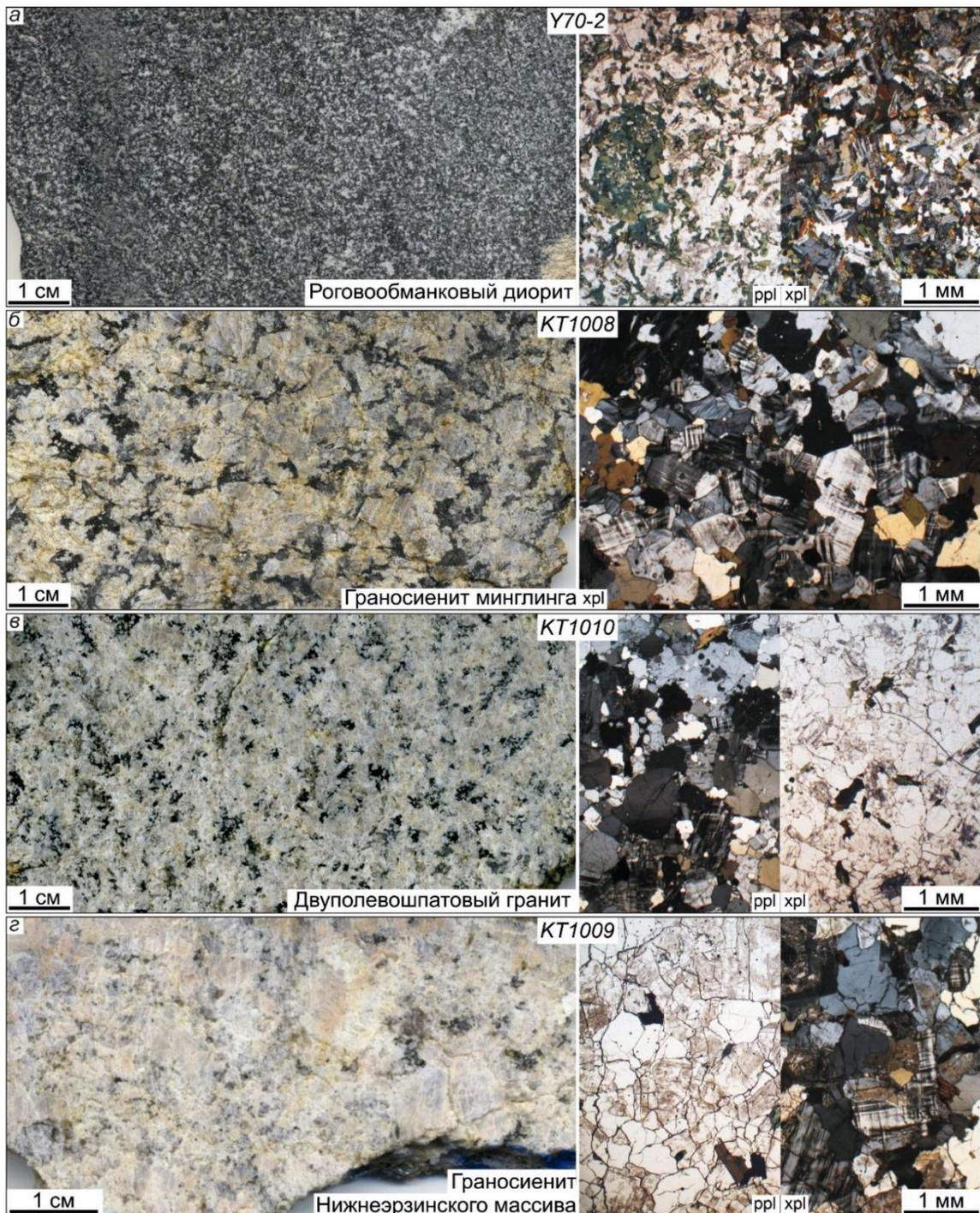


Рисунок 4.14. Петрография пород синплутонических даек участка Стрелка.

По петрографическому составу обособления мафических пород из контактовых зон отвечают диоритам и кварцевым диоритам с гломеропорфировыми сростками темноцветных минералов (Amp 10-60%, Bt 10-30%, Kfs 5-40%, Pl 25-40%, Qz 1-15%). Переход между разновидностями резкий и четко фиксируется на мезо- и микроуровне (Рисунок 4.15 з), в отдельных шлифах и пластинках наблюдаются каймы из крупнозернистых агрегатов амфибола (Рисунок 4.15 в). Полевые шпаты образуют пойкилитовые структуры с включениями

мелкозернистых призматических кристаллов амфибола и биотита. Также в породах переходных зон фиксируются крупные (до 3 мм) резорбированные кристаллы титанита.

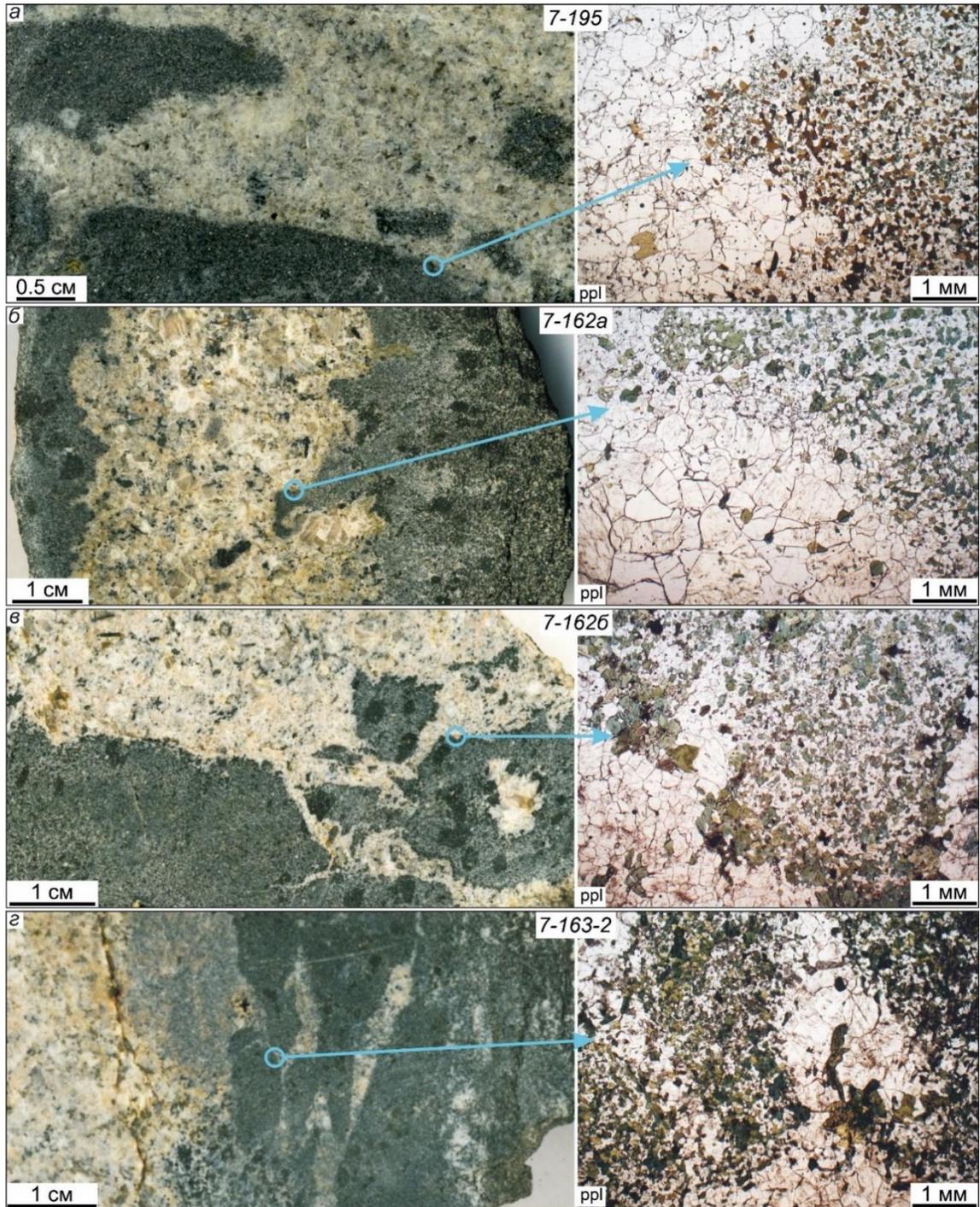


Рисунок 4.15. Взаимоотношения контрастных пород синплутонических даек участка Стрелка. *a* – четкий криволинейный контакт; *б* – пламенивидные и микрофестончатые контакты; *в* – рваный контакт, вблизи которого в базитах повышается концентрация и размер зерен амфибола и биотита; *г* – сложное строение контактовой зоны.

Проанализированы составы амфиболов, полевых шпатов и слюд двуполевошпатовых гранитов, диоритов и пород переходных зон синплутонических даек участка Стрелка, составы

приведены в [Таблицах П5, П6, П7](#). Формульные коэффициенты рассчитаны на 23 “О” для амфиболов, 11 – для слюд и 8 – для полевых шпатов. Амфиболы всех разновидностей пород имеют идентичные составы, отвечая магнезиальной роговой обманке ([Рисунок 4.16 а](#)). Магнезиальность амфиболов двуполевошпатовых гранитов (обр. 7-163-2-3) составляет 0.53-0.63, диоритов (обр. 7-192-3) – 0.51-0.56, пород переходных зон (обр. 7-163-12) – 0.52-0.62.

Слюды из всех разновидностей пород также идентичны по составу и на диаграмме Al^{IV} (p.f.u.) – #Fe ($Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)$, p.f.u.) формируют единое поле ([Рисунок 4.16 б](#)). Плаггиоклазы диоритов и пород переходных зон незональные, по составу идентичны и отвечают андезину: $An_{39}-An_{31}$ и $An_{37}-An_{32}$, соответственно ([Рисунок 4.16 в](#)). Плаггиоклазы двуполевошпатовых гранитов также не зональные, их состав варьирует от андезина до олигоклаза ($An_{36}-An_{24}$).

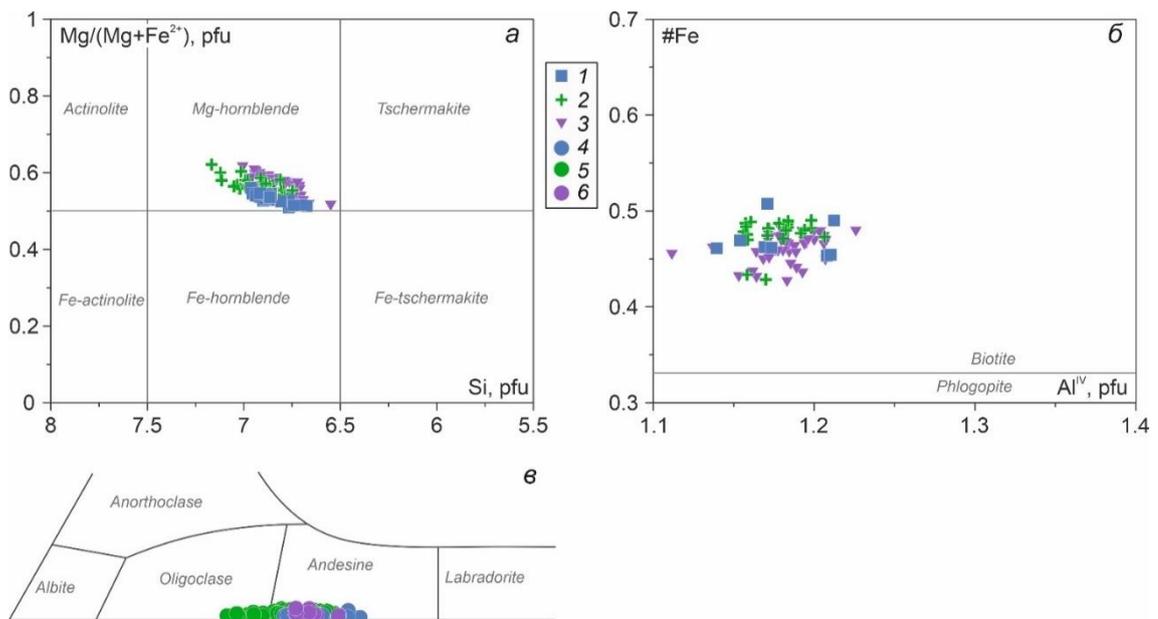


Рисунок 4.16. Классификационные диаграммы для амфиболов (а) ([Leake et al., 1997](#)), биотитов (б) ([Deer et al., 2013](#)) и полевых шпатов (в) пород синплутонической дайки участка Стрелка. 1-3 – темноцветы: 1 – диоритов, 2 – гранитов, 3 – пород промежуточных зон. 4-6 – плаггиоклазы: 4 – диоритов, 5 – гранитов, 6 – пород промежуточных зон.

Участок Восточный

К данной группе отнесены синплутонические дайки, расположенные на северо-восточном экзоконтакте Матутского массива ([Рисунок 4.1](#)). Геологическое строение участка включает в себя мигматиты и параавтохтонные гнейсограниты эрзинского комплекса, крупно- и гигантопорфировые гранитоиды ухадагского комплекса, а также минглинг дайки. Вмещающими для всех пород участка являются мигматиты, в которых широко распространены индикаторные деформационные структуры С'/S типа ([Рисунок 4.17 б](#)).

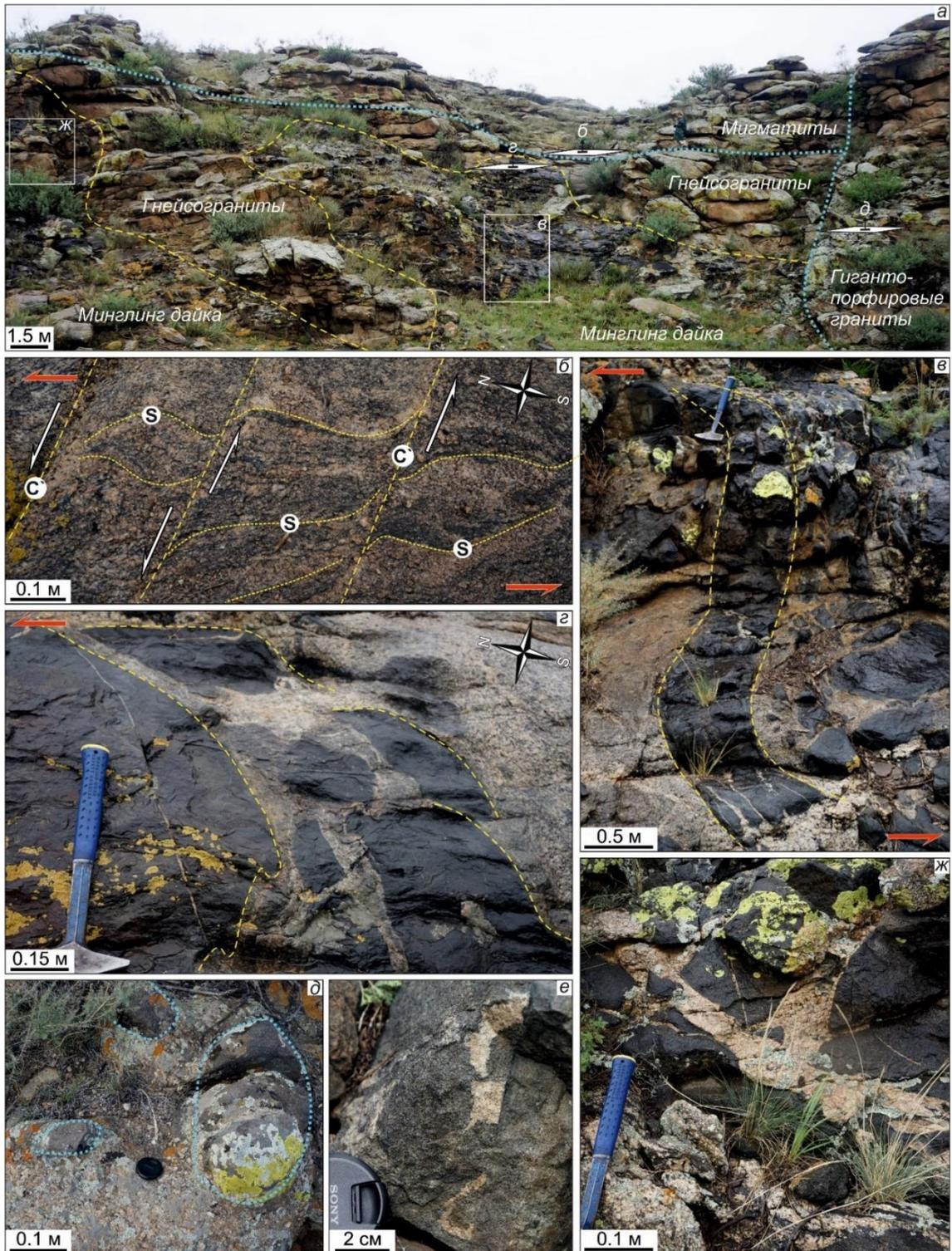


Рисунок 4.17. Строение синплутонических даек участка Восточный. *a* – общий вид обнажения; *б* – индикаторные деформационные структуры, план; *в*, *г* – S-образные вязко-пластичные деформационные структуры, косое сечение; *д* – мафические включения в гигантопорфировых гранитах, план; *е* – поздняя базитовая дайка; *ж* – минглинг дайка второй генерации. Голубым пунктиром показан контакт мигматитов и гнейсогранитов эрзинского комплекса, мафических включений и гигантопорфировых гранитов. Желтым пунктиром показан контакт гнейсогранитов и минглинг даек, а также индикаторные деформационные структуры.

Кинематика деформаций соответствует горизонтальному транспорту вещества, свидетельства взбросо-сбросовых деформаций отсутствуют. Мигматиты залегают

гипсометрически выше гнейсогранитов, контакт пород неявный, фиксируется по исчезновению в последних полосчатости и повышению лейкократовости. Минглинг структуры фиксируются на контакте гнейсогранитов и мафических пород. Последние образуют криволинейные цепочки, а также изолированные нодули размером от первых сантиметров до метра (Рисунок 4.17 в). Контакты контрастных пород разнообразны: наблюдаются как заливообразные и фестончатые (Рисунок 4.17 в, г, е), так и линейные (Рисунок 4.17 з) разновидности. Формирование структур магматического минглинга протекало в синдвиговой обстановке, на что указывают S-образные левосдвиговые вязко-пластичные деформации цепочек базитовых нодулей (Рисунок 4.17 в, г). Синдеформационные минглинг структуры секутся маломощными (до 0.2 м) диоритовыми (Рисунок 4.17 е) и гранитными (Рисунок 4.17 ж) дайками, имеющими прямо- и криволинейные контакты с породами синплутонических даек.

Гранитные дайки насыщены фрагментами базитов, для которых характерна как остроугольная, так и округлая форма со сложными минглинг контактами. Таким образом, на участке выделяется два сближенных во времени эпизода смешения мафических и гранитоидных магм (гнейсогранитов эрзинского комплекса и гранитоидов поздних даек).

Секущими, по отношению к породам эрзинского комплекса, являются гигантопорфировые двуполевошпатовые граниты и граносиениты ухадагского комплекса. Это серия тел неясной морфологии с видимой протяженностью до первых сотен метров, распространенных в зоне 1000 на 200 метров, простирающуюся конформно восточному контакту Матутского массива и выклинивающуюся в юго-восточном направлении. Гранитоиды насыщены округлыми включениями диоритов (Рисунок 4.17 д).

Салические породы раннего эпизода смешения представлены гнейсовидными биотитовыми двуполевошпатовыми гранитами эрзинского комплекса: Qz 30-35%, Pl 40-45%, Kfs 10-15%, Bt 5-10% с аксессуарными цирконом, титанитом и апатитом (Рисунок 4.18 а). В шлифах наблюдается деформационное двойникование полевых шпатов, дробление и рекристаллизация кварца. Гранитоиды секущих даек не деформированы и по составу отвечают биотит-амфиболовым двуполевошпатовым гранитам (Qz 25-45%, Pl 15-30%, Kfs 20-40%, Bt+Amp 10%, Рисунок 4.18 б).

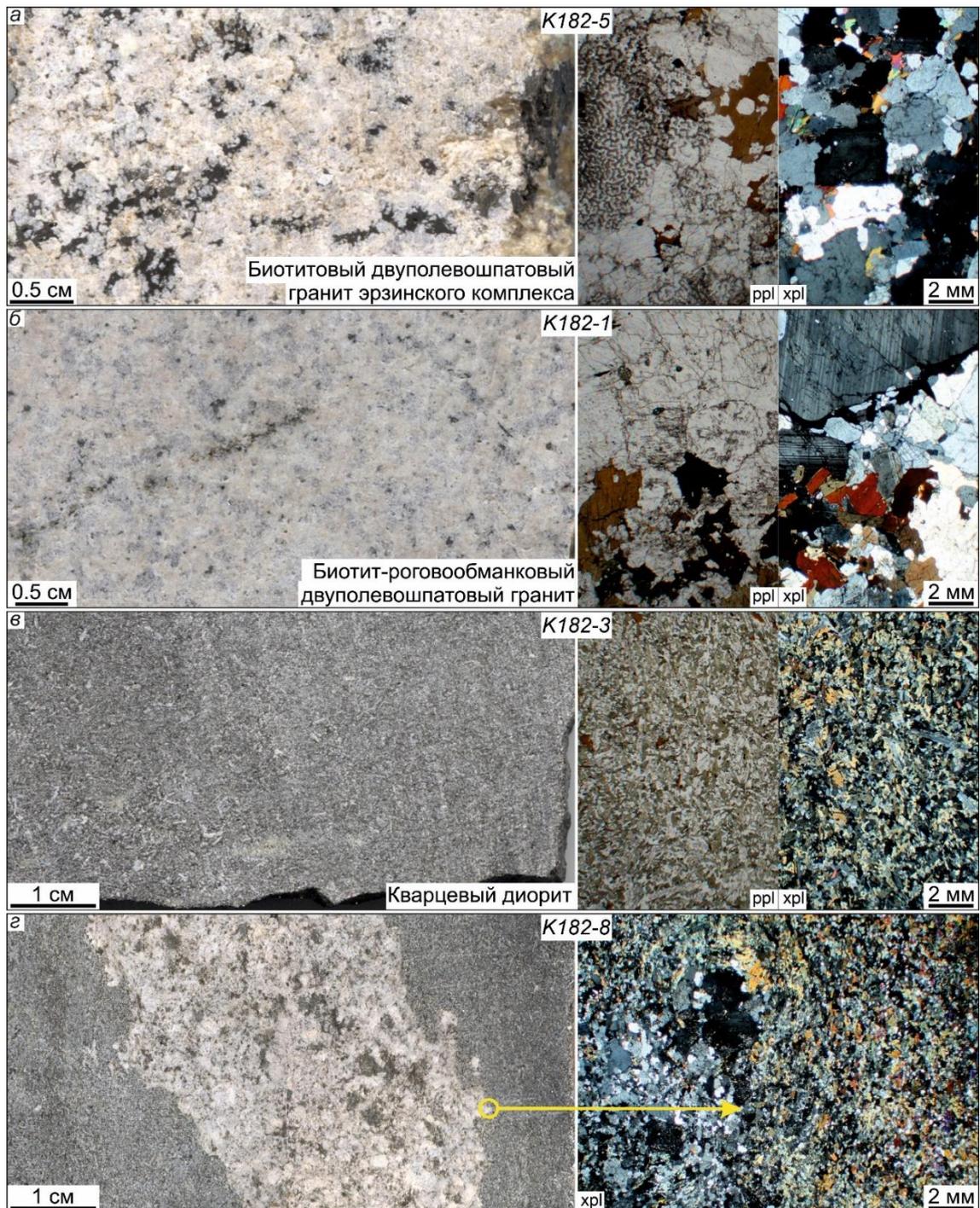


Рисунок 4.18. Петрография и взаимоотношения пород минглинг даек участка Восточный. г – четкий криволинейный контакт. В диоритах вблизи контакта наблюдается переориентировка темноцветных минералов и плагиоклаза, в гранитах – рекристаллизация кварца.

Мафические породы минглинг даек обеих генераций идентичны по петрографическому составу. В обеих группах они представлены роговообманковыми габбро (Pl 40-50%, Amp 40-45%, Bt 5-10%), диоритами и кварцевыми диоритами (Pl 40-50%, Amp 10-15%, Bt 25-30%, Qz 5-15%, [Рисунок 4.18 б](#)) с аксессуарными титанитом и игольчатым апатитом. Породы

равномернозернистые с габбровой структурой, гломероскопления темноцветов и ксенокристаллы встречаются редко. Деформационные микроструктуры отсутствуют.

Контакты контрастных пород даек обеих генераций имеют как линейную, так и сложную морфологию, зоны переходного состава отсутствуют. Минглинг структуры наиболее отчетливо проявлены на контакте диоритовых нодулей из цепочек и тонких гранитных «прожилков» (Рисунок 4.17 в). Типичны структуры взаимопроникновения, фестончатые и пламеневидные разновидности контактов, изолированные мелкие фрагменты диоритов в гранитах, а также крупные (захваченные из гранитов) кристаллы КПШ, плагиоклаза и кварца в диоритах. В диоритах наблюдается переориентировка плагиоклазов и темноцветных минералов конформно контакту с гранитами. Для последних на контакте с диоритами характерно общее снижение размера минералов, уменьшение доли полевых шпатов и биотита (Рисунок 4.18 з).

4.6. Типизация минглинг даек Западного Сангилен

4.6.1. Петрографический состав

Базиты простых даек представлены роговообманковыми габбро с содержаниями Срх до 40 %, в то время как петрографический состав мафических пород минглинг даек варьирует от роговообманковых габбро с содержаниями Срх <10 % до кварцевых диоритов (Таблица 4.1). Клинопироксен в породах встречается крайне редко (единичные образцы участков Матут и Баянкол) и всегда частично замещен амфиболом. Все породы с гломеропорфиновой структурой (Аmp, Вt-Аmp скопления). Акцессорные минералы представлены оксидами Fe в Срх-содержащих габбро, ксеноморфным титанитом и игольчатым апатитом в остальных разновидностях пород.

Таблица 4.1. Петрографический состав мафических пород минглинг даек.

Участок/ группа	Тавыт-Даг	Сайзырал	Баянкол Матут РЛС	Стрелка	Восточный	Простые дайки
Название породы	Вt-Аmp кварцевые диориты Аmp габбро	Вt-Аmp диориты и кварцевые диориты Аmp габбро	Вt-Аmp диориты и кварцевые диориты Аmp габбро	Диориты и кварцевые диориты Аmp габбро	Аmp габбро Вt-Аmp диориты	Аmp габбро
Состав	Pl 50-55% Vt+Amp 30-40% Qz 10-15% Pl 50-55% Amp 40-45% Vt 5-10% Qz <5%	Pl 60-65% Amp 20-25% Vt 10-20% Qz 5-15% Pl 50-55% Amp 40-45% Vt 5-10%	Pl 40-50% Amp 10-15% Vt 25-30% Qz 5-15% Cpx 5-10 % Pl 40-50% Amp 30-40% Vt 5-10%	Pl 40-50% Amp 10-15% Vt 25-30% Qz 5-15% Pl 40-50% Amp 40-45% Vt 5-10%	Pl 40-50% Amp 40-45% Vt 5-10% Pl 40-50% Amp 10-15% Vt 25-30% Qz 5-15%	Срх 20-40 % Pl 50-65 % Amp 5-10 % Vt 5-10 %

Поскольку ключевое отличие минглинг даек от простых базитовых даек заключается в их формировании при совместной кристаллизации мафических и салических магм, особенности петрографического состава базитов минглинга (последовательное снижение доли Срх, Fe-Ti

оксидов и увеличение содержаний Amp, Bt, Qz, Ttn) объясняются дополнительным привнесом H₂O из гранитной магмы в процессе кристаллизации габброидов.

Согласно модели гидратационной кристаллизации (hydration crystallization), предложенной в работе (Beard et al., 2004) для Amp-Bt-Qz-содержащих габброноритов, на поздних этапах эволюции известково-щелочных базитовых систем возможно протекание реакций замещения ранних твердых фаз (Cpx + Opx + Ca-Pl + Fe-Ti оксиды) на ассоциацию Na-Pl + Amp + Bt + Qz + Ttn. Протекание реакций происходит за счет взаимодействия ранних фаз с остаточным водонасыщенным расплавом (не менее 0.38 масс. % H₂O) и возможно в диапазоне температур от 800°C до 900°C и давлениях <7 кбар.

Значимый вклад гидратационной кристаллизации на петрографический состав базитов минглинг даек подтверждается обилием ксеноморфного титанита и гломероскоплений амфибола (амфибола и биотита) в породах, а также наблюдением резкого снижения An компоненты в плагиоклазах габбро комбинированной дайки Сайзырал (Рисунок 4.12).

По петрографическому составу салические породы комбинированных даек (Таблица 4.2) разделены на две группы: а) двуслюдяные двуполевошпатовые лейкограниты; б) Bt-Amp и Bt граниты. Салическими породами синплутонических даек являются гранитоиды Нижнеэрзинского массива (участок Стрелка) и параавтохтонные граниты эрзинского комплекса (участок Восточный).

Таблица 4.2. Петрографический состав салических пород минглинг даек.

Участок/ группа	Тавыт-Даг	Сайзырал	Баянкол Магут РЛС	Стрелка	Восточный	Простые дайки
Название породы	Bt-Amp граниты	Лейко- граниты	Лейко- граниты Bt граниты	Грано- сиениты Bt-Amp граниты	Bt граниты Bt-Amp граниты	Лейко- граниты
Состав	Qz 35-40% Pl 10-15% Kfs 40-50% Bt+Amp 5-10%	Qz 40-45% Pl 30-35% Kfs 20-25% Bt 5-10% Ms 3-5%	Qz 40-45% Pl 20-30% Kfs 20-25% Bt 5-10% Qz 20-30% Pl 20-30% Kfs 20-30% Bt 7-10%	Qz 25-35% Pl 15-20% Kfs 40-65% Amp+Bt 5-8% Qz 15-20% Pl 10-15% Kfs 35-40% Amp+Bt 3-5%,	Qz 30-35%, Pl 40-45%, Kfs 10-15%, Bt 5-10% Qz 25-45% Pl 15-30% Kfs 20-40% Bt+Amp 10%	Qz 40-45% Pl 30-35% Kfs 20-25% Bt 5-10% Ms 5-10%

Породы промежуточного петрографического состава зафиксированы в минглинг дайках на участках Стрелка и Сайзырал. В контексте классических представлений о смешении контрастных магм в плутонических условиях, синплутонические дайки участка Стрелка являются ярким представителем данной группы. В то же время, формирование пород переходного состава при смешении в дайковых условиях не является типичным, что объясняется малым временем сосуществования контрастных магм в ограниченном пространстве дайки. Все

изученные комбинированные дайки, за исключением участка Сайзырал, являются подтверждением этого правила. Другим важным отличием является несимметричное распределение мафических и салических пород в объеме дайки, а также её пологое залегание, конформное полосчатости во вмещающих породах. Наблюдаемые контактовые взаимоотношения контрастных пород комбинированных и синплутонических даек (контакты сложной морфологии, отсутствие зон закалки) всех участков однозначно говорят о сосуществовании и взаимодействии гранитоидных и базитовых магм. Помимо контактовых взаимоотношений, фиксируемых на мезоуровне (фестончатые, лопастевидные, пламеневидные контакты со взаимопроникновением, зоны промежуточного состава), на микроуровне также наблюдаются структуры, типичные для композитных систем (Таблица 4.3).

Таблица 4.3. Относительная частота встречаемости неравновесных структур в породах минглинг даек.

	Комбинированные дайки			Синплутонические дайки	
	Тавыт-Даг	Сайзырал	Матут, Баянкол, РЛС	Стрелка	Восточный
Гломероскопления темноцветных минералов в мафических породах	Часто	Очень часто	Часто	Очень часто	Часто
Кварцевые «глазки»	Редко	Очень часто	Редко	Часто	Редко
Игольчатый апатит	Очень часто	Очень часто	Очень часто	Очень часто	Очень часто
Полевые шпаты с зональным распределением включений	Отсутствует	Часто	Редко	Часто	Отсутствует
Приконтактовые зоны, насыщенные биотитом	Отсутствует	Часто	Отсутствует	Отсутствует	Отсутствует
Формирование субзерен кварца	Редко	Часто	Часто	Часто	Редко
Изменение соотношений породообразующих минералов в приконтактовых зонах	Часто	Часто	Редко	Очень часто	Редко

4.6.2. Разделение минглинг даек на группы комбинированных и синплутонических

Особенности внутреннего строения и характер взаимоотношений с вмещающими породами позволяют разделить дайки со свидетельствами магматического смешения на группы синплутонических и комбинированных. Общей чертой даек первой группы является то, что в минглинге с базитами участвуют непосредственно вмещающие салические породы: гранитоиды Нижнеэрзинского массива (участок Стрелка) и выплавки параавтохтонных гранитов эрзинского комплекса (участок Восточный). Петрографический состав гранитоидов группы комбинированных даек, напротив, отличается от состава вмещающих магматических и метаморфических пород, с которыми всегда наблюдаются четкие секущие контакты (участки Тавыт-Даг, Сайзырал, Матут, Баянкол, РЛС).

В обеих группах выделяются дайки, внутренняя структура которых прямо указывает на то, что смешение контрастных магм протекало в синдеформационных обстановках. Среди синплутонических такими признаками обладают дайки участка Восточный, среди

комбинированных – дайки участка Тавыт-Даг. Стиль деформаций на обоих участках вязко-пластичный. Для даек участка Тавыт-Даг фиксируется закономерная ориентировка маломощных гранитных «жил», что указывает на формирование ранних контракционных трещин в диоритах синхронно с их заполнением гранитоидами при субвертикальном транспорте салических магм. При этом, сами магматические каналы образуют эшелонированную систему слепых разрывов, формирующихся в синсдвиговых обстановках (Davis, Reynolds, 1996; Cheng et al., 2015; и др.).

Необходимо отметить, что именно в дайках участков Тавыт-Даг и Восточный типичные минглинг структуры проявлены наименее отчетливо. Реологические исследования показывают, что в присутствии девиаторных напряжений магматические суспензии демонстрируют неньютоновское поведение, образуются локальные области концентрации напряжений (Shaw, 1968; Spera, Feigenson, 1981). Деформация смешанной магматической системы будет выражаться в концентрации напряжений в узких краевых зонах раздела сред с разной вязкостью и, соответственно, сдвиговым перемещениям вдоль них. Деформационный процесс может приводить к «стиранию» минглинг структур (фестончатых, пламеневидных и т.д. контактов), «заменяя» их преимущественно прямолинейными контактами. На микроуровне это будет выражаться в появлении закономерной ориентировки удлиненных кристаллов плагиоклаза и амфибола, а также лейст биотита конформно линии контакта. Данные деформационные структуры были описаны ранее в скученных мафических шпирях (densely packed bands of mafic schlieren) как интерпретация пластичной синмагматичной деформации синплутонических даек и роев мафических включений (например, Furman, Spera, 1985).

4.7. Оценка глубины смешения контрастных магм

Для оценки глубины смешения контрастных магм в дайковых и плутонических условиях были определены РТ-условия кристаллизации пород комбинированной дайки Сайзырал и синплутонических даек Нижнеэрзинского массива (участок Стрелка). Для вычислений использовались составы центральных частей амфиболов и плагиоклазов из габбро и диоритов дайки Сайзырал, диоритов и двуполевошпатовых гранитов Нижнеэрзинского массива. Расчеты проведены с использованием Amp-P1 термобарометра (Holland, Blundy, 1994), Amp термометра (Putirka, 2016) и Amp барометра (Rudolfi, Renzulli, 2012).

Расчеты по (Holland, Blundy, 1994) для диоритов дайки Сайзырал (обр. Y68-6, Таблица П17) варьируют от 699 до 768°C ($X_{ср} = 735 \pm 24$ °C) и от 2.4 до 3.8 кбар ($X_{ср} = 3.0 \pm 0.5$ кбар); габбро (обр. Y68-2, Таблица П16) обладают более высокими температурой и давлением кристаллизации: 719-844°C ($X_{ср} = 783 \pm 37$ °C) и 3.4-5.7 кбар ($X_{ср} = 3.9 \pm 0.7$ кбар).

Значения давлений и температур, полученные для диоритов (обр. 7-192-3, Таблица П17) синплутонических даек участка Стрелка составляют 3.5-5.3 кбар ($X_{ср} = 3.9 \pm 0.5$ кбар) и 634-711°C ($X_{ср} = 685 \pm 18$ °C), соответственно. Для вмещающих гранитов (обр. 7-163-2-3,

Таблица П17) получены близкие значения: $P = 3.1-4.1$ кбар ($X_{ср} = 3.5 \pm 0.3$ кбар), $T = 674-732^{\circ}\text{C}$ ($X_{ср} = 697 \pm 19^{\circ}\text{C}$).

Согласно вычислениям по (Putirka, 2016; Rudolfi, Renzulli, 2012), давление и температура кристаллизации амфиболов из габбро дайки Сайзырал составляют $X_{ср} = 4.9 \pm 0.3$ кбар, $802 \pm 27^{\circ}\text{C}$; диоритов – $X_{ср} = 4.5 \pm 0.1$ кбар, $746 \pm 10^{\circ}\text{C}$. Значения, полученные для амфиболов из диоритов синплутонических даек участка Стрелка составляют $X_{ср} = 4.5 \pm 0.1$ кбар, $746 \pm 8^{\circ}\text{C}$; вмещающих гранитов – $X_{ср} = 4.5 \pm 0.1$ кбар, $752 \pm 12^{\circ}\text{C}$; из пород промежуточных зон – 4.6 ± 0.1 кбар, $758 \pm 10^{\circ}\text{C}$. Результаты вычислений по (Holland, Blundy, 1994; Putirka, 2016; Rudolfi, Renzulli, 2012) суммированы на Рисунке 4.19.

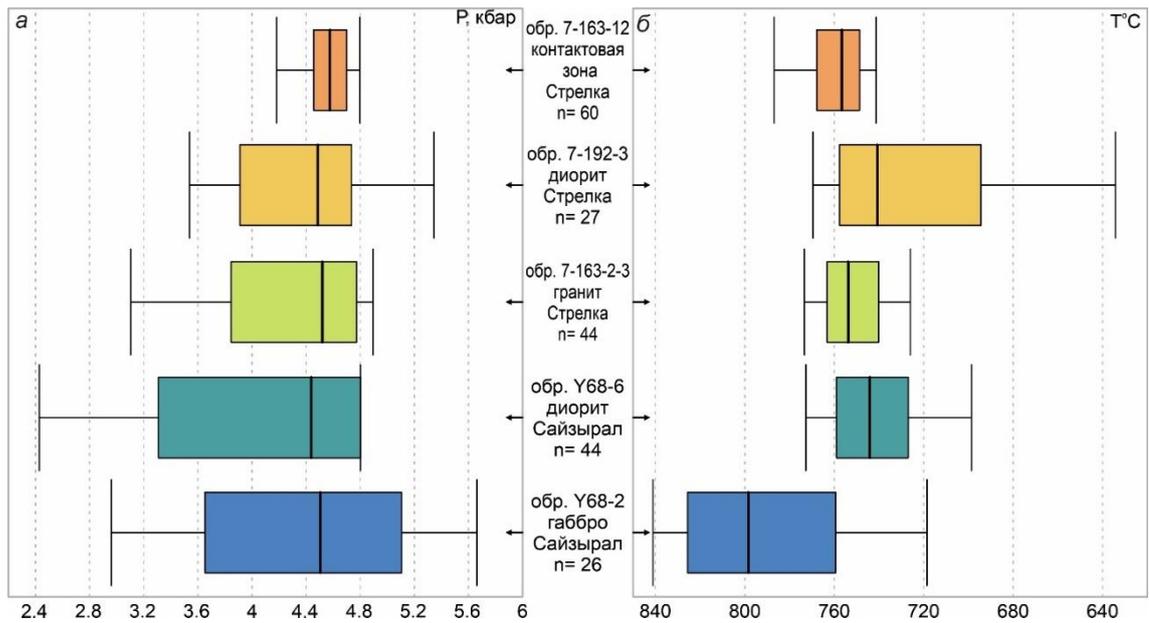


Рисунок 4.19. Обобщенные результаты вычислений давления и температур кристаллизации пород минглинг даек участков Сайзырал и Стрелка с использованием геотермобарометров (Holland, Blundy, 1994; Putirka, 2016; Rudolfi, Renzulli, 2012).

Глава 5. Абсолютный возраст и геологическая позиция минглинг даек Западного Сангилен

5.1. Комбинированные дайки участка Тавыт-Даг

Выводы об абсолютном возрасте пород комбинированных даек участка Тавыт-Даг основываются на данных, опубликованных в работе (Tsygankov et al., 2019). Изотопно-геохронологические исследования проводились методом магнитно-секторной масс-спектрометрии с лазерным пробоотбором (LA-SF-ICP-MS) для цирконов из гранитов (ER-03/9-15) и диоритов (ER-03/2-15) из осевой части наиболее мощной дайки участка. Детали аналитической процедуры и параметры измерения приведены в (Хубанов и др., 2016). Для гранитов получен широкий разброс значений возраста – от 474 до 920 млн лет (Рисунок 5.1 а). При этом большая часть аналитических точек лежит в диапазоне от 670 до 920 млн лет. Наиболее молодые значения образуют кластер из двух точек с возрастом 479 ± 24 млн лет. Для цирконов из диоритов получены значения возраста 490 ± 16 млн лет, СКВО = 2.5 (Рисунок 5.1 б).

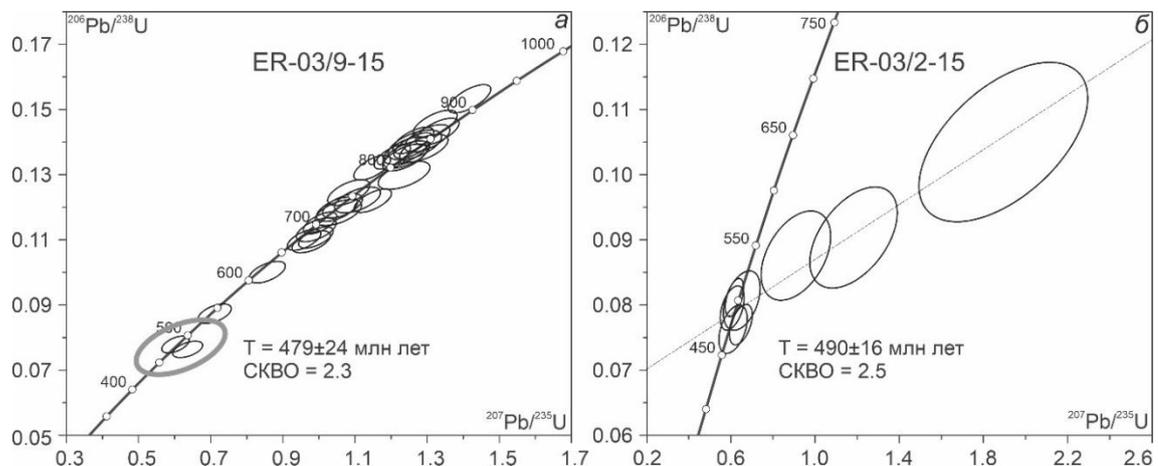


Рисунок 5.1. Диаграммы с конкордией для цирконов из гранитов (а) и диоритов (б) осевой зоны наиболее крупной комбинированной дайки участка Тавыт-Даг (Tsygankov et al., 2019).

Комбинированные дайки участка Тавыт-Даг не могут иметь возраст древнее 520 млн лет (возраст Матутского гранитоидного массива) (Семенова и др., 2024). Особенности внутреннего строения даек указывают на их формирование за счет заполнения базитовой магмой эшелонированной системы трещин в синсдвиговых обстановках (495-440 млн лет). Полученные изотопные данные не противоречат геологическому обоснованию нижней возрастной границы формирования комбинированных даек – 495 млн лет. В гранитах осевой части дайки Тавыт-Даг преобладают цирконы с возрастом 670-920 млн лет. Близкие датировки получены для гнейсогранитов эрзинского комплекса на участке Сайзырал (Рисунок 5.2 а) (Tsygankov et al., 2019) и метаморфических пород тесхемского метаморфического комплекса (900-760 млн лет) (Козаков и др., 2005). Из этого следует, что салическая часть дайки содержит в основном

захваченные древние цирконы, тогда как собственно времени формирования дайки отвечают единичные определения со средним возрастом 479 ± 24 млн лет.

5.2. Комбинированная дайка участка Сайзырал

Данные об абсолютном возрасте пород комбинированной дайки Сайзырал приведены в статьях (Tsygankov et al., 2019, пробы с индексом ER) и (Yakovlev et al., 2024, проба Y68-3). Изотопно-геохронологические исследования проведены для цирконов из вмещающих гнейсогранитов (ER-02-15), лейкогранитов верхней (Y68-3) и средней (ER-02/4-15) части дайки, а также из диоритов нижней части дайки (ER-02/3-15).

Значения возраста, полученные для цирконов из вмещающих гнейсогранитов, дают широкий разброс от 679 до 934 млн лет (Рисунок 5.2 а). По двум зернам получены наиболее «молодые» значения – 484 ± 23 млн лет. Для лейкогранитов из средней части дайки получен возраст 495 ± 5 млн лет (Рисунок 5.2 б). Значения возрастов цирконов из диоритов нижней части дайки образуют два самостоятельных кластера с возрастaми 711 ± 18 млн лет и 485 ± 12 млн лет (Рисунок 5.2 в).

Монофракция циркона из пробы Y68-3 (лейкогранит из верхней части дайки) представлена полупрозрачными и прозрачными идиоморфными кристаллами, цвет варьирует от бесцветного и светло-розового до коричневого (30 и 70% соответственно). Кристаллы имеют призматический габитус, идиоморфные зерна циркона встречаются редко. Размер колеблется в диапазоне от 30 до 250 мкм, соотношение длины и ширины 2:4 (очень редко 6:7). В режиме катодолюминесценции (CL) цирконы характеризуются слабым свечением, наблюдается осцилляторная зональность с внешней темной каймой. Аналитические исследования (Рисунок 5.2 в, Таблица П8) проводились по 9 наиболее крупным кристаллам с охватом центральных и промежуточных зон. Оценки возраста, полученные по 13 точкам, отвечают – 487 ± 3 млн лет (СКВО = 0.37).

Таким образом, время формирования комбинированной дайки Сайзырал, оцениваемое по изотопным данным цирконов из лейкогранитов, соответствует рубежу ~ 490 млн лет. Единичные определения наиболее молодых зерен в диоритах, с учетом большой ошибки, не противоречат данному заключению.

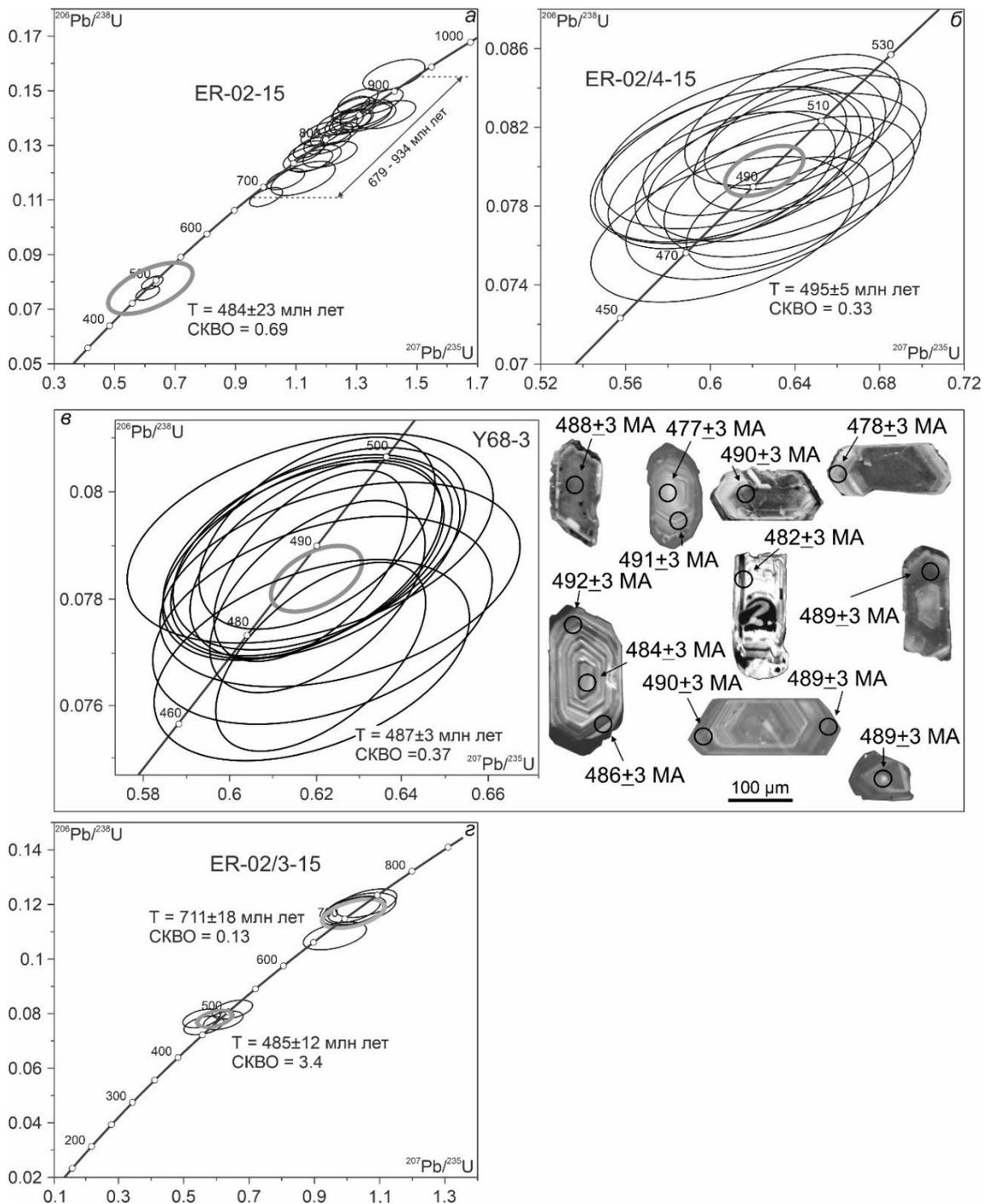


Рисунок 5.2. Диаграммы с конкордией и катодоллюминесцентные изображения цирконов из пород участка Сайзырал: *а* – вмещающие гнейсограниты эрзинского комплекса; *б* – лейкогранит из средней части дайки; *в* – лейкогранит из верхней части дайки (Yakovlev et al., 2024); *г* – диорит из нижней части дайки. Пробы с индексом ER по (Tsygankov et al., 2019).

Образование параавтохтонных гранитов эрзинского комплекса соответствует как минимум двум этапам: ~ 520 и ~ 485 млн лет (Karmysheva et al., в печати). Наиболее «молодые» значения возраста, полученные для вмещающих гнейсогранитов эрзинского комплекса, образуют изолированный кластер 484 ± 23 млн лет. Даже с учетом ошибки определения, можно с уверенностью утверждать, что эрзинские гнейсограниты, локализованные в обрамлении

комбинированной дайки Сайзырал, формировались на позднем этапе (~ 485 млн лет назад). Неопротерозойский кластер значений возраста цирконов из средних пород идентичен «древним» определениям во вмещающих гнейсогранитах и соответствует данным, полученным для метаморфитов тесхемского комплекса (Козаков и др., 2005). Данное наблюдение указывает на захват ксеногенных цирконов из вмещающих пород базитовой магмой в процессе транспорта.

5.3. Простые лейкогранитные дайки

Результаты изотопно-геохронологических исследований цирконов из даек лейкогранитов опубликованы в работе (Karmysheva et al., 2021). Монофракция циркона, выделенная из лейкогранитов простых даек (проба КТ1019), представлена полупрозрачными и прозрачными идиоморфными кристаллами светло-розовых до коричневых оттенков. Исследуемые зерна циркона имеет призматический габитус, четкие ребра и шероховатую и неровную поверхность граней. Размер зерен изменяется в широком диапазоне от 30 до 250 μm , отношение длины к ширине 2:4. Результаты изучения внутреннего строения цирконов в режиме CL показали, что они имеют простое строение. Их внутренние части характеризуются наличием тонкой осцилляторной магматической зональности, в единичных случаях присутствуют зерна с реликтами «древних» ядер (Рисунок 5.3). Исследования ксеногенных цирконов в CL-изображении показали, что они представлены призматическими субидиоморфными зернами, часто в виде обломков длиннопризматических зерен, которые имеют признаки осцилляторной магматической зональности.

Аналитические исследования (Рисунок 5.3, Таблица П9) проводились по 16 наиболее крупным кристаллам циркона. Изотопные значения возрастов, полученные по 20 локальным точкам, составляет 486 ± 2 млн лет (СКВО = 0.99). Таким образом, учитывая магматическую природу исследованных цирконов, полученное значение изотопного возраста можно рассматривать в качестве оценки времени кристаллизации лейкогранитных даек. Изотопные отношения $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, полученные по 4 зернам ксеногенного циркона (Таблица П9, № 21–24) показали два конкордантных значения возраста: ~ 515 млн лет и ~ 542 млн лет. Цирконы со значениями возраста ~ 515 млн лет, вероятнее всего, являются захваченными из вмещающих дайку гранулитов эрзинского комплекса. В краевой части зерна с ксеногенным ядром определено значение возраста 487 млн лет (№ 10 и 21, Таблица П9), что подтверждает возможность захвата циркона (предположительно, метаморфического генезиса) и его дальнейший рост в расплаве. Значение возраста ~ 542 млн лет отвечает, вероятнее всего, возрасту протолита тесхемского (эрзинского) комплекса (Козаков и др., 1999).

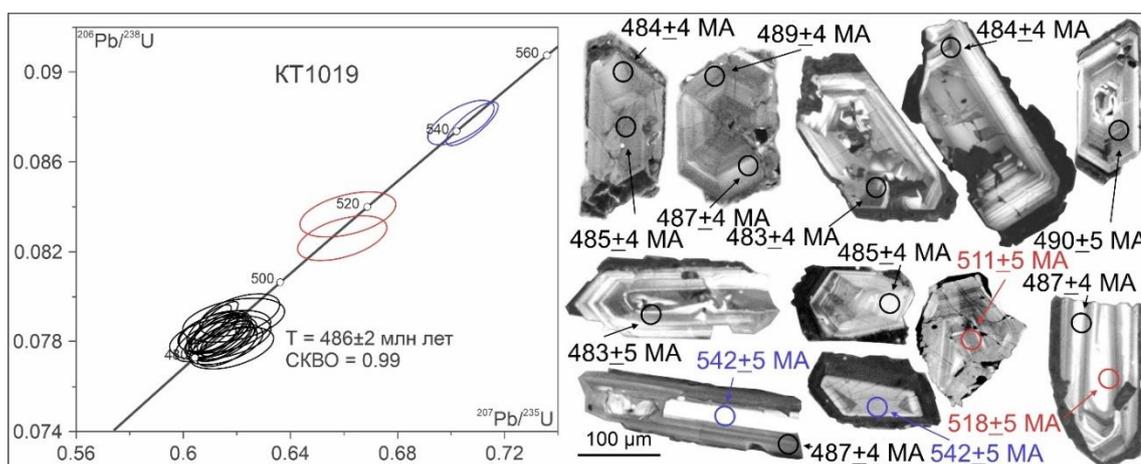


Рисунок 5.3. Диаграммы с конкордией и катодоллюминесцентные изображения цирконов из простых лейкогранитных даек (Karmysheva et al., 2021).

5.4. Синплутонические дайки участков Стрелка и Восточный

Участок Стрелка. Результаты изотопно-геохронологических исследований цирконов из гранитоидов Нижнеэрзинского массива опубликованы в работе (Кармышева и др., 2022а). Проба КТ1008 отобрана из порфирированных кварцевых сиенитов. Монофракция циркона представлена полупрозрачными и прозрачными идиоморфными призматическими кристаллами с розовой и бледно-желтой окраской, четкими ребрами и ровной поверхностью граней. Размер зерен варьирует в диапазоне от 150 до 400 μm по удлинению и 70–100 μm по ширине. В режиме CL цирконы характеризуются тонкой осцилляторной магматической зональностью и наличием сингенетических включений аксессуарных минералов. Аналитические исследования (Рисунок 5.4, Таблица П10) проводились по 17 наиболее крупным кристаллам циркона (23 локальные точки). Конкордантное значение возраста составляет 487 ± 2 млн лет (СКВО = 0.11).

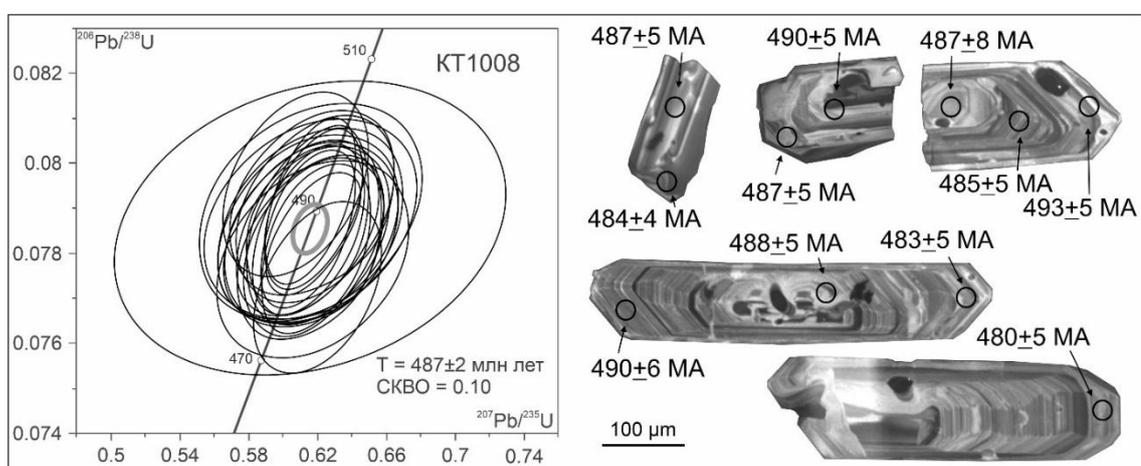


Рисунок 5.4. Диаграммы с конкордией и катодоллюминесцентные изображения цирконов из порфирированных кварцевых сиенитов Нижнеэрзинского массива, участок Стрелка (Кармышева и др., 2022а).

Участок Восточный. Возраст синплутонических даек участка Восточный отвечает времени формирования параавтохтонных гранитов эрзинского комплекса (~ 520 или ~ 485 млн лет) (Karmysheva et al., в печати). С учетом того, что смешение контрастных магм протекало синхронно с деформациями, характерными для позднеколлизийного этапа (495-430 млн лет), возраст синплутонических даек участка Восточный соответствует рубежу ~ 495-485 млн лет. Данное заключение подтверждается тем, что внедрение секущих, по отношению к синплутоническим дайкам, гранитоидов ухадагского комплекса происходило на рубеже ~ 485 млн лет (Кармышева и др., 2022а).

Результаты изотопно-геохронологических исследований (Таблица 5.1), в совокупности с геологическими и структурными данными указывают на формирование изученных минглинг даек Западного Сангилен в возрастном диапазоне ~ 495-485 млн лет.

Таблица 5.1. Результаты изотопно-геохронологических исследований цирконов.

Участок	Порода	№ пробы	Возраст, млн лет	Ссылка
Тавыт-Даг	Гранит осевой зоны дайки	ER-03/9-15	479 ± 24	Tsygankov et al., 2019
	Диорит осевой зоны дайки	ER-03/2-15	490 ± 16	
Сайзырал	Вмещающий гнейсогранит эрзинского комплекса	ER-02-15	484 ± 23	
	Лейкогранит верхней части дайки	Y68-3	487 ± 3	
	Лейкогранит средней части дайки	ER-02/4-15	495 ± 5	Tsygankov et al., 2019
	Диорит нижней части дайки	ER-02/3-15	485 ± 12	
Дайки лейкогранитов	Лейкогранит	KT1019	486 ± 2	Karmysheva et al., 2021
Стрелка	Порфириовидный кварцевый сиенит Нижнеэрзинского массива	KT1008	487 ± 2	Кармышева и др., 2022а

5.5. Геологическая позиция минглинг даек

Медианные значения давления кристаллизации всех разновидностей пород минглинг даек близки и составляют ~ 4.6 кбар. С учетом того, что 1 кбар литостатического давления отвечает 3.3 км земной коры, усредненная глубина смещения контрастных магм оценивается в 15-16 км, что отвечает уровню средней коры (Рисунок 5.5 а). Полученные результаты не противоречат опубликованным данным по глубинности становления крупных габбро-монцодиоритовых массивов Западного Сангилене (Egorova et al., 2006).

Полученные оценки давления кристаллизации пород минглинг даек (с учетом погрешности, 4-5 кбар) ниже таковых для тесхемского и эрзинского метаморфических комплексов (5.3-7.2 кбар) (Рисунок 5.5 а). Данный эффект можно объяснить как общим изостатическим утонением коры, так и образованием областей локального понижения давления при внедрении даек. Поскольку полученные значения идентичны для комбинированных и синплутонических даек, вклад понижения общего давления представляется доминирующим.

Согласно (Владимиров и др., 2005, 2017), на Западном Сангилене смена тектонической обстановки транспрессии на транстензию идентифицируется по смене кинематики деформаций со взбросовой на левосдвиговую и отвечает возрастному рубежу ~ 495 млн лет. Так как внедрение минглинг даек происходило в интервале ~ 495-485 млн лет, то можно констатировать, что относительно низкие давления кристаллизации пород минглинг даек являются следствием их формирования в условиях позднеколлизийного растяжения. Иными словами, одним из факторов, обеспечивших массовое образование минглинг даек в регионе, является переход от тектонических обстановок сжатия к обстановкам растяжения.

На внедрение минглинг даек синхронно со сдвиговыми деформациями указывают особенности их внутреннего строения: на участках Восточный и Тавыт-Даг зафиксированы хрупко-пластичные индикаторные структуры сдвигового генезиса. Другим свидетельством приуроченности изученных минглинг и простых даек к позднеколлизийному этапу развития структур региона является широкое распространение среди салических пород даек сильнопералюминиевых лейкогранитов (Pitcher, 1983; Miller, 1985; Chappell et al., 1988; Searle et al., 1997; Sylvester, 1998).

Внедрение минглинг даек протекало синхронно с образованием крупных базитовых и гранитоидных массивов Западного Сангилене. Период ~ 495-485 млн лет отвечает времени внедрения габбро-монцодиоритовых Баянкольского (~ 497-489 млн лет) и Эрзинского (~ 492 млн лет) массивов (Козаков и др., 1999; Изох и др., 2001; Козаков и др., 2001) (Рисунок 5.5 б). Особенности химического состава мафических пород (Глава 6) не позволяют рассматривать базитовые и комбинированные дайки в качестве питающих каналов для преимущественно габброидных массивов региона. Иными словами, комбинированные дайки являются телами

жильного типа, формировавшихся при заполнении композитным материалом слепых трещин во вмещающих породах. В случае синплутонических даек внедрение базитовой магмы происходило не в консолидированные породы за счет нарушения их сплошности, а в кристаллизующиеся плутоны кислого состава.

В данном ключе, образование комбинированных и синплутонических даек является прямым доказательством существования в период ~495-485 млн лет базитового очага (промежуточной камеры или камер) на уровне средней коры. Привнос тепла от базитов промежуточных камер являлся одним из факторов, обеспечивших плавление неоднородного эрзинского комплекса и формирование различных по составу гранитоидных магм – салической компоненты комбинированных даек.

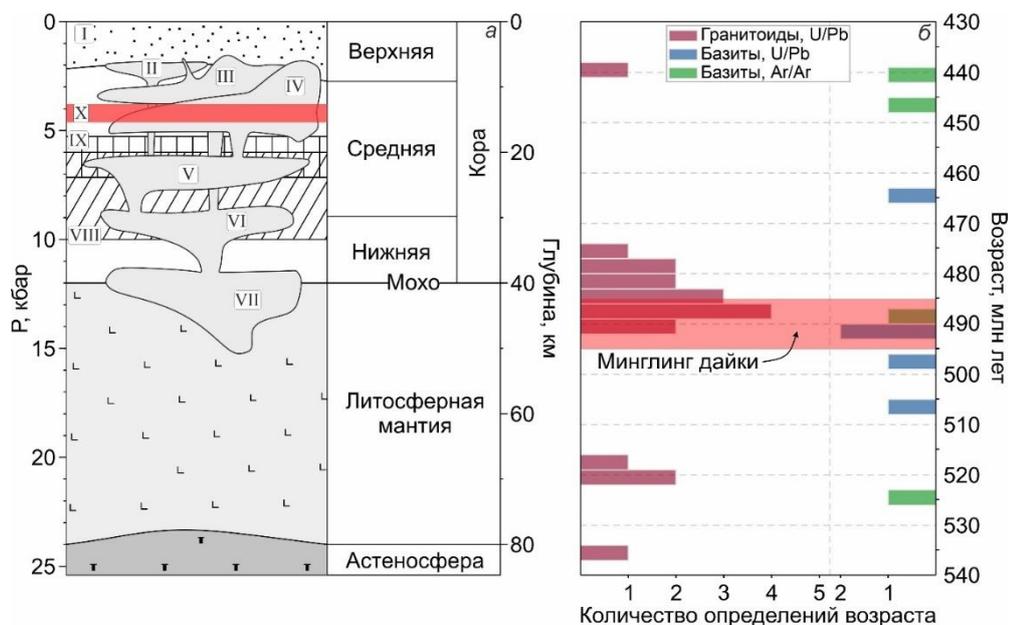


Рисунок 5.5. *a* - позиция минглинг даек на схематичном разрезе строения земной коры и литосферной мантии на ЮЗ окраине ТММ (Западный Сангилен) в раннем палеозое по (Egorova et al., 2006, с изменениями). I – вулканогенно-осадочные комплексы кембрия, II – Правотарлашкинский массив; III – габброиды Башкымугурского массива; IV – монцодиориты Башкымугурского массива; V-VII – промежуточные магматические камеры; VIII – моренский метаморфический комплекс по (Владимиров, 1987; Каргополов, 1997; Козаков, 1986); IX – тесхемский и эрзинский метаморфические комплексы (Karmysheva et al., 2021; Полянский и др., 2023); X – минглинг дайки; *б* – обобщенные гистограммы возраста гранитоидных и базитовых комплексов Западного Сангилена.

Первое защищаемое положение. Становление минглинг даек Эрзинской тектонической Западного Сангилена произошло в период 495-485 млн лет на среднекоровом уровне глубинности (4-5 кбар) в обстановках синдвигового растяжения. Взаимодействие контрастных по составу магм происходило при формировании комбинированных (заполнение композитной магматической смесью слепых трещин во вмещающих породах) и синплутонических (внедрение базитовой магмы в кристаллизующиеся плутоны кислого состава) даек.

Глава 6. Вещественный состав и петрогенезис пород минглинг и простых даек Западного Сангилен

В данной главе рассматриваются вопросы петрогенезиса и возраста мафических и салических пород даек, а также обсуждаются механизмы взаимодействия контрастных по составу магм.

6.1. Вещественный состав пород даек

6.1.1. Простые базитовые и лейкогранитные дайки

Содержания главных и редких элементов проанализированных пород базитовых и лейкогранитных даек приведены в [Таблице П11](#). Содержания SiO_2 в роговообманковых габбро простых даек составляют 47.8-53.6 мас. %, концентрации MgO , относительно минглинг даек, высокие (5.5-9.8 мас. %). Концентрации $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} = 3.5\text{-}5.6$ мас. %, на TAS диаграмме породы преимущественно занимают поле габбро ([Рисунок 6.1 а](#)). Содержания K_2O колеблются от 0.3 до 2.7 мас. %, отвечая породам от умереннокалиевого известково-щелочного до шохонитового ряда ([Рисунок 6.1 б](#)). На бинарных диаграммах ([Рисунок 6.2](#)) наблюдаются существенные вариации в содержаниях петрогенных оксидов, содержания $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{общ}}$, MnO , MgO снижаются с понижением кремнекислотности.

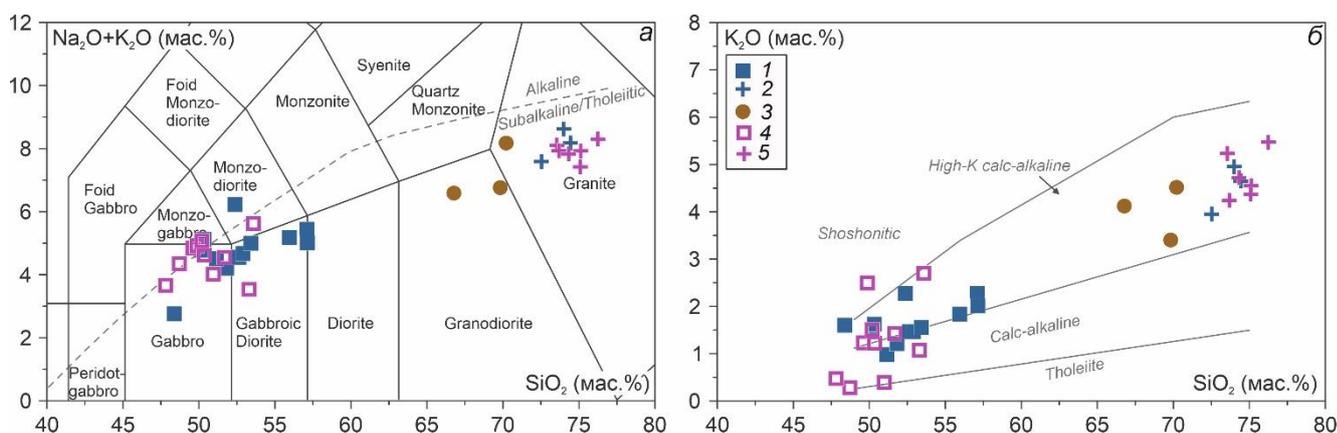


Рисунок 6.1. Классификационные диаграммы пород комбинированных даек участков Баянкол, Матут и РЛС, а также простых базитовых и лейкогранитных даек. *а* – $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ - SiO_2 ([Middlemost, 1994](#)); *б* – K_2O - SiO_2 ([Peccerilo, Taylor, 1976](#)). 1-3 - комбинированные дайки: 1 – габбро и диориты, 2 – лейкограниты, 3 – граниты; 4,5 – простые дайки: 4 – габбро, 5 – лейкограниты.

Спектры распределения РЗЭ пород имеют отрицательный наклон ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 9.3\text{-}13.6$, $(\text{Gd}/\text{Yb})_N = 2.9\text{-}3.8$, $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.8\text{-}0.9$) ([Рисунок 6.4 а](#)), содержания составляют 191-257 г/т. Мультиэлементные диаграммы демонстрируют HFSE минимумы, различную степень обогащения LILE, Th и U ([Рисунок 6.4 б](#)).

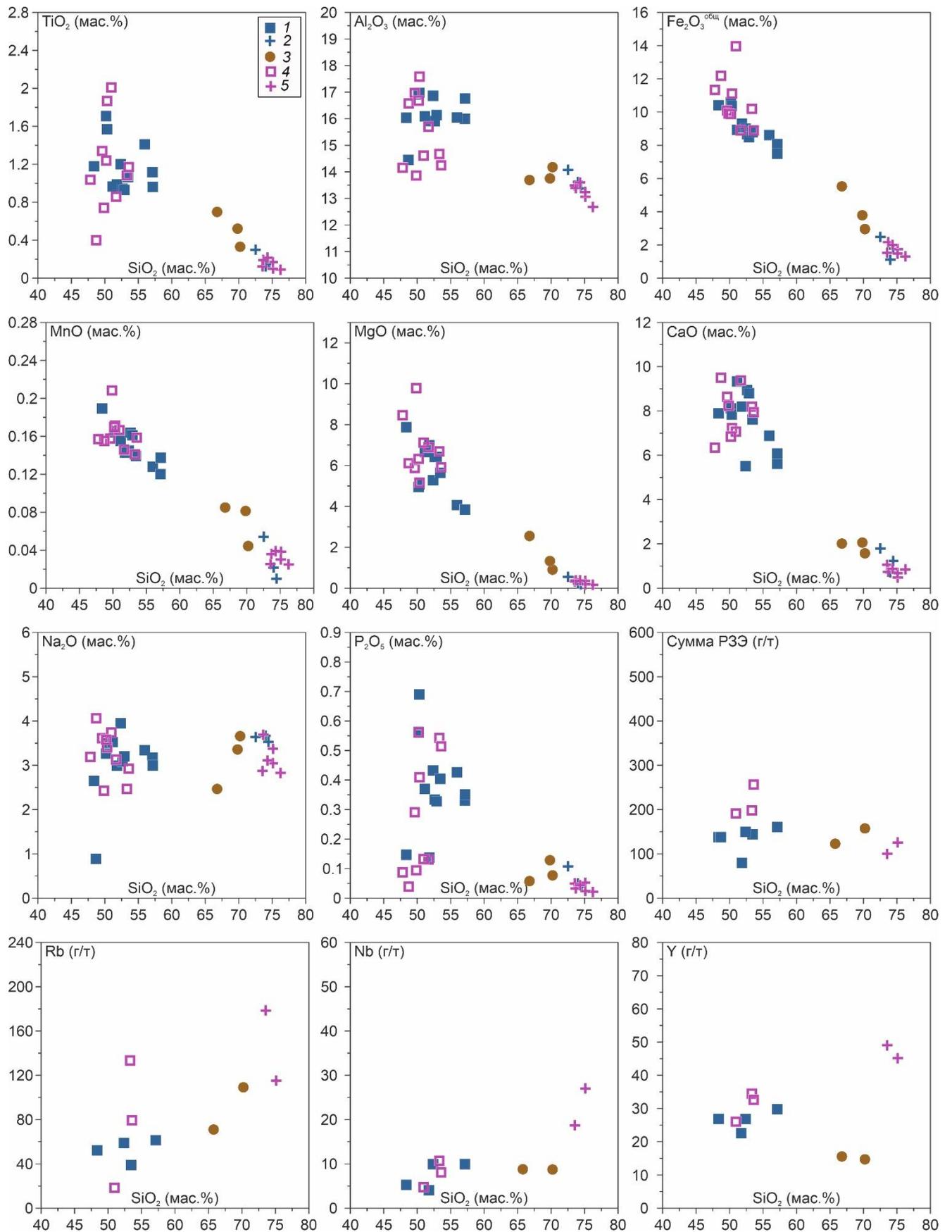


Рисунок 6.2. Содержания породообразующих (мас. %) и редких (г/т) элементов по отношению к SiO₂ для пород комбинированных даек участков Баянкол, Матут и РЛС, а также простых базитовых и лейкогранитных даек. 1-3 – комбинированные дайки: 1 – габбро и диориты, 2 – лейкограниты, 3 – граниты; 4,5 – простые дайки: 4 – габбро, 5 – лейкограниты.

Лейкограниты даек находятся в полях магнезиальных щелочно-известковистых пород (Рисунок 6.3), значения #Fe и MALI составляют 0.7-0.8 и 6.7-7.5, соответственно. На диаграмме Ab-An-Or соответствуют гранитам (Рисунок 6.3 з). Породы пералюминиевые (ASI = 1.0-1.2), на TAS диаграмме располагаются в поле гранитов (Рисунок 6.1 а).

Содержания РЗЭ в лейкогранитах составляют 100-126 г/т, для пород характерны слабонаклонные спектры с глубокими европиевыми аномалиями ($(La/Yb)_N = 2.0-3.0$, $(Gd/Yb)_N = 0.8-1.2$, $Eu/Eu^* = 0.2-0.3$) (Рисунок 6.4 в). Спайдер-диаграммы демонстрируют Nb, Ti, Sr минимумы, обогащение актиноидами и LILE (Рисунок 6.4 з).

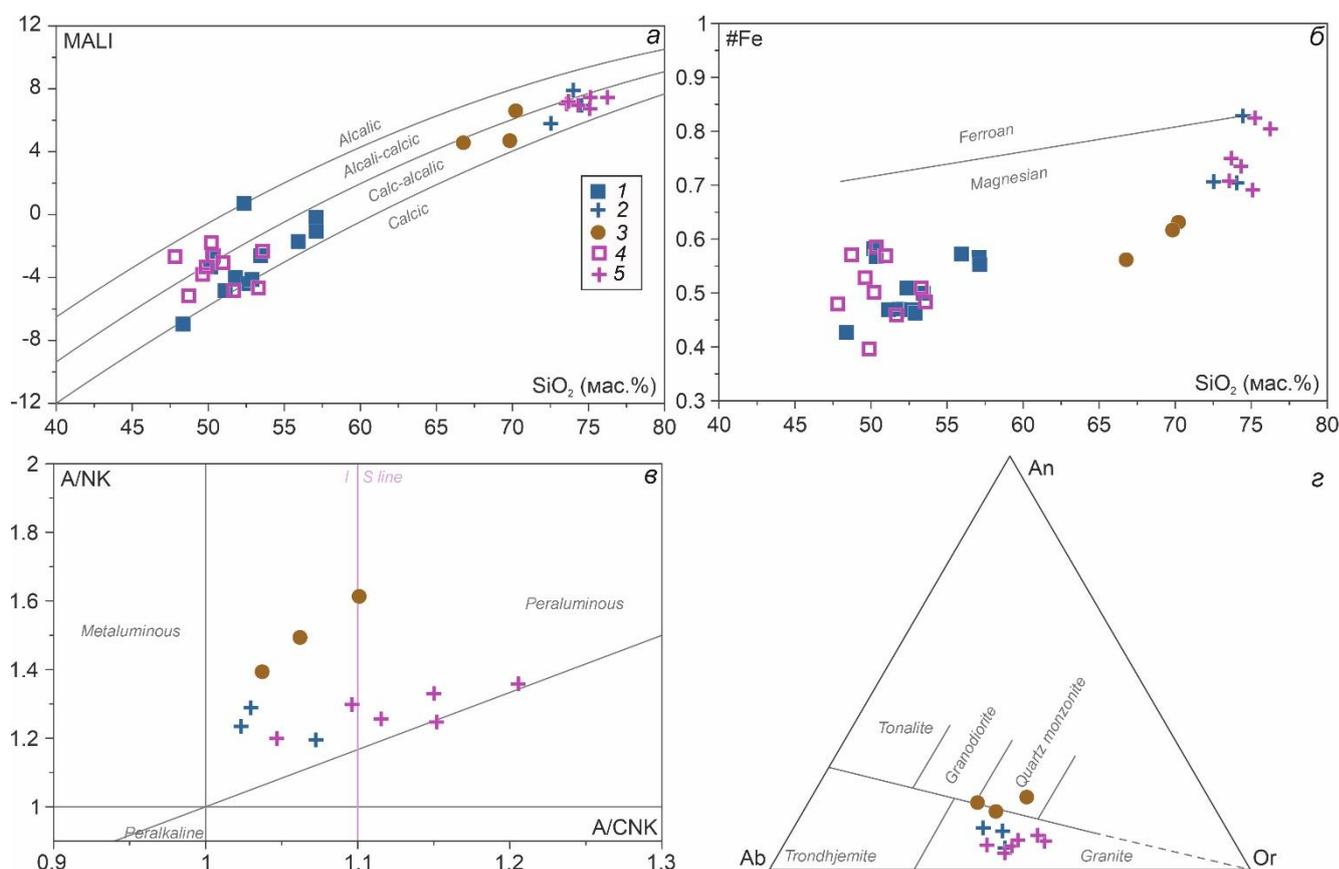


Рисунок 6.3. Классификационные диаграммы для пород комбинированных даек участков Баянкол, Матут и РЛС, а также простых базитовых и лейкогранитных даек. а – MALI - SiO₂ (Frost et al., 2001); б – FeO^{tot}/(FeO^{tot}+MgO) - SiO₂ (Frost et al., 2001); в – A/NK - A/CNK, I-S линия по (Chappell, White, 2001); з – Ab-An-Or, классификационные границы по (O'Connor, 1965). 1-3 – комбинированные дайки: 1 – габбро и диориты, 2 – лейкограниты, 3 – граниты; 4,5 – простые дайки: 4 – габбро и диориты, 5 – лейкограниты.

6.1.2. Комбинированные дайки участков Матут, Баянкол и РЛС

Содержания главных и редких элементов проанализированных пород комбинированных даек участков Матут, Баянкол и РЛС приведены в Таблице П12. Для мафических пород минглинг даек характерны существенные вариации кремнезема (48.4-57.1 мас. %), K₂O и Na₂O (Na₂O+K₂O

= 2.8-6.2 мас. %), что обуславливает их положение на TAS диаграмме в полях габбро, габбродиоритов и монцонитов (Рисунок 6.1 а).

По петрографическому составу породы с содержаниями SiO_2 менее 52 мас. % соответствуют роговообманковым габбро с реликтами Cr_x , 52-55 мас. % – роговообманковым габбро и диоритам без Cr_x , более 55 мас. % – кварцевым диоритам. Габбро даек с высокими, относительно диоритов, содержаниями MgO , CaO , $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{общ}}$, пониженными K_2O . Наблюдается закономерное изменение концентраций данных петрогенных оксидов с ростом кремнекислотности пород, содержания прочих оксидов находится на одном уровне (Рисунок 6.2). Габбро относятся к умеренно- и высококалиевой известково-щелочной сериям, диориты – к высококалиевой известково-щелочной серии (Рисунок 6.1 б).

Породы с высоким содержанием РЗЭ (138-160 г/т), для всех групп наблюдаются идентичные спектры РЗЭ с преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 7.3-8.5$, $(\text{Gd}/\text{Yb})_N = 1.9-3.2$) и отсутствием европиевых аномалий ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.9-1.0$) (Рисунок 6.4 а). Мультиэлементные спектры пород (Рисунок 6.4 б) демонстрируют минимумы HFSE (Nb, Ta, Zr, Hf, Ti) и обогащение LILE (Rb, Ba).

По петрографическому составу среди гранитоидов комбинированных даек участков Матут, Баянкол и РЛС выделяются группы лейкогранитов и Вт гранитов. На диаграммах TAS и Ab-An-Or лейкограниты комбинированных даек занимают поле гранитов с содержаниями кремнезема 72.5-74.4 мас. % (Рисунок 6.1 а, Рисунок 6.3 з). Породы с высокими содержаниями K_2O (3.95-4.95 мас. %), на диаграммах MALI и A/CNK-A/NK точки составов отвечают известково-щелочным, щелочно-известковистым и слабопералюминиевым гранитоидам. Лейкограниты магнезиальные, значения $\#Fe$ составляют 0.7-0.83 (Рисунок 6.3). Для пород характерно снижение концентраций TiO_2 , $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{общ}}$, MnO , MgO и CaO с ростом кремнекислотности.

Относительно лейкогранитов, граниты комбинированных даек обладают меньшими содержаниями SiO_2 , но большими концентрациями TiO_2 , Al_2O_3 , $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{общ}}$, MnO , MgO , CaO и P_2O_5 , содержания K_2O и Na_2O на идентичном уровне. На TAS диаграмме граниты занимают поля гранодиоритов и гранитов с содержаниями кремнезема (Рисунок 6.1 а), на диаграмме Ab-An-Or соответствуют гранитам и кварцевым монцонитам (Рисунок 6.3 з). Породы с высокими содержаниями K_2O (Рисунок 6.1 б), известково-щелочные и щелочно-известковистые, слабопералюминиевые, магнезиальные ($\#Fe = 0.56-0.63$, Рисунок 6.3). Для гранитов характерно снижение концентраций TiO_2 , $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{общ}}$, MnO , MgO и CaO с ростом кремнекислотности, содержания редких элементов варьируют незначительно (Рисунок 6.2).

Граниты обладают идентичными спектрами распределения РЗЭ с отрицательным наклоном и слабо проявленной европиевой аномалией: $(\text{La}/\text{Yb})_N = 14.4-20.5$, $(\text{Gd}/\text{Yb})_N = 1.7-2.5$,

$Eu/Eu^* = 0.75$ (Рисунок 6.4 в). На спайдер-диаграммах наблюдаются отрицательные Nb-Ta, Sr и Ti аномалии, обогащение Zr и существенные вариации LIL элементов (Рисунок 6.4 з).

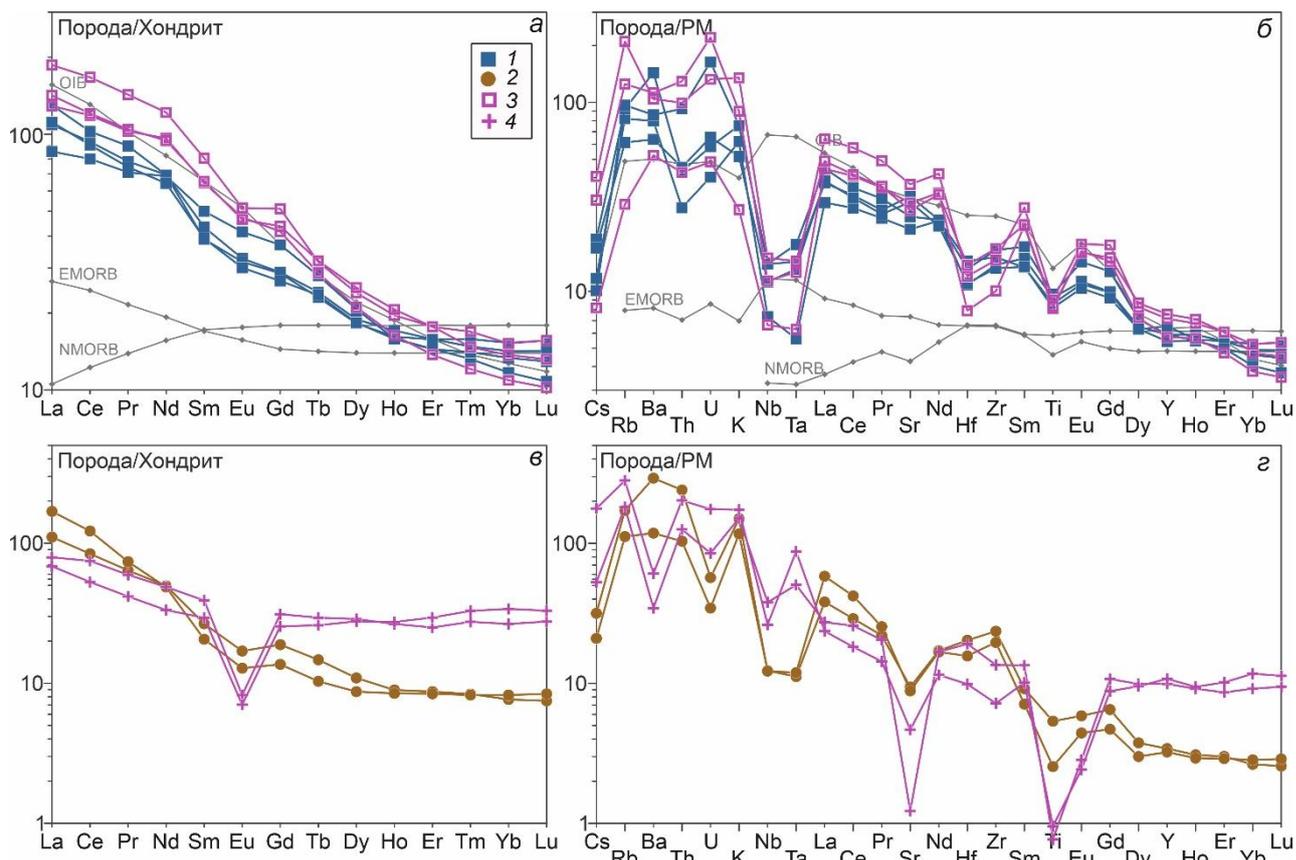


Рисунок 6.4. Нормированные по хондриту кривые распределения редкоземельных элементов (а, в) и нормированные по примитивной мантии мультиэлементные диаграммы (б, з) для пород комбинированных даек участков Баянкол, Магут и РЛС, а также простых базитовых и лейкогранитных даек. Данные для хондрита, примитивной мантии, MORB и OIB по (Sun, McDonough, 1989). 1,2 – комбинированные дайки: 1 – габбро и диориты, 2 – граниты; 3,4 – простые дайки: 3 – габбро, 4 – лейкограниты.

6.1.3. Комбинированные дайки участка Тавыт-Даг

Содержания главных и редких элементов проанализированных мафических и салических пород комбинированных даек участка Тавыт-Даг приведены в Таблице П13. Содержания кремнезема в мафических породах даек составляют 46.3-54.5 мас. %, Na_2O+K_2O варьирует незначительно в диапазоне 4.9-5.7 мас. %, что отвечает полям монцогаббро и монцодиоритов на TAS диаграмме (Рисунок 6.5 а). Породы относятся к высококаалиевой известково-щелочной и шшонитовой сериям (Рисунок 6.5 б).

Наблюдается закономерное снижение концентраций TiO_2 , $Fe_2O_3^{общ}$, MnO , MgO , CaO , P_2O_5 , Rb и повышение Al_2O_3 , Na_2O с ростом кремнекислотности, содержания консервативных элементов (Nb, Yb и др.) варьируют незначительно (Рисунок 6.6). Породы с высоким содержанием РЗЭ (140-193 г/т), характерно преобладание легких лантаноидов над тяжелыми

$((La/Yb)_N = 7.6-9.0, (Gd/Yb)_N = 2.0-2.3)$. Европейская аномалия либо отсутствует, либо проявлена крайне слабо ($Eu/Eu^* = 0.9-1.0$) (Рисунок 6.7 а). Мультиэлементные спектры пород идентичны (Рисунок 6.7 б), наблюдается обогащение LILE (Rb, Ba, K) и обеднение HFSE (Nb, Ta, Zr, Hf, Ti).

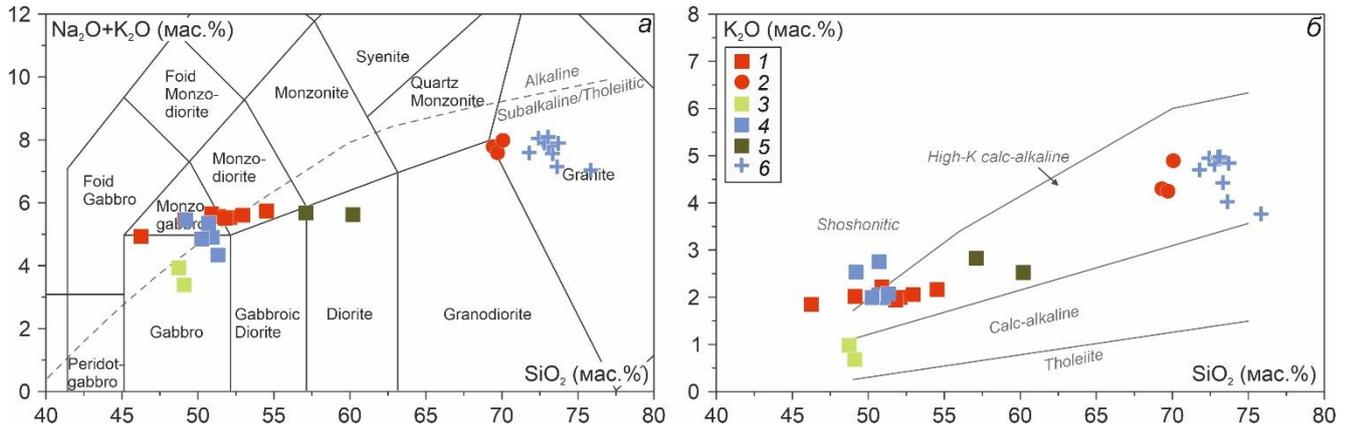


Рисунок 6.5. Классификационные диаграммы для пород комбинированных даек участков Тавыт-Даг и Сайзырал. а – $Na_2O+K_2O - SiO_2$ (Middlemost, 1994); б – $K_2O - SiO_2$ (Peccerilo, Taylor, 1976). 1-2 – Тавыт-Даг: 1 – габбро и диориты, 2 – граниты; 3-6 – Сайзырал: 3 – габбро, 4 – диориты, 5 – породы переходных зон, 6 – лейкограниты.

Содержания петрогенных оксидов в биотит-роговообманковых гранитах комбинированных даек варьируют незначительно (мас. %): $SiO_2 = 69.3-70.1$, $TiO_2 = 0.28-0.34$, $Al_2O_3 = 14.4-14.6$, $Fe_2O_3^{общ} = 3.0-3.4$, $MgO = 0.8-1.0$, $CaO = 2.3-2.5$, $Na_2O = 3.1-3.4$, $K_2O = 4.3-4.9$ (Рисунок 6.6). По уровню содержаний кремнезема и щелочей породы относятся к гранитам высококаалиевой известково-щелочной серии (Рисунок 6.5). Граниты щелочно-известковистые (Рисунок 6.8 а), магнезиальные (Рисунок 6.8 б), металюминиевые (Рисунок 6.8 в). На диаграмме Аб-Ап-Ог отвечают кварцевым монзонитам (Рисунок 6.8 з).

Содержания редких элементов в гранитах также варьируют незначительно (г/т): Rb = 88-118, Ba = 1209-1305, Y = 18-20, Yb = 1.7-2.4, La = 32-46, Zr = 152-192, Nb = 9.3-12.0. Все образцы характеризуются отрицательными спектрами распределения РЗЭ ($(La/Yb)_N = 10.2-19.3$, $(Gd/Yb)_N = 1.2-1.7$) и отрицательными европейскими аномалиями ($Eu/Eu^* = 0.56-0.7$) (Рисунок 6.7 в). Спайдер-диаграммы демонстрируют Nb-Ta, Ti минимумы и значительные вариации в содержаниях LILE (Рисунок 6.7 з).

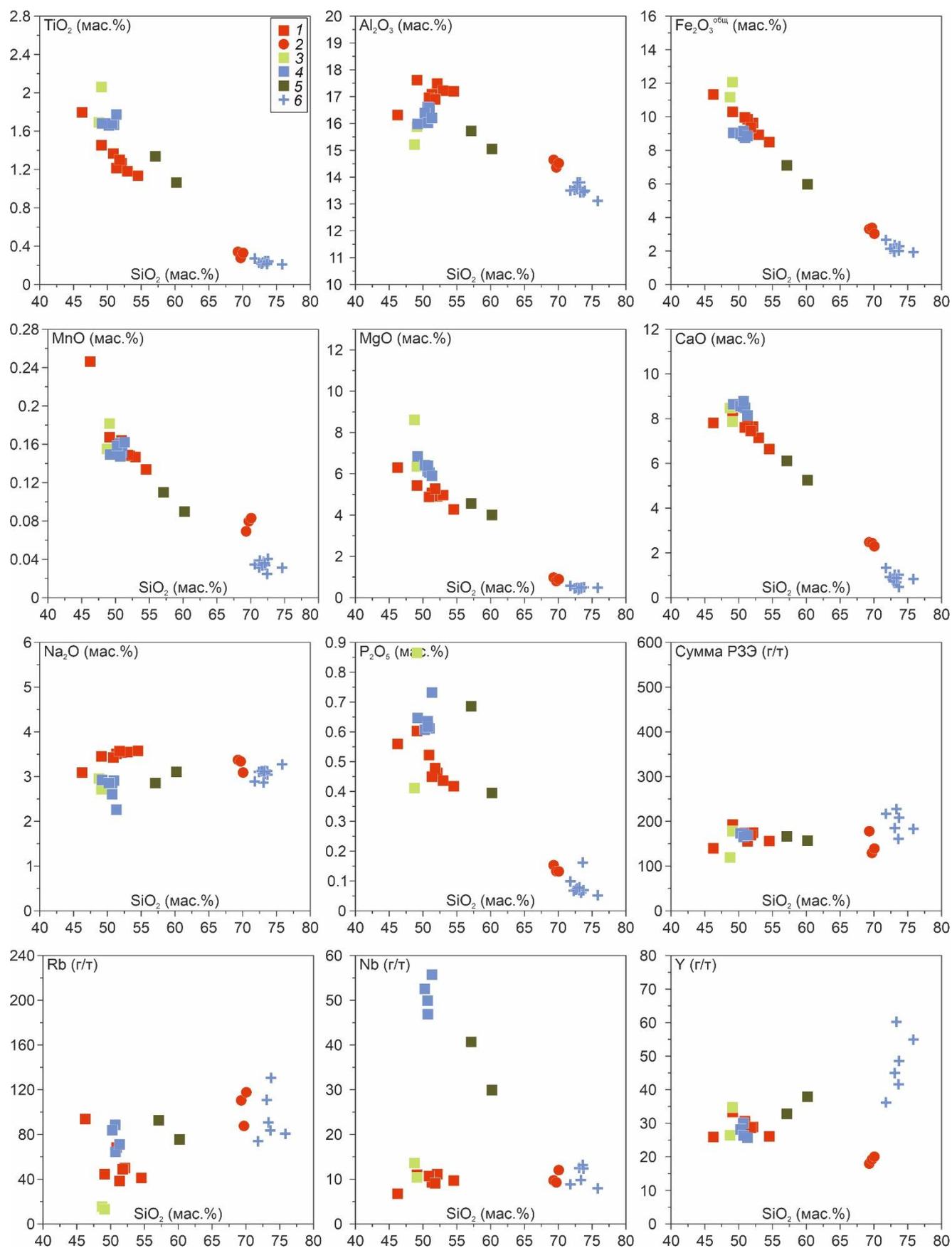


Рисунок 6.6. Содержания пороодообразующих (мас. %) и редких (г/т) элементов по отношению к SiO₂ для пород комбинированных даек участков Тавыт-Даг и Сайзырал. 1-2 – Тавыт-Даг: 1 – габбро и диориты, 2 – граниты; 3-6 – Сайзырал: 3 – габбро, 4 – диориты, 5 – породы переходных зон, 6 – лейкограниты.

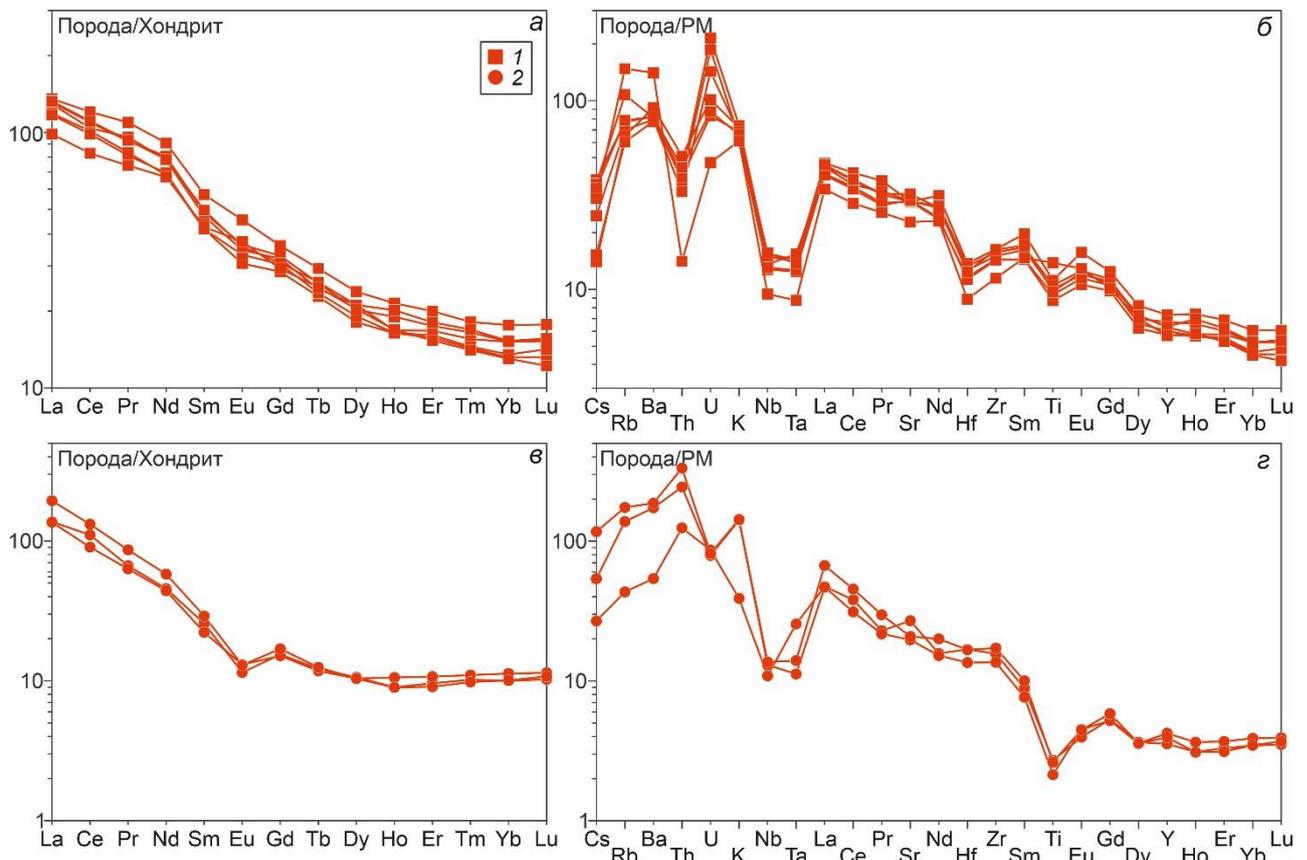


Рисунок 6.7. Нормированные по хондриту кривые распределения редкоземельных элементов (а, в) и нормированные по примитивной мантии мультиэлементные диаграммы (б, г) для пород комбинированных даек участка Тавыт-Даг. Данные для хондрита, примитивной мантии, MORB и OIB по (Sun, McDonough, 1989). 1 – габбро и диориты, 2 – граниты.

6.1.4. Комбинированная дайка участка Сайзырал

Содержания главных и редких элементов проанализированных пород минглинг дайки участка Сайзырал приведены в Таблице П14. Диориты из нижней и средней частей комбинированной дайки идентичны по содержанию главных и редких компонентов. По содержанию петрогенных оксидов (мас. %) породы относятся к группе основных: SiO_2 (50.3-52.2), MgO (6.0-6.4), Al_2O_3 (16.0-16.6), K_2O (2.0-2.8) и TiO_2 (1.7-1.8). На TAS диаграмме фигуративные точки лежат в полях габбро, монцогаббро и габбродиоритов (Рисунок 6.5 а). Породы с высоким содержанием РЗЭ (165–174 г/т), фракционированными спектрами редких элементов ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 7.9-9.5$), $(\text{Gd}/\text{Yb})_N = 2.1-2.2$) и слабой отрицательной европейской аномалией ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.86-0.95$) (Рисунок 6.9 а). На диаграммах, нормированных по примитивной мантии (Рисунок 6.9 б), диориты демонстрируют обогащение LILE (Rb, Ba, K) и HFSE (Nb, Ta, Zr).

Габбро из нижней части комбинированной дайки относится к умереннокалиевым известково-щелочным породам. На бинарных диаграммах (Рисунок 6.6) в ряду габбро-диориты наблюдается закономерное снижение концентраций TiO_2 , $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{общ}}$, MgO и повышение Al_2O_3 .

Содержание REE в габбро сопоставимо с диоритами (119–178 г/т), спектры распределения идентичны: $(La/Yb)_N = 5.4-7.6$, $(Gd/Yb)_N = 2.0-2.4$, $Eu/Eu^* = 0.88-0.94$ (Рисунок 6.9 а). Мультиэлементные диаграммы (Рисунок 6.9 б) демонстрируют обеднение габбро LILE и HFSE. В отличие от диоритов, Ta–Nb отрицательная аномалия здесь четко проявлена.

Гибридные породы, отобранные с контакта диоритов и лейкогранитов в средней части дайки Сайзырал, занимают промежуточное положение между этими породами по содержанию петрогенных компонентов (мас. %): SiO_2 (57.1-60.1), MgO (4.0-4.6), CaO (5.3-6.1) Al_2O_3 (15.0-15.7), K_2O (2.5-2.8), TiO_2 (1.0-1.3). Они относятся к ряду высококальциевых известково-щелочных пород и располагаются в поле диоритов (Рисунок 6.5).

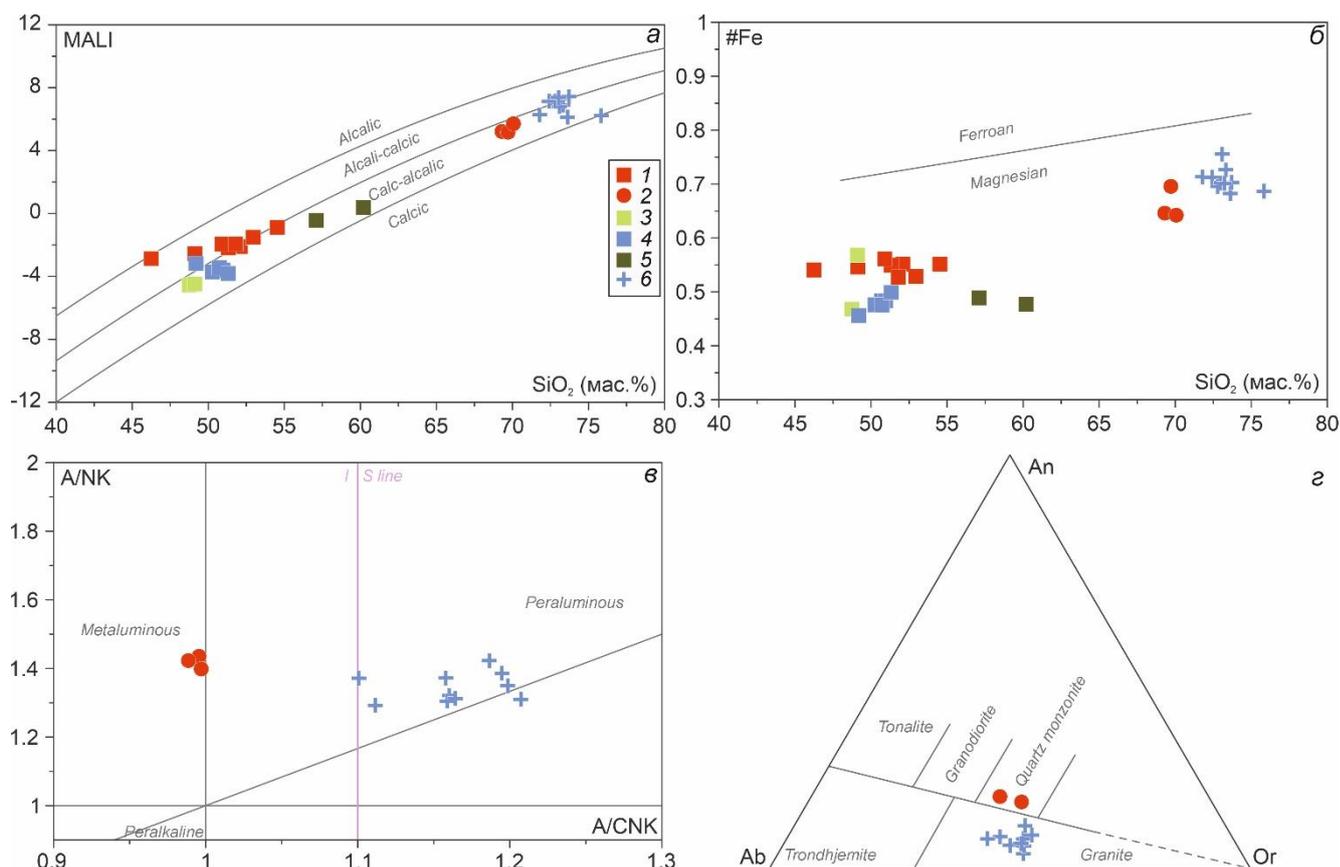


Рисунок 6.8. Классификационные диаграммы для пород комбинированных даек участков Тавуйт-Даг и Сайзырал. а – MALI - SiO_2 (Frost et al., 2001); б – $FeO^{tot}/(FeO^{tot}+MgO) - SiO_2$ (Frost et al., 2001); в – A/NK - A/CNK, I-S линия по (Chappell, White, 2001); г – Ab-An-Or, классификационные границы по (O'Connor, 1965). 1-2 – Тавуйт-Даг: 1 – габбро и диориты, 2 – граниты; 3-6 – Сайзырал: 3 – габбро; 4 – диориты; 5 – породы переходных зон; 6 – лейкограниты.

Содержание РЗЭ (157–166 г/т) на уровне диоритов, однако распределение лантаноидов не идентичное: гибридные породы с повышенными концентрациями тяжелых РЗЭ и отрицательной европиевой аномалией ($Eu/Eu^* = 0.61-0.73$) (Рисунок 6.9 а). На мультиэлементных диаграммах

диориты и гибридные породы обладают схожими спектрами, но последние относительно обеднены HFSE и обогащены Th, U (Рисунок 6.9 б).

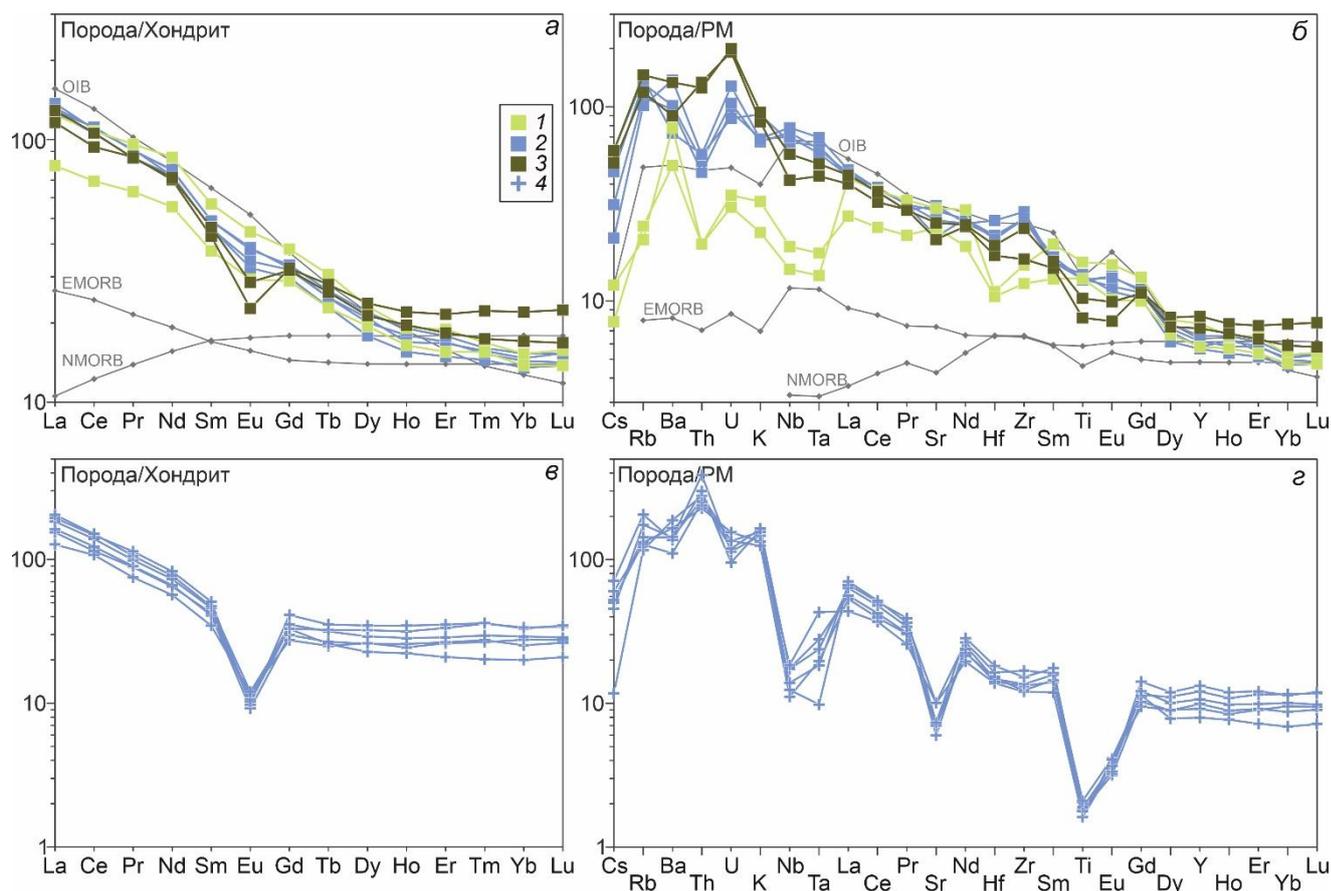


Рисунок 6.9. Нормированные по хондриту кривые распределения редкоземельных элементов (а, в) и нормированные по примитивной мантии мультиэлементные диаграммы (б, г) для пород комбинированной дайки участка Сайзырал. Данные для хондрита, примитивной мантии, MORB и OIB по (Sun, McDonough, 1989). 1 – габбро, 2 – диориты, 3 – породы переходных зон, 4 – лейкограниты.

Точки составов лейкогранитов комбинированной дайки Сайзырал лежат в полях магнезиальных, известково-щелочных, щелочно-известковистых и известковистых пород (Рисунок 6.8 а, б). На диаграмме Ab-An-Or породы соответствуют гранитам (Рисунок 6.8 в). Значения $\#Fe$ и $MAL1$ варьируют слабо и составляют 0.7-0.8 и 6.1-7.4, соответственно. Значения индекса A/CNK 1.1-1.21 обуславливают положение точек в поле сильнопералюминиевых пород на диаграмме $A/CNK - A/NK$ (Рисунок 6.8 г).

Лейкограниты обладают высокими содержаниями РЗЭ (160-228 г/т), по характеру их распределения все лейкограниты идентичны: наблюдается обогащение легкими лантаноидами ($(La/Yb)_N = 4.6-10.2$), отсутствие фракционирования тяжелых лантаноидов ($(Gd/Yb)_N = 1.0-1.6$), глубокие отрицательные европиевые аномалии ($Eu/Eu^* = 0.21-0.38$) (Рисунок 6.9 в). На

мультиэлементных диаграммах наблюдается обогащение Th, деплетирование Nb, Ta, Sr и Ti (Рисунок 6.9 з).

6.1.5. Синплутонические дайки участков Стрелка и Восточный

Содержания главных и редких элементов проанализированных пород синплутонических даек участков Стрелка и Восточный приведены в Таблице П15. На TAS диаграмме (Рисунок 6.10 а) мафические породы минглинг даек формируют перекрывающиеся поля, по содержанию кремнезема (45.2-53.3 мас. %) и щелочей ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} = 4.1-5.5$ мас. %) отвечают габбро, габбродиоритам, монцогаббро и монцодиоритам. Породы известково-щелочные умеренно- и высококалийевые ($\text{K}_2\text{O} = 0.7-2.2$ мас. %) (Рисунок 6.10 б).

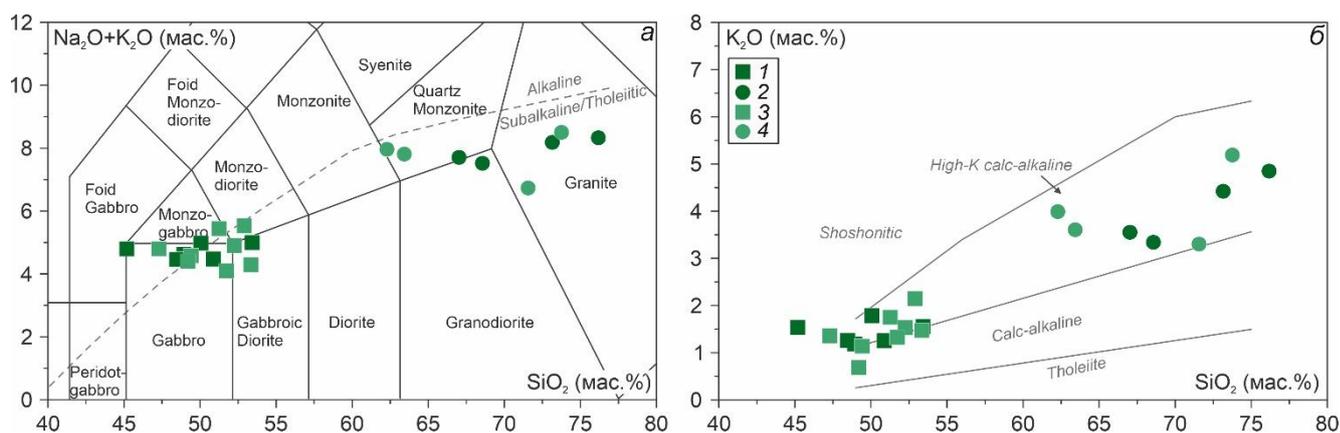


Рисунок 6.10. Классификационные диаграммы для пород синплутонических даек участков Стрелка и Восточный. а – $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ - SiO_2 (Middlemost, 1994); б – K_2O - SiO_2 (Peccherilo, Taylor, 1976). 1,2 – Восточный: 1 – габбро и диориты, 2 – гранитоиды; 3,4 – Стрелка: 3 – габбро и диориты, 4 – гранитоиды

Как и уровень SiO_2 , концентрации других петрогенных оксидов в породах обоих участков также варьируют в широких диапазонах: $\text{TiO}_2 = 0.8-2.3$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 13.9-18.8$, $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{общ}} = 7.7-13.1$, $\text{MgO} = 5.1-8.6$, $\text{CaO} = 7.1-9.6$. На бинарных диаграммах фигуративные точки базитов образуют перекрывающиеся друг друга области, наблюдается закономерное снижение концентрации Al_2O_3 с ростом кремнекислотности (Рисунок 6.11).

Базиты обоих участков обладают спектрами распределения РЗЭ с обогащением легкими лантаноидами и отсутствующими или слабо проявленными положительными и отрицательными европиевыми аномалиями. Мафические породы участка Стрелка обладают значениями $(\text{La}/\text{Yb})_N = 6.3-7.8$, $(\text{Gd}/\text{Yb})_N = 1.9-2.4$, $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.9-1.2$, участка Восточный – $(\text{La}/\text{Yb})_N = 2.6-4.1$, $(\text{Gd}/\text{Yb})_N = 1.5-1.7$, $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.9-1.0$. Уровень содержаний РЗЭ составляет 116-149 г/т и 70-111 г/т, соответственно (Рисунок 6.13 а).

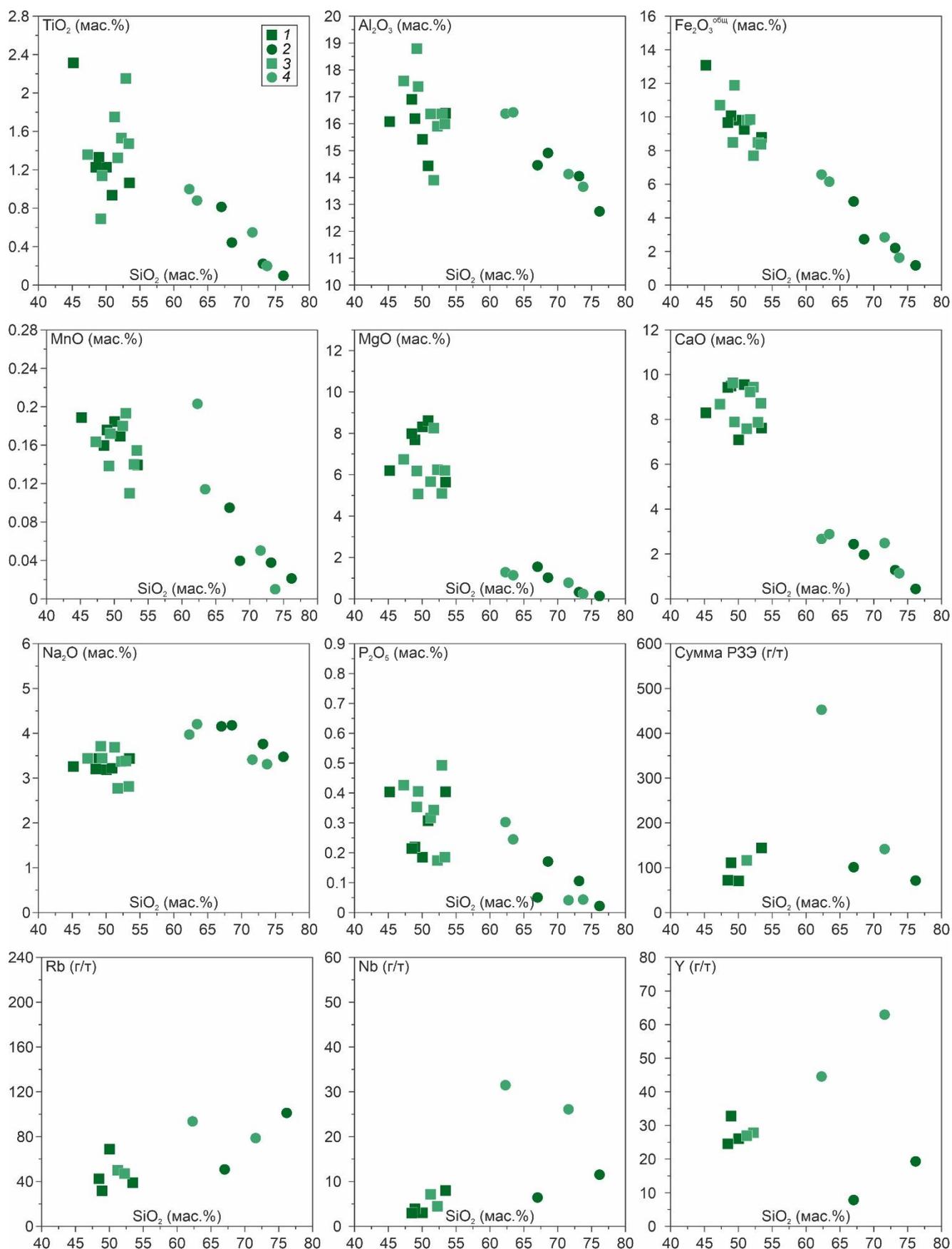


Рисунок 6.11. Содержания породообразующих (мас. %) и редких (г/т) элементов по отношению к SiO₂ для пород синплутонических даек участков Стрелка и Восточный. 1,2 – Восточный: 1 – габбро и диориты, 2 – гранитоиды; 3,4 – Стрелка: 3 – габбро и диориты, 4 – гранитоиды.

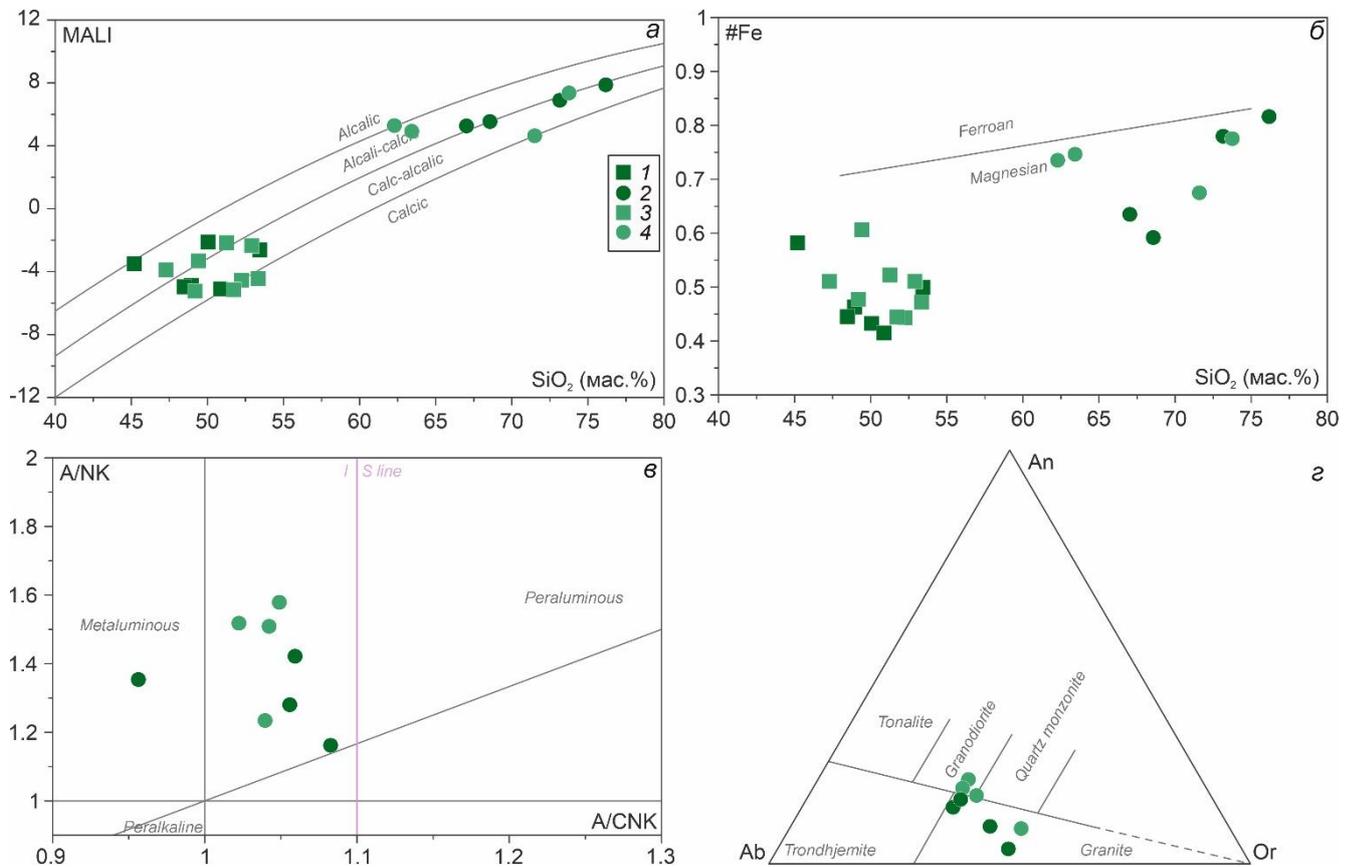


Рисунок 6.12. Классификационные диаграммы для пород синплутонических даек участков Стрелка и Восточный. *a* – MALI - SiO₂ (Frost et al., 2001); *б* – FeO^{tot}/(FeO^{tot}+MgO) - SiO₂ (Frost et al., 2001); *в* – A/NK - A/CNK, I-S линия по (Chappell, White, 2001); *г* – Ab-An-Or, классификационные границы по (O'Connor, 1965). 1,2 – Восточный: 1 – габбро и диориты, 2 – гранитоиды; 3,4 – Стрелка: 3 – габбро и диориты, 4 – гранитоиды.

Мультиэлементные спектры (Рисунок 6.13 б) позволяют разделить базиты обоих участков на две группы. К первой группе относятся породы с глубокими Nb-Ta и Th аномалиями (участок Восточный). Для второй группы характерны менее проявленные Nb-Ta и Th минимумы, а также относительно высокие содержания Th и U (участок Стрелка).

Гранитоиды синплутонических даек обоих участков сильно варьируют по содержанию кремнезема и щелочей, занимая поля кварцевых монзонитов, гранодиоритов и гранитов (Рисунок 6.10 а). На диаграмме Ab-An-Or гранитоиды участка Стрелка соответствуют гранитам и гранодиоритам, участка Восточный – гранитам (Рисунок 6.12 г). Породы с высокими содержаниями K₂O (Восточный – 3.3-4.9, Стрелка – 3.1-5.2 мас. %) (Рисунок 6.10 б), на бинарных диаграммах (Рисунок 6.11) наблюдается снижение концентраций всех петрогенных оксидов с ростом кремнекислотности. В граносиенитах участка Стрелка содержания кремнезема не превышают 65%, в двуполевошпатовых гранитах концентрация SiO₂ превышает 70%. Биотитовые двуполевошпатовые граниты первого эпизода смешения (граниты эрзинского комплекса), относительно гранитоидов из секущих даек (биотит-амфиболовых гранитов и

граносиенитов) участка Восточный характеризуются меньшей кремнекислотностью и содержаниями калия.

На классификационных диаграммах (Рисунок 6.12) точки составов расположены в полях известково-щелочных и щелочно-известковистых, магниальных и пералюминиевых гранитоидов. Единичный анализ (K182-5, участок Восточный) расположен в поле металюминиевых пород, что является следствием высокого содержания плагиоклаза в конкретном образце. Это также подтверждается положительной европиевой аномалией.

Гранитоиды минглинга участков Восточный и Стрелка обладают спектрами распределения РЗЭ с отрицательным наклоном ($(La/Yb)_N = 3.7-16.5$ и $2.3-16.0$, соответственно), однако, для вторых наблюдаются обогащение как легкими, так средними и тяжелыми лантаноидами, а также слабо проявленные отрицательные европиевые аномалии ($Eu/Eu^* = 0.5$ и 0.8 , соответственно) (Рисунок 6.13 в). Мультиэлементные спектры демонстрируют значительные вариации в содержаниях как LIL, так и HFS элементов (Рисунок 6.13 з).

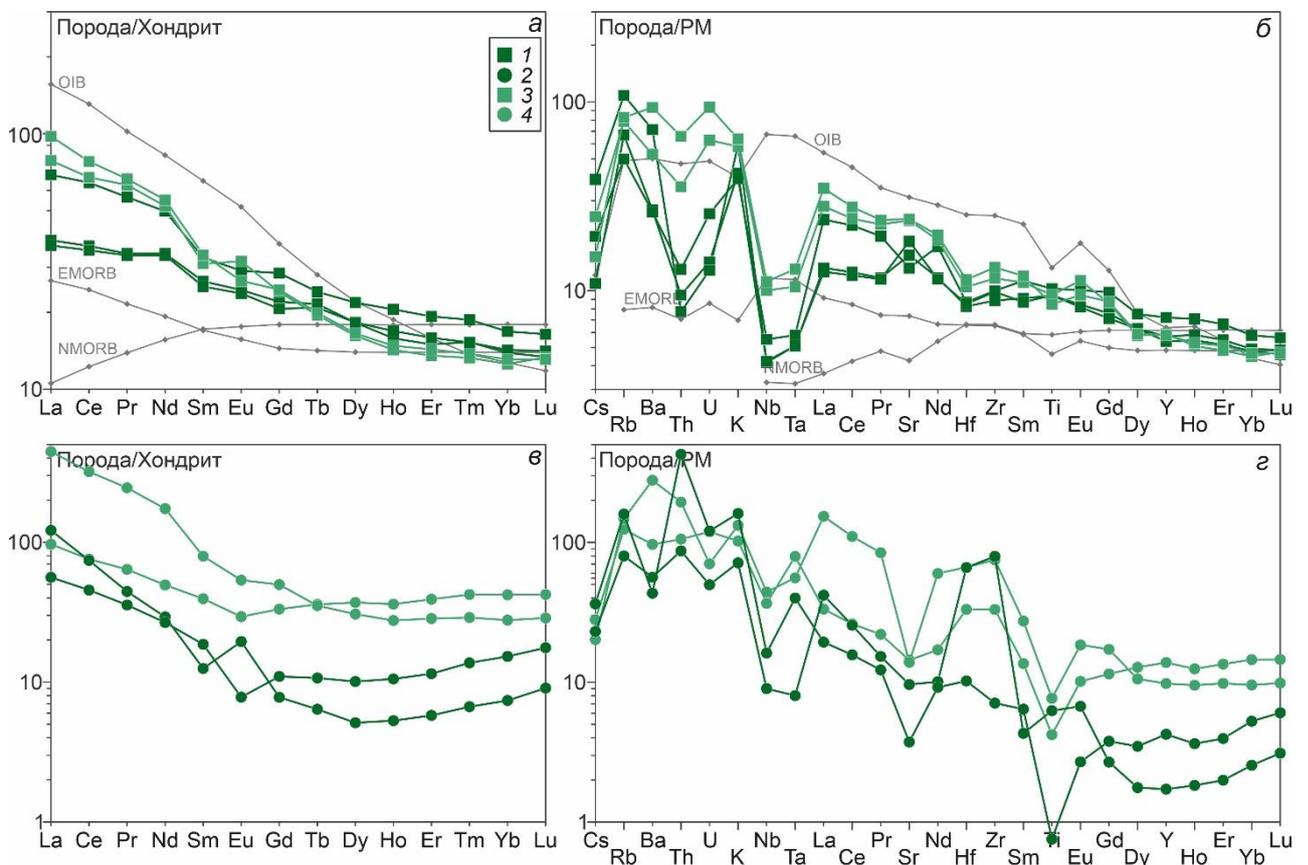


Рисунок 6.13. Нормированные по хондриту кривые распределения редкоземельных элементов (а, в) и нормированные по примитивной мантии мультиэлементные диаграммы (б, з) для пород синплутонических даек участков Стрелка и Восточный. Данные для хондрита, примитивной мантии, MORB и OIB по (Sun, McDonough, 1989). 1,2 – Восточный: 1 – габбро и диориты, 2 – гранитоиды; 3,4 – Стрелка: 3 – габбро и диориты, 4 – гранитоиды.

6.2. Петрогенезис пород даек

6.2.1. Магматический источник мафических пород минглинг и простых базитовых даек

Состав диоритов и пород переходных зон комбинированной дайки Сайзырал во многом является отражением процессов магматической гибридации (см. следующий раздел 6.2.2) и не отражают характеристики мантийного источника.

На конечный состав мафических пород оказывают влияние процессы фракционной кристаллизации, коровой контаминации и магматического смешения. Базиты простых, комбинированных и синплутонических даек характеризуются содержаниями SiO_2 от 45.2 до 57.1 мас. %, широким диапазоном ($\text{Mg}\#^1 = 46.5\text{-}73.1$, $\text{MgO} = 2.4\text{-}9.8$ мас. %), высокими концентрациями Al_2O_3 (среднее 16.2 мас. %) и TiO_2 (среднее 1.3 мас. %). Для пород характерны тренды, отвечающие фракционной кристаллизации: отмечается рост концентраций SiO_2 , TiO_2 , P_2O_5 , легких РЗЭ и Nb при снижении $\text{Mg}\#$. В то же время, содержания CaO в породах уменьшается, Al_2O_3 и Zr варьируют незначительно ([Рисунок 6.14](#)).

Поскольку фракционирование магм непосредственно в дайках представляется маловероятным в силу быстрого остывания малых магматических тел, вариации составов мафических пород необходимо рассматривать как следствие дифференциации в промежуточной камере/камерах с последующим внедрением отдельных порций магмы в области пониженного давления (трещины). Изученные простые и минглинг дайки пространственно приурочены к Эрзинской тектонической зоне и формировались в возрастном диапазоне 495-485 млн лет. По данным характеристикам наиболее близкими к дайкам являются Баянкольский и Эрзинский двухфазные габбро-монцодиоритовые массивы, прорывающие породы эрзинского мигматит-гранитного комплекса ([Shelepaev et al., 2018](#)). Полученные тренды изменения составов мафических пород даек соответствуют таковым для монцодиоритов Баянкольского и Эрзинского массивов ([Рисунок 6.14](#)), что позволяет предполагать происхождение мафических магм даек при фракционировании в той же камере (или камерах), что и монцодиориты массивов.

Вариации химического состава мафических пород простых даек согласуются с их петрографическим составом: породы с наибольшими содержаниями амфибола и биотита характеризуются повышенными SiO_2 , TiO_2 и P_2O_5 , в то время как содержания MgO , $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}$ и CaO растут с увеличением доли Crx в породах.

В то же время, подавляющее большинство мафических пород минглинг даек представлены Vt-Amp диоритами и кварцевыми диоритами без Crx и значительными содержаниями Qz (до 15 %). Особенностью данных пород является то, что они обладают

Присечение¹. $\text{Mg}\# = 100\text{Mg}^*/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$, расчет FeO из $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}$ по ([Le Maitre, 1976](#)).

концентрациями SiO_2 и MgO на уровне амфиболовых габбро простых даек, в которых Crx является доминирующим темноцветным минералом.

Необходимо отметить, что данное несоответствие петрографического и петрохимического составов габброидов является индикатором смешанных магматических систем. Например, в работе (Yamasaki, 2022) описаны Vt-Amr диориты и кварцевые диориты из мафических магматических включений, которые обладают низкими содержаниями SiO_2 (50-53 мас. %).

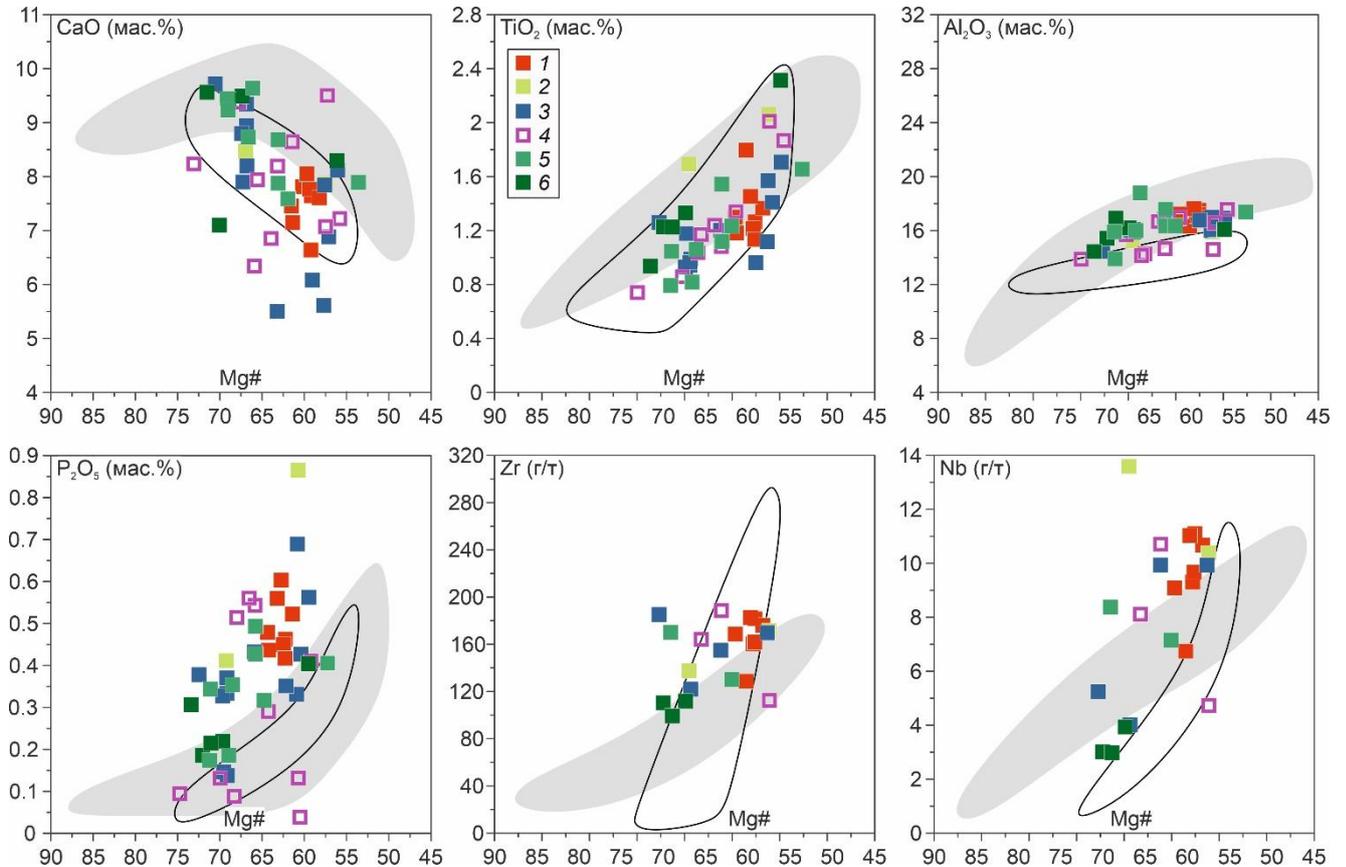


Рисунок 6.14. Вариации содержания петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в мафических породах комбинированных, синплутонических и простых даек относительно $\text{Mg}\#$. 1 – дайка Тавыт-Даг, 2 – габбро дайки Сайзырал, 3 – дайки участков Матут, Баянкол, РЛС, 4 – простые дайки, 5 – дайки Стрелка, 6 – дайки Восточный. Серым полем показаны составы габброноритов, черным контуром – составы монцодиоритов Баянкольского и Эрзинского массивов (Shelepaev et al., 2018).

Согласно расчетному моделированию (Туркина и др., 2021), в процессе кристаллизационной дифференциации с понижением $\text{Mg}\#$ соотношения $(\text{Nb/La})_{\text{PM}}$ и $(\text{La/Sm})_l$ сохраняются, в то время как соотношения элементов с различными коэффициентами распределения (например, Nb/Y) слабо растут. Данные закономерности зафиксированы для изученных мафических пород минглинг и простых даек: значения соотношений составляют

$(\text{Nb/La})_{\text{PM}} = 0.15\text{-}0.7$, $(\text{La/Sm})_n = 1.45\text{-}3.34$ и варьируют независимо от Mg\# пород, а для $(\text{Nb/Y})_{\text{PM}}$ отмечается слабая тенденция к росту со снижением Mg\# (Рисунок 6.15).

Без изотопных данных оценить влияние коровой контаминации/магматической гибридизации на конечные составы изученных пород достаточно сложно. Однако, поведение индикаторных соотношений $(\text{Nb/La})_{\text{PM}}$, $(\text{La/Sm})_n$ и $(\text{Nb/Y})_{\text{PM}}$ при снижении Mg\# (Рисунок 6.15) свидетельствует в пользу того, что привнос корового материала в магматический источник и/или взаимодействие с салическими магмами не оказали существенного влияния на конечный редкоэлементный состав пород.

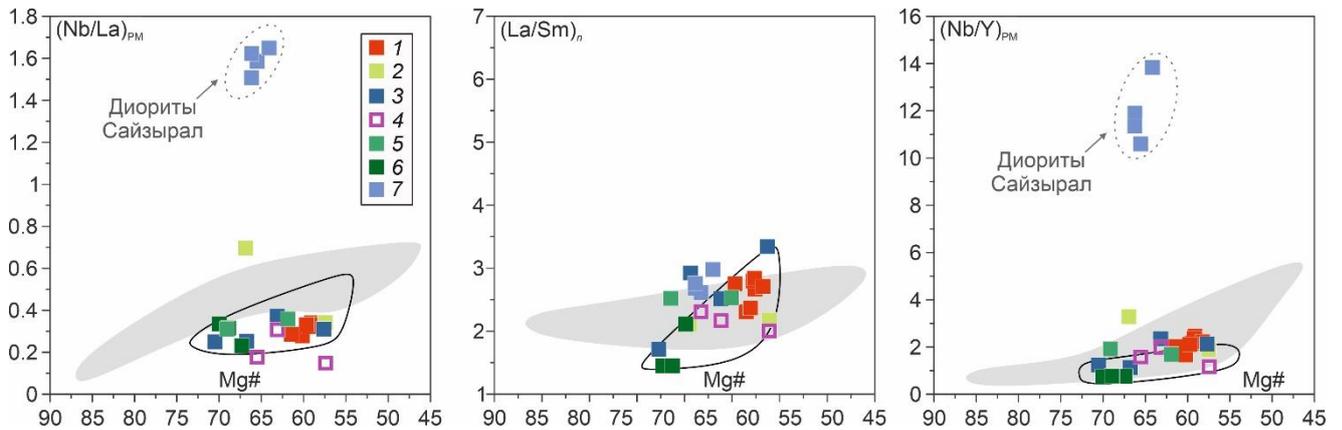


Рисунок 6.15. Вариации содержания редких (г/т) элементов в мафических породах комбинированных, синплутонических и простых даек относительно Mg\# . 1 – дайка Тавыт-Даг, 2 – габбро дайки Сайзырал, 3 – дайки участков Матут, Баянкол, РЛС, 4 – простые дайки, 5 – дайки Стрелка, 6 – дайки Восточный, 7 – диориты дайки Сайзырал. Серым полем показаны составы габброноритов Баянкольского массива, черным контуром – составы монцодиоритов Эрзинского массива по (Shelepaev et al., 2018).

Для всех образцов мафических пород даек характерно фракционированное распределение как легких, так и тяжелых РЗЭ (Рисунок 6.16 а): $(\text{La/Sm})_n = 1.45\text{-}3.34$, $(\text{Gd/Yb})_n = 1.45\text{-}3.81$. Для мультиэлементных спектров типично обогащение LILE и обеднение HFSE с четко проявленными Nb-Ta и Zr-Hf минимумами (Рисунок 6.16 б).

На диаграмме Th/Yb-Nb/Yb (Рисунок 6.17 а) фигуративные точки составов лежат выше поля мантийной последовательности, на классификационной диаграмме для базальтов различных геодинамических обстановок редкоэлементный состав базитов даек соответствует базальтам островных дуг (Рисунок 6.17 б). На диаграмме Nb/La-Nb (Рисунок 6.17 в) точки составов базитов даек расположены в поле литосферной мантии, на диаграмме $\text{Th/Nb-TiO}_2/\text{Yb}$ (Рисунок 6.17 г) – в поле субдукционно-модифицированной литосферной мантии. Rb/Nb отношения для пород варьируют, однако, в целом, отвечают трендам обогащения за счет воздействия флюида при подчиненной роли расплава (Рисунок 6.17 д). Таким образом, материнские магмы мафических пород комбинированных, синплутонических и простых даек

формировались из единого источника при плавлении мантийного источника с субдукционными характеристиками.

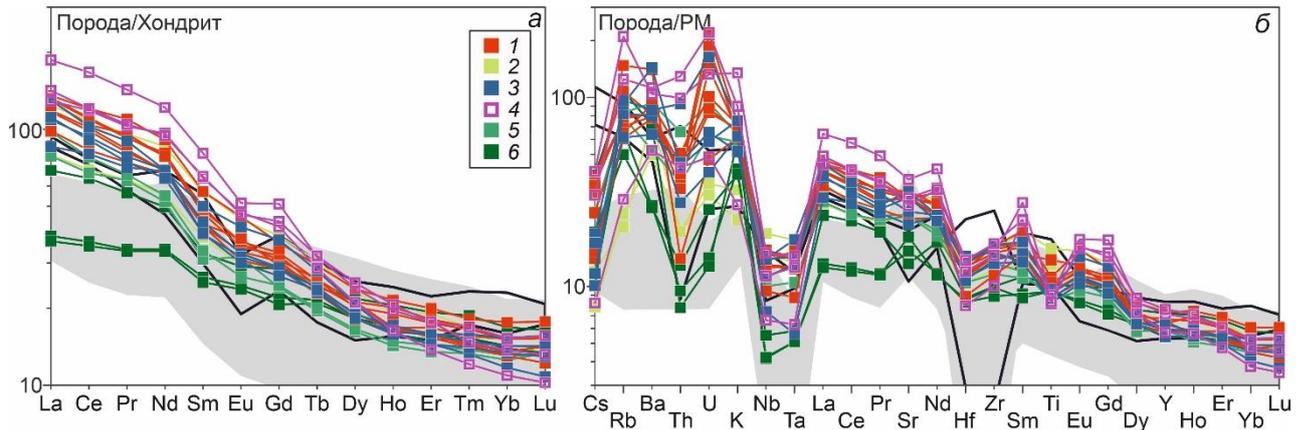


Рисунок 6.16. Обобщенные нормированные по хондриту кривые распределения редкоземельных элементов (а) и нормированные по примитивной мантии мультиэлементные диаграммы (б) для мафических пород комбинированных, синплутонических и простых даек. Данные для хондрита и примитивной мантии по (Sun, McDonough, 1989). 1 – дайка Тавыт-Даг, 2 – габбро дайки Сайзырал, 3 – дайки участков Матут, Баянкол, РЛС, 4 – простые дайки, 5 – дайки Стрелка, 6 – дайки Восточный. Серым полем показаны составы габброноритов Баянкольского массива, черным контуром – составы монцодиоритов Эрзинского массива по (Shelepaev et al., 2018).

Имеющиеся геохронологические данные не позволяют однозначно определить время окончания субдукционных процессов в регионе. Метабазиты Агардаг-Тес-Хемского офиолитового комплекса (~570 млн лет, Pfander et al., 1998) обладают геохимическими особенностями, свойственными базальтам островных дуг и задуговых бассейнов (Phander et al., 2002). В то же время, согласно (Владимиров и др., 2005, 2017; Семенова и др., 2024), время ~520 млн лет, соответствующее завершению метаморфизма St-Ку типа и внедрению гранитоидов Матутского массива, отвечает коллизионному периоду.

Согласно полученным геохронологическим данным, подтверждающихся структурными наблюдениями, внедрение даек протекало в диапазоне 495-485 млн лет на позднеколлизионном этапе развития структур Западного Сангилен. Таким образом, наблюдаемые геохимические особенности мафических пород даек нельзя ассоциировать с островодужным магматизмом.

Исследования базитового магматизма Западного Сангилен (Shelepaev et al., 2018) показали, что Баянкольский и Эрзинский массивы имеют магматический источник с субдукционными характеристиками, а их материнские магмы формировались за счет плавления литосферной мантии, метасоматически обогащенной на субдукционной стадии. Геохимические характеристики мафических пород даек и одновозрастных габброноритов и монцодиоритов Баянкольского и Эрзинского массивов близки (Рисунки 6.14-6.17), что позволяет предполагать для них общий источник.

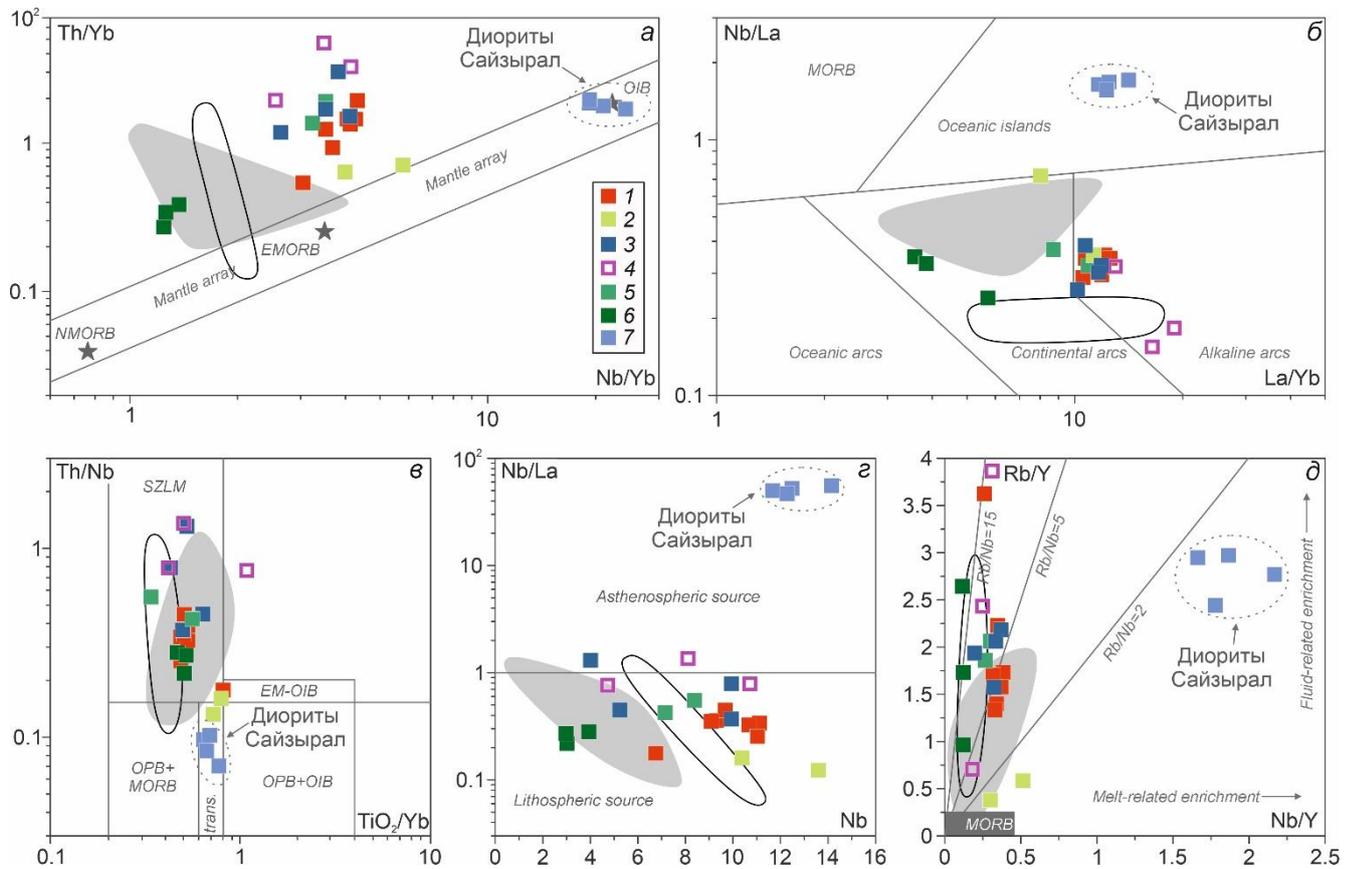


Рисунок 6.17. Дискриминационные диаграммы для мафических пород комбинированных, синплутонических и простых даек. *a* – Th/Yb - Nb/Yb (Pearce, 2008); *б* – Nb/La - La/Yb (Hollocher, 2012); *в* – Th/Nb - TiO_2/Yb (Pearce et al., 2021); *г* – Nb/La - Nb (Smith et al., 1999); *д* – Rb/Y - Nb/Y (Temel et al., 1998). MORB – mid-ocean ridge basalt, OIB – oceanic island basalt, EM-OIB – enriched mantle-rich OIB, OPB – oceanic plateau basalt, SZLM – subduction-modified lithospheric mantle. 1 – дайка Тавыт-Даг, 2 – габбро дайки Сайзырал, 3 – дайки участков Матут, Баянкол, РЛС, 4 – простые дайки, 5 – дайки Стрелка, 6 – дайки Восточный, 7 – диориты дайки Сайзырал. Серым полем показаны составы габброноритов Баянкольского массива, черным контуром – составы монцодиоритов Эрзинского массива по (Shelepaev et al., 2018).

6.2.2. Петрогенезис диоритов комбинированной дайки Сайзырал

Относительно составов габбро, диориты дайки Сайзырал обогащены LILE, HFSE, Th и U (Рисунок 6.9 б). Содержания высокозарядных элементов в диоритах комбинированной дайки Сайзырал контрастно отличаются не только от диоритов других минглинг даек, но и от габбро, распространенных в подошвенной части дайки Сайзырал (Рисунки 6.9, 6.15). Присутствие признаков деформирования в габбро и их отсутствие в диоритах свидетельствует о том, что процессы деформирования габбро происходили до кристаллизации диоритов. В данном ключе габбро можно рассматривать в качестве наиболее ранних продуктов кристаллизации (автолитов), которые впоследствии были подвержены деформированию и постмагматическим изменениям с привнесом кремнезема, щелочей и воды, на что указывают развитие вторичного биотита и резкое увеличение Ab компоненты в краевых зонах плагиоклазов (Рисунок 4.12 в).

Поскольку лейкограниты и диориты дайки имеют минглинг взаимоотношения, в качестве одного из возможных объяснений может выступать гибридизация. Химический состав и физическое состояние сосуществующих магм играет определяющую роль в возможности и характере их смешения. Если магмы близки по составу и реологии, миксинг протекает эффективно с образованием гомогенных расплавов. Однако, если магмы контрастны по составу, то значительные температурные и реологические различия блокируют их гомогенизацию (Frost, Mahood, 1987; Ubide et al., 2014; и др.).

Так как LIL элементы и U являются мобильными в водном растворе, они могли быть привнесены из лейкогранитной магмы на стадии смешения. Однако, обогащение диоритов Th и HFSE не может быть объяснено таким способом. Главными акцессорными фазами диоритов являются ксеноморфный титанит и игольчатый апатит. Th способен замещать Ca в структуре апатита (Ketcham et al., 2007), а титанит является концентратором REE, La, Y, Nb и Zr (Gromet, Silver, 1983; Perseil, Smith, 1995). При этом, как показано в работах по исследованию поведения титанита при магматическом смешении (Marks et al., 2008; McLeod, 2007; McLeod et al., 2011), повышение фугитивности кислорода в базитах за счет взаимодействия с гранитоидной магмой интенсифицирует его кристаллизацию. Таким образом, нетипичные геохимические характеристики диоритов комбинированной дайки Сайзырал могут рассматриваться как следствие насыщения этих пород апатитом и титанитом. В данном случае, необходимо предложить механизм обогащения базитового расплава HFSE и Th.

Согласно экспериментальным данным (Perugini et al., 2006, 2008), диффузионное фракционирование редких элементов при смешении контрастных по составу расплавов контролируется адвекцией и химической диффузией. Адвекция обозначает степень «сложности» контактов соприкасающихся жидкостей – чем выше адвекция, тем больше площадь соприкосновения и, как следствие, интенсивность диффузионного фракционирования. Скорость химической диффузии конкретного элемента (расстояние, которое за фиксированное время и заданным градиентом концентрации способен преодолеть элемент при переносе из одной части магматической системы в другую) зависит от значения его коэффициента диффузии. В общем случае, чем больше коэффициент диффузии, тем большее расстояние преодолевает элемент. В статичных системах интенсивность диффузионного фракционирования низкая, поскольку в первую очередь определяется значением коэффициента диффузии, а вклад адвекции минимален. В то же время, если химическая диффузия протекает в хаотичных условиях магматического потока, это значительно повышает адвекцию и, как следствие, интенсивность диффузионного фракционирования редких элементов при наличии градиента их концентрации. Важным следствием магматической гибридизации, протекающей в таких условиях, является нелинейное

распределение концентраций редких элементов в продуктах смешения – гибридных расплавах (Perugini et al., 2008).

Концентрации Th и высокозарядных элементов в габбро, диоритах и лейкогранитах комбинированной дайки Сайзырал не образуют линейных трендов (Таблица 6.1). Из этого следует, что ключевую роль в обогащении гибридного расплава данными элементами сыграл механизм, обеспечивший интенсификацию адвекции и, как следствие, диффузионного фракционирования. Поскольку в других минглинг дайках подобного обогащения базитов консервативными элементами не наблюдается, это требует специфичных условий смешения, в которых возможно значительное усиление роли адвекции. Особенности строения комбинированной дайки Сайзырал (пологое залегание; неравномерное распределение пород, свидетельствующее о гравитационном осаждении базитов; структуры отрыва фрагментов базитов в лейкогранитах) указывают на то, что перемещение контрастной базит-гранитной смеси по ослабленным зонам сопровождалось взаимным механическим диспергированием (рассеянием) контрастных по составу магм. Иными словами, в процессе транспорта композитной смеси за счет увеличения площади соприкосновения контрастных расплавов происходило усиление вклада адвекции.

Таблица 6.1. Средние содержания редких элементов (г/т) в породах комбинированной дайки Сайзырал.

Элемент	Габбро	Диорит	Лейкогранит
Th	1.67	4.5	24.14
Nb	11.99	51.28	10.79
Ta	0.64	2.57	0.97
Zr	154.51	302.08	115.26
Hf	3.35	6.94	4.75

6.2.3. Источники и петрогенезис гранитоидов комбинированных и лейкогранитных даек

По петрогеохимическим характеристикам гранитоиды комбинированных и простых даек разделены на две группы: *группа I* – лейкограниты комбинированных и простых даек; *группа II* – биотит-роговообманковые граниты комбинированной дайки участка Тавыт-Даг и биотитовые граниты комбинированных даек участков Матут, Баянкол и РЛС.

Группа I – лейкограниты комбинированных и простых даек. Содержания петрогенных элементов в лейкогранитах (мас. %) варьируют в рамках, установленных для сильнопералюминиевых гранитов (Sylvester, 1998): $\text{SiO}_2 = 71.8-76.3$, $\text{TiO}_2 = 0.09-0.3$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 12.7-14.1$, $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}} = 1.1-2.7$, $\text{MgO} = 0.16-0.6$, $\text{CaO} = 0.5-1.8$, $\text{Na}_2\text{O} = 2.8-3.7$, $\text{K}_2\text{O} = 3.8-5.5$. Породы пералюминиевые (преимущественно сильнопералюминиевые) с $A/CNK = 1.02-1.21$ (среднее = 1.13, $n = 19$), магнезиальные ($\text{Fe}\# = 0.68-0.83$), известково-щелочные и щелочно-известковистые

(MALI = 5.8-7.9), с глубокими отрицательными Eu ($Eu/Eu^* = 0.21-0.38$) и Sr аномалиями (Рисунок 6. 18 а-д), обогащены легкими РЗЭ ($(La/Yb)_n = 2-10.2$, $(La/Sm)_n = 2-4.3$), с высокими содержаниями тяжелых РЗЭ и Y ($Yb = 3.4-5.8$ г/т, $Y = 36.2-60.3$ г/т).

Высокие кремнекислотность и содержания K_2O , низкие содержания MgO , CaO , $Fe_2O_3^T$, а также низкие значения CaO/Na_2O и Al_2O_3/TiO_2 указывают на то, что данные породы являются продуктом кристаллизации магм, сформировавшихся при плавлении метаосадочного источника (Le Fort et al., 1987; White, Chappell, 1988; Barbey et al., 1990).

Согласно результатам экспериментов по частичному плавлению метапелитов и метаграувакк, вариации содержаний CaO и Na_2O в сильнопералюминиевых расплавах обусловлены степенью плавления, давлением и активностью H_2O , а также составом протолита (Holtz, Johannes, 1991; Patiño Douce, Johnston, 1991; Patiño Douce, Beard, 1995; Skjerlie, Johnston, 1996). Среди перечисленных факторов доминирующим является состав, т.е. соотношение плагиоклаза и глинистого материала в источнике. Сильнопералюминиевые расплавы, полученные из источников, бедных плагиоклазом, но богатых глинистым материалом (матапелиты, глинистые сланцы), обладают более низкими отношениями CaO/Na_2O , чем расплавы, полученные из источников, богатых плагиоклазом и бедных глиной (метаграувакки, тоналиты, ортогнейсы) (Sylvester, 1998). На диаграмме $CaO/Na_2O - Al_2O_3/TiO_2$ точки составов лейкогранитов расположены в поле сильнопералюминиевых гранитов с повышенным CaO/Na_2O отношением (Рисунок 6. 18 е). В то же время, для лейкогранитов характерны низкие Rb/Ba (среднее = 0.07) и Rb/Sr (среднее = 0.5) отношения (Рисунок 6. 18 ж), что указывает на их происхождение из расплавов, полученных при плавлении источника, насыщенного плагиоклазом.

Экспериментальные исследования (см обзор в Chen et al., 2021) показали, что лейкогранитный расплав может образовываться путем частичного плавления метаосадочных пород посредством трех реакций: а) плавление мусковита в присутствии воды при температурах <750 °С; б) дегидратационное плавление мусковита при температурах $720-770$ °С; в) дегидратационное плавление биотита после истощения мусковита при температурах $760-830$ °С. При частичном плавлении в водонасыщенных условиях полевой шпат участвует в плавлении в большей пропорции по сравнению со слюдами, что приводит к повышенным концентрациям в расплаве Sr, Ba и Ca при низких Rb и Rb/Sr. Следствием дегидратационного плавления являются более высокие содержания Rb и низкие Sr, Ba и Rb/Sr. Для изученных лейкогранитов даек характерны существенные вариации Rb/Sr соотношения при менее значительных вариациях содержаний Ba (Рисунок 6. 18 з), что указывает на то, что лейкограниты даек являются продуктами кристаллизации расплавов, сформировавшихся при дегидратационном плавлении биотита (Harris, Inger, 1992).

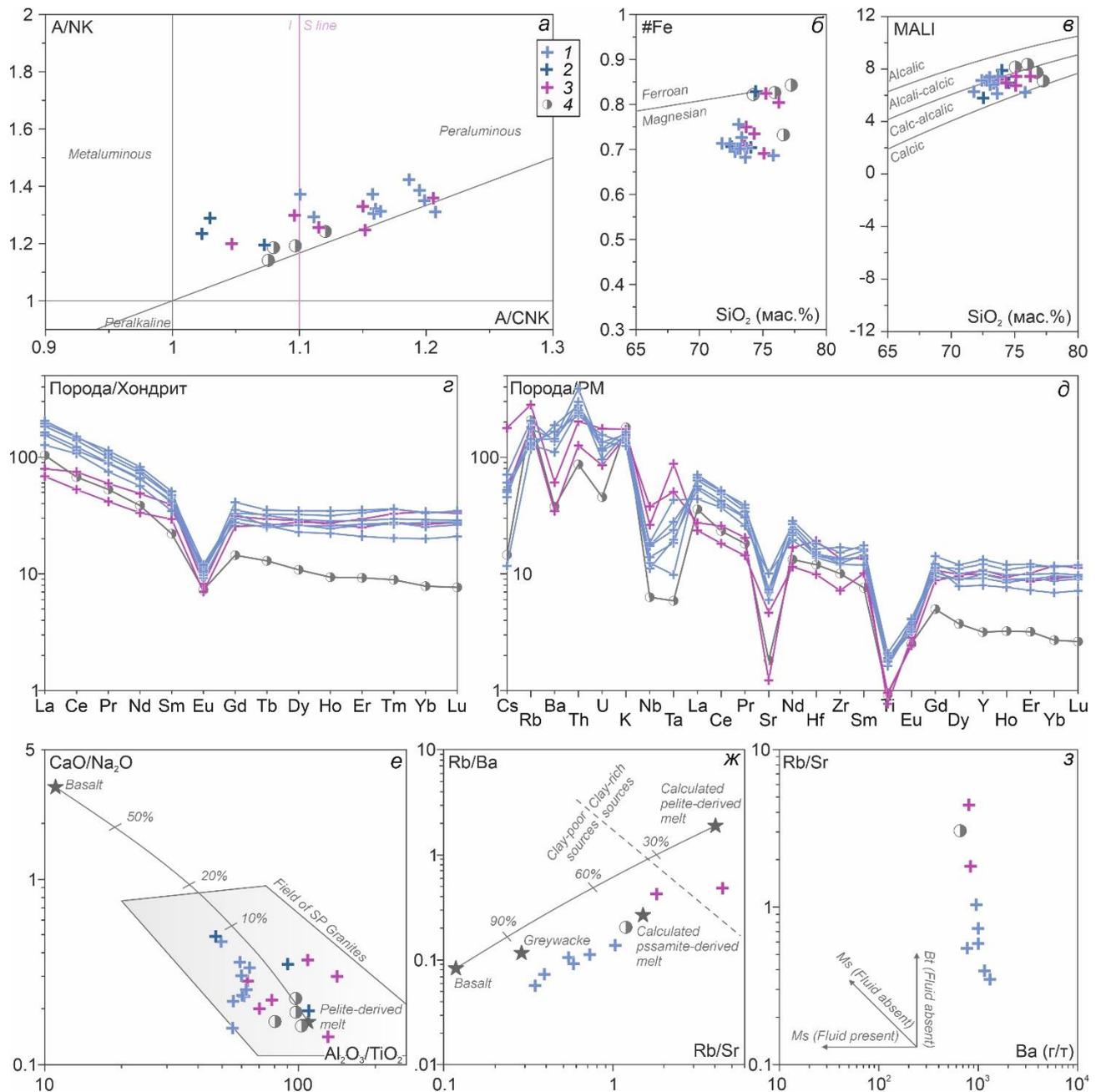


Рисунок 6.18. Особенности вещественного состава лейкогранитов комбинированных и простых даек (группа I). *a* – A/NK - A/CNK, I-S линия по (Chappell, White, 2001); *б* – $\text{FeO}^{\text{tot}}/(\text{FeO}^{\text{tot}}+\text{MgO})$ - SiO_2 (Frost et al., 2001); *в* – диаграмма с MALI (Frost et al., 2001); *г* – нормированные по хондриту кривые распределения редкоземельных элементов; *д* – нормированные по примитивной мантии мультиэлементные диаграммы (Sun, McDonough, 1989); *е* – диаграмма $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ - $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$, SP – сильнопералюминиевые граниты (Sylvester, 1998); *ж* – диаграмма Rb/Ba - Rb/Sr (Sylvester, 1998); *з* – диаграмма Rb/Sr - Ba (Harris, Inger, 1992). 1 –участок Сайзырал; 2 – участки Матут, Баянкол, РЛС; 3 – простые дайки; 4 – монцолейкограниты ухадагского комплекса (Кармышева и др., 2022a).

Также индикатором данного процесса является повышенное содержание TiO_2 в породах, поскольку плавление биотита приводит к образованию расплавов со средним содержанием TiO_2 более 0.17 мас. % (King et al., 2011; Liu et al., 2014; Patiño Douce, Harris, 1998). Среднее содержание TiO_2 в лейкогранитах составляет 0.2 мас. %, что указывает на формирование

материнского расплава при дегидратационном плавлении биотита. Полученные для 8 образцов лейкогранитов T_{Zr} (Watson, Harrison, 1983) составляют 767-842 °C при среднем значении 822 °C, что также говорит о высоких температурах плавления.

Поскольку лейкограниты обладают высокими содержаниями тяжелых РЗЭ и Y, это указывает на отсутствие граната в качестве реститовой фазы и предполагает низкие (<5 кбар) давления плавления (Vielzeuf, Montel, 1994).

Закономерное снижение содержаний петрогенных компонентов с ростом концентрации SiO_2 (мас. %) в лейкогранитах (Рисунок 6. 19 б-ж) говорит о том, что фракционирование оказало существенное влияние на конечные составы этих пород. Отрицательная корреляция $Fe_2O_3^T$, MgO и TiO_2 с содержанием SiO_2 указывает на фракционирование Fe-Ti оксидов и/или биотита. Уменьшение Al_2O_3 и CaO с ростом SiO_2 свидетельствуют о фракционировании плагиоклаза, что также согласуется с отрицательными Eu и Sr аномалиями (Рисунок 6.18 г, д). Снижающееся содержание P_2O_5 при увеличении содержания SiO_2 предполагает кристаллизацию апатита в процессе эволюции магмы.

Исходя из геологии региона, наиболее вероятным протолитом для лейкогранитов комбинированных и простых даек являются метатерригенные породы эрзинского комплекса (кристаллические сланцы, гнейсы). Согласно (Козаков и др., 2005), в качестве источника для метаморфитов эрзинского комплекса выступают продукты размыва вулканических пород андезит-дацитового состава.

Наиболее крупным проявлением гранитоидного магматизма на Западном Сангилене является формирование ухадагского комплекса (~ 485 млн лет), в составе которого выделяется самостоятельная фаза монцолейкогранитов (Кармышева и др., 2022a). Петрохимические характеристики лейкогранитов даек и монцолейкогранитов ухадагского комплекса близки (Рисунок 6. 18), что позволяет говорить об идентичном составе протолита. В то же время, содержания тяжелых РЗЭ в монцолейкогранитах значительно ниже, чем в лейкогранитах. Данная особенность объясняется более глубинными (>5 кбар) условиями плавления при образовании материнских расплавов монцолейкогранитов.

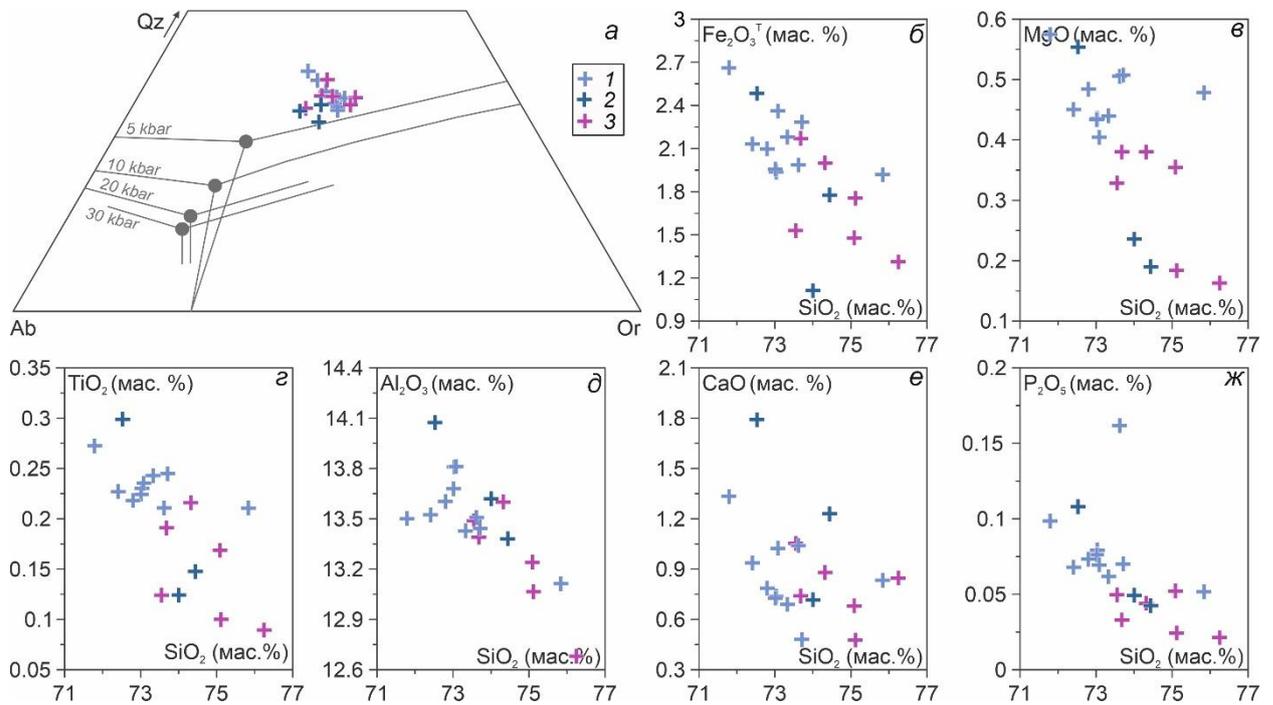


Рисунок 6.19. Особенности петрохимического состава лейкогранитов комбинированных даек (группа I). *a* – диаграмма Qz-Ab-Or, круги и линии показывают точки эвтектики и котектические кривые для гаплогранитной системы при $a_{H_2O} = 1$ и различных давлениях (модифицировано Bartoli et al., 2016 по Holtz et al., 1992); *б-ж* – вариации содержаний петрогенных компонентов относительно SiO_2 (мас. %). 1 – участок Сайзырал; 2 – участки Матут, Баянкол, РЛС; 3 – простые дайки.

Группа II – биотит-роговообманковые граниты комбинированной дайки участка Тавыт-Даг и биотитовые граниты комбинированных даек участков Матут, Баянкол и РЛС. Относительно лейкогранитов (группа I), граниты с меньшими концентрациями SiO_2 (66.8-70.2 мас. %), но с повышенными содержаниями TiO_2 (0.28-0.7 мас. %), $Fe_2O_3^T$ (2.7-5.5 мас. %), MgO (0.8-2.6 мас. %) и CaO (1.6-2.5 мас. %). Содержания Al_2O_3 на уровне лейкогранитов (13.7-14.6 мас. %). Породы высококальциевые, магнезиальные ($Fe\# = 0.56-0.7$), металюминиевые и слабопералюминиевые с $A/CNK = 0.99-1.1$ (Рисунок 6. 19 *a-в*). С учетом низких значений Rb/Zr (0.27-0.67) и низких содержаний Sr (186-439 г/т), данные петрохимические характеристики указывают на происхождение гранитов за счет плавления корового источника (White, Chappell, 1988; Patinño Douce, 1999).

На дискриминационных диаграммах (Рисунок 6.20) точки составов гранитов комбинированных даек располагаются в областях расплавов, полученных при дегидратационном плавлении источников грауваккового и амфиболитового состава, что указывает на смешанный состав протолита.

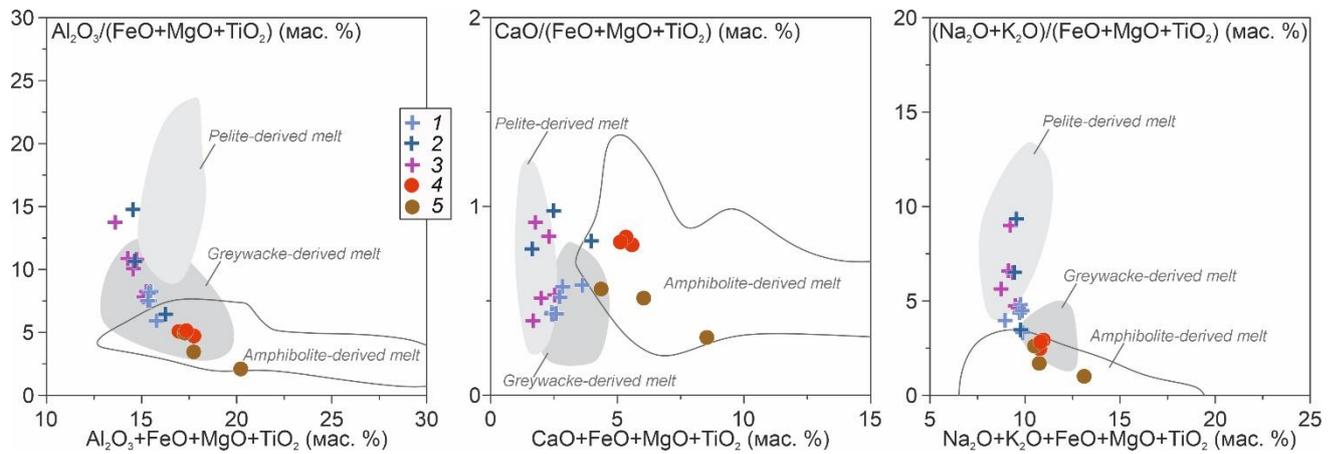


Рисунок 6.20. Диаграммы составов экспериментальных расплавов, полученных в результате дегидратационного плавления метаосадочных пород и амфиболитов (Patiño Douce, 1999; Rollinson, 2015), а также составы изученных образцов гранитоидов комбинированных даек. 1-3 – лейкограниты (группа I): 1 – участок Сайзырал; 2 – участки Матут, Баянкол, РЛС; 3 – простые дайки; 4, 5 – граниты (группа II): 4 – участок Тавыт-Даг, 5 – участки Матут, Баянкол и РЛС.

В работе (Rapp, Watson, 1995) было показано, что, независимо от степени дегидратационного плавления амфиболитов/базальтов, новообразованный расплав имеет значения $Mg\#$ ($100 \cdot MgO / (MgO + Fe_2O_3^T)$) < 40 . При частичном плавлении базальта с низким содержанием K_2O образующийся расплав также имеет низкие содержания K_2O с отношением $K_2O/Na_2O < 1$ (Rapp, Watson, 1995), тогда как при плавлении пород основного и среднего состава с умеренным и высоким содержанием K_2O , расплав имеет более кремнекислый состав и высокое содержание K_2O ($K_2O/Na_2O > 1$) (Sisson et al., 2005).

Граниты комбинированных даек имеют низкие значения $Mg\#$ (19-32), высокие содержания K_2O и Na_2O с отношением $K_2O/Na_2O = 1-1.7$, что предполагает высокие содержания K_2O в протолите. Необходимо отметить, что в эрзинском метаморфическом комплексе присутствуют горизонты и линзовидные тела амфиболитов с содержаниями K_2O 1-2.2 мас. %. Наиболее высококалиевые разновидности амфиболитов могут выступать в качестве составной части протолита гранитов.

T_{Zr} , полученные для 5 образцов с использованием термометра (Watson, Harrison, 1983), составляют 801-857 °C при среднем значении 829 °C. Данная температура отвечает нижней границе диапазона 825-925 °C, когда в лабораторных условиях при дегидратационном плавлении metabазитового источника (при давлении 7 кбар) был получен гранитный расплав (Sisson et al., 2005).

Таким образом, биотитовые и биотит-амфиболовые граниты комбинированных даек (группа II) являются продуктом плавления неоднородного корового источника (метаграуваккового и metabазитового состава). В качестве протолита выступали

метатерригенные породы (кристаллические сланцы, гнейсы) и амфиболиты эрзинского метаморфического комплекса.

Относительно лейкогранитов, граниты с низкими содержаниями тяжелых РЗЭ и Y ($Yb = 1.3-2.4$ г/т, $Y = 14.7-20$ г/т) (Рисунок 6.21 з, д), что, с учетом присутствия метабазатов (амфиболитов) в протолите, является следствием наличия реститового амфибола.

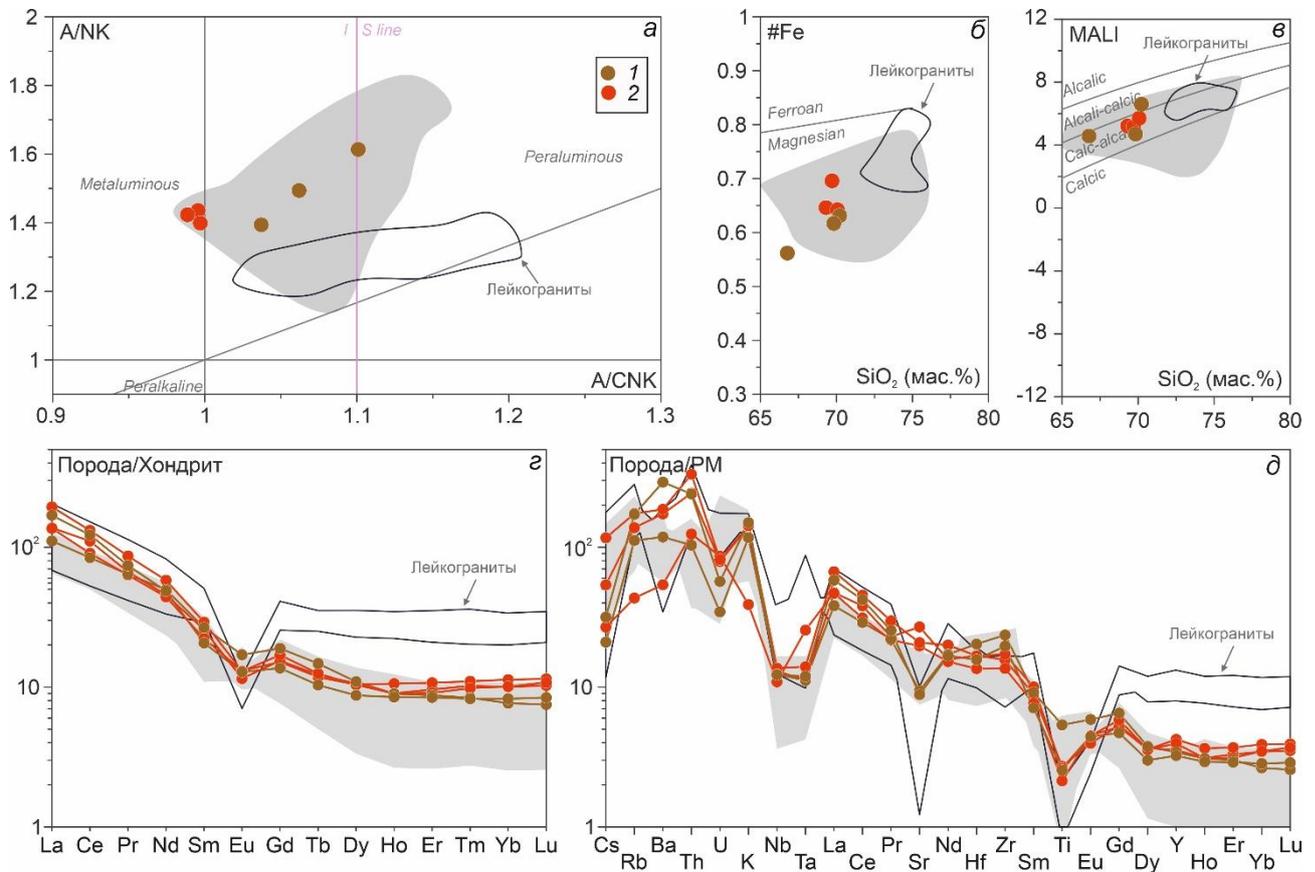


Рисунок 6.21. Особенности вещественного состава гранитов комбинированных даек. а – A/NK - A/CNK, I-S линия по (Chappell, White, 2001); б – $FeO^{tot}/(FeO^{tot}+MgO)$ - SiO_2 (Frost et al., 2001); в – диаграмма с MAFI (Frost et al., 2001); з – нормированные по хондриту кривые распределения редкоземельных элементов; д – нормированные по примитивной мантии мультиэлементные диаграммы (Sun, McDonough, 1989). 1 – биотит-роговообманковые граниты комбинированной дайки участка Тавыт-Даг; 2 – биотитовые граниты комбинированных даек участков Матут, Баянкол и РЛС. Серым полем показаны параавтохтонные граниты эрзинского мигматит-гранитного комплекса (Кармышева и др., 2017). Черным контуром показаны лейкограниты комбинированных и простых даек (группа I).

Как показано на Рисунке 6.22 б-ж, для гранитов характерно снижение концентраций $Fe_2O_3^T$, MgO и TiO_2 с ростом SiO_2 , что предполагает фракционирование Fe-Ti оксидов и/или биотита и амфибола при эволюции магм. При этом, фракционирование плагиоклаза не оказало существенного влияния на конечные составы пород, поскольку Al_2O_3 и CaO варьируют вне зависимости от содержаний кремнезема. Это подтверждается присутствием слабо проявленных

отрицательных европиевых аномалий ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.56-0.75$) и отсутствием либо наличием слабо проявленных отрицательных аномалий по Sr (Рисунок 6. 21 з, д).

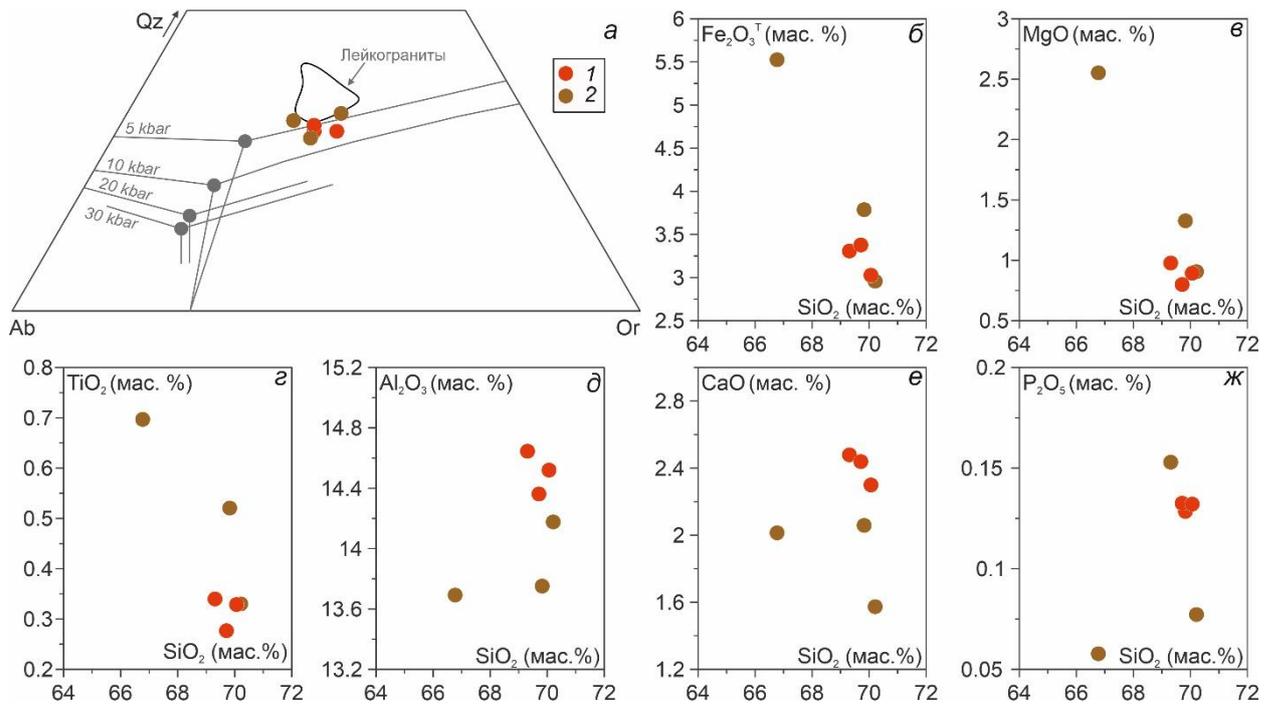


Рисунок 6.22. Особенности петрохимического состава гранитов комбинированных даек. *a* – диаграмма Qz-Ab-Or, круги и линии показывают точки эвтектики и котектические кривые для гаплогранитной системы при $a_{\text{H}_2\text{O}} = 1$ и различных давлениях (модифицировано [Bartoli et al., 2016](#) по [Holtz et al., 1992](#)); *б-ж* – вариации содержаний петрогенных компонентов относительно SiO_2 (мас. %). 1 – биотит-роговообманковые граниты комбинированной дайки участка Тавыт-Даг; 2 – биотитовые граниты комбинированных даек участков Матут, Баянкол и РЛС. Черным контуром показаны лейкограниты комбинированных и простых даек (группа I).

По распределению редких элементов и содержанию петрогенных компонентов (Рисунок 6. 21 з, д) граниты комбинированных даек идентичны параавтохтонным гранитам эрзинского комплекса ([Кармышева и др., 2017](#)). Согласно ([Кармышева и др., 2023б](#)), формирование автохтонных и параавтохтонных гранитов эрзинского комплекса отвечает двум возрастным рубежам: ~ 520 и 485 млн лет. При этом, химический состав пород двух генераций идентичен, что указывает на их происхождение за счет плавления одного и того же корового гетерогенного протолита. В данном контексте, биотитовые и биотит-амфиболовые граниты комбинированных даек, внедрившихся во временном интервале 495-485 млн лет, целесообразно рассматривать как часть эрзинского мигматит-гранитного комплекса.

6.2.4. Происхождение гранитоидов синплутонических даек

Как отмечалось ранее, в качестве салической компоненты синплутонических даек выступают непосредственно вмещающие гранитоиды. Петрографический состав гранитов даек участков Стрелка и Восточный идентичен гранитам Нижнеэрзинского массива и

параавтохтонным гранитам эрзинского комплекса, соответственно. Особенности вещественного состава пород (Рисунок 6. 23) также не противоречат модели образования синплутонических даек.

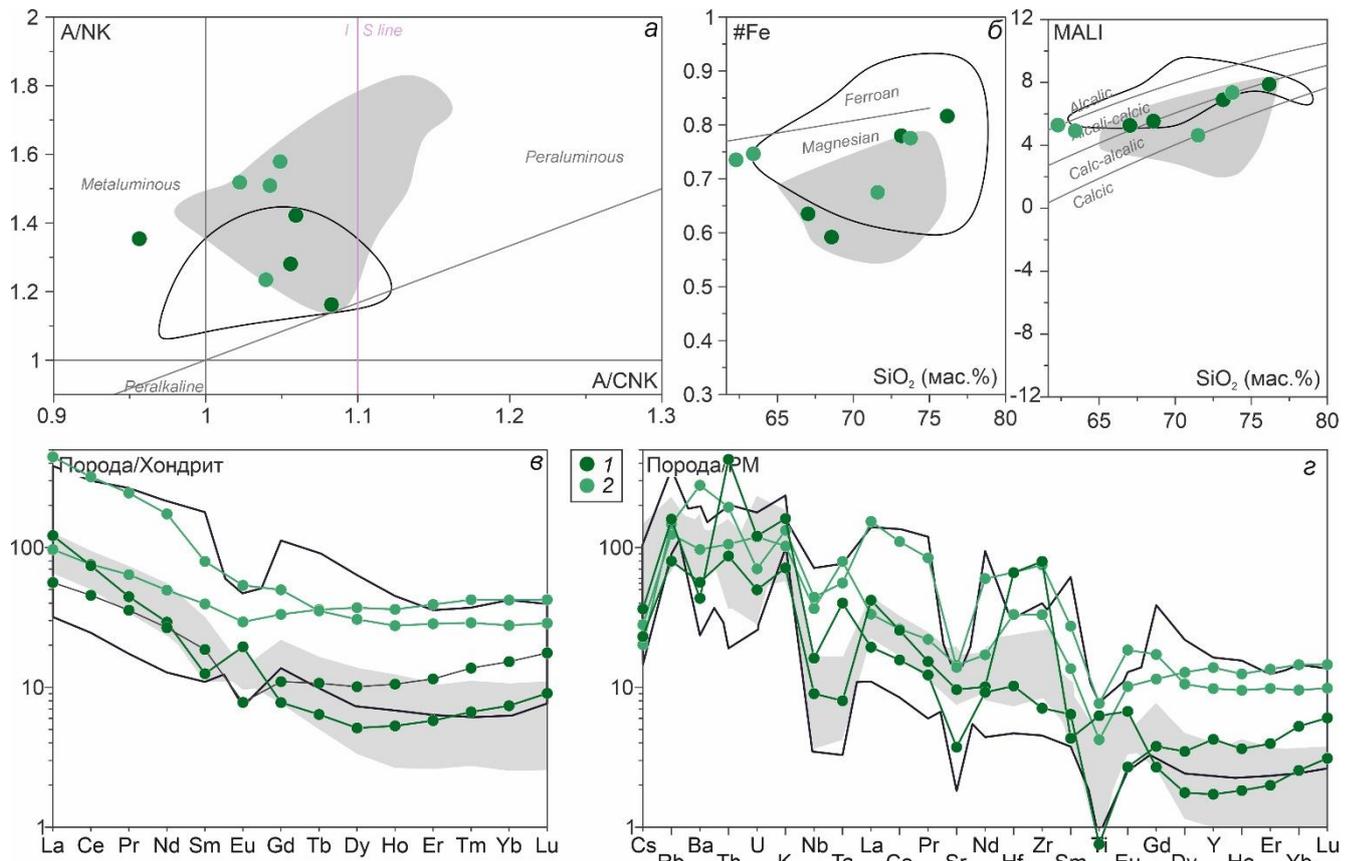


Рисунок 6.23. Особенности вещественного состава гранитоидов синплутонических даек. *a* – A/NK - A/CNK, I-S линия по (Chappell, White, 2001); *б* – $\text{FeO}^{\text{tot}}/(\text{FeO}^{\text{tot}}+\text{MgO})$ - SiO_2 (Frost et al., 2001); *в* – нормированные по хондриту кривые распределения редкоземельных элементов; *г* – нормированные по примитивной мантии мультиэлементные диаграммы (Sun, McDonough, 1989). 1 – участок Восточный; 2 – участок Стрелка. Черным контуром показаны гранитоиды ухадагского комплекса (Кармышева и др., 2022а), серым полем – параавтохтонные граниты эрзинского мигматит-гранитного комплекса (Кармышева и др., 2017).

Второе защищаемое положение. Мафические породы комбинированных и синплутонических даек идентичны по химическому составу, формирование их материнских расплавов протекало за счет плавления субдукционно-метасоматизированной литосферной мантии. Салические породы комбинированных даек разнообразны по составу и являются продуктом плавления неоднородного корового субстрата (метаморфических пород эрзинского комплекса). Салическими породами синплутонических даек являются вмещающие гранитоиды.

6.2.5. Происхождение промежуточных зон на контакте контрастных пород минглинг даек

Комбинированная дайка участка Сайзырал

В комбинированной дайке Сайзырал на контакте диоритов и лейкогранитов в средней части дайки зафиксированы породы с промежуточным цветовым индексом. Механизмы изохимической закалки и *in-situ* магматической дифференциации базитовой магмы, предложенные для мафических включений, в данном случае не применимы. Главным аргументом является то, что формирование промежуточных зон по данным сценариям протекает на самых ранних стадиях взаимодействия контрастных магм. В комбинированной дайке Сайзырал зоны промежуточного состава распространены в обрамлении диоритов, которые, в свою очередь, обладают признаками гибридизации.

Дополнительными ограничениями для привлечения данных моделей являются отсутствие индикаторных петрографических признаков: не наблюдается резкого снижения размерности кристаллов в породах промежуточных зон относительно диоритов; четкий контакт между диоритами и породами гибридных зон, а также резкое увеличение доли темноцветов в гибридных зонах отсутствуют.

Другим возможным механизмом образования приконтактных гибридных зон, является рекристаллизация краевых частей включений (в данном случае – фрагментов диоритов) после их консолидации. Как показано в работе (Farner et al., 2014), новообразованные «каймы» насыщены темноцветами (главным образом, биотитом) и имеют четкие контакты с породами включений. С точки зрения вещественного состава, важным аргументом в пользу данного сценария является отсутствие линейного тренда в ряду включение – промежуточная зона – вмещающий гранит. Главным образом это касается содержаний MgO, Fe₂O₃ и K₂O и редких элементов.

На бинарных диаграммах показано, что составы пород переходных зон формируют линейные тренды с диоритами и лейкогранитами дайки (Рисунок 6.6). На диаграммах распределения REE и спайдер-диаграммах (Рисунок 6.9 а, б) показано, что их составы занимают промежуточное положение между крайними членами, а составы породообразующих минералов из гибридных пород идентичны минералам диоритов (Рисунок 4.12, Рисунок 6.24 а, б). Таким образом, в случае переходных зон на контакте диоритов и лейкогранитов комбинированной дайки Сайзырал, механизм рекристаллизации краевых частей диоритов также неприменим.

Комплекс полученных данных позволяет утверждать, что узкие переходные зоны на контакте диоритов и лейкогранитов в средней части комбинированной дайки Сайзырал являются продуктом исключительно механического взаимодействия контрастных магм.

Синплутонические дайки участка Стрелка

Контакты контрастных пород синплутонических даек участка Стрелка имеют сложное строение, что выражается в широком распространении изолированных фрагментов пород

преимущественно среднего состава с различными соотношениями породообразующих минералов и гломероскоплениями амфибола (Рисунок 4.13). В то же время, концентрации петрогенных оксидов в породообразующих минералах диоритов, гранитов и пород промежуточных зон идентичны (Рисунок 4.16, Рисунок 6.24 в, з). Данное явление не может быть следствием гибридизации, поскольку, во-первых: валовые содержания главных и редких элементов в мафических и салических породах даек не образуют трендов, отвечающих магматическому смешению, а формируют изолированные группы (Рисунок 6.10, Рисунок 6.11), во-вторых: в диоритах и габбро отсутствуют петрографические признаки, характерные для пород, кристаллизовавшихся из гибридного расплава. Наиболее вероятным объяснением идентичного состава породообразующих минералов пород является достижение температурного равновесия между взаимодействующими магмами, обеспечивавшегося за счет длительного, относительно группы комбинированных даек, времени сосуществования. Таким образом, в качестве механизма формирования сложно устроенных контактовых зон между габбро (диоритами) и гранитоидами синплутонических даек участка Стрелка, выступает механическое смешение за счет сохраняющегося контраста вязкости и плотности сосуществующих магм.

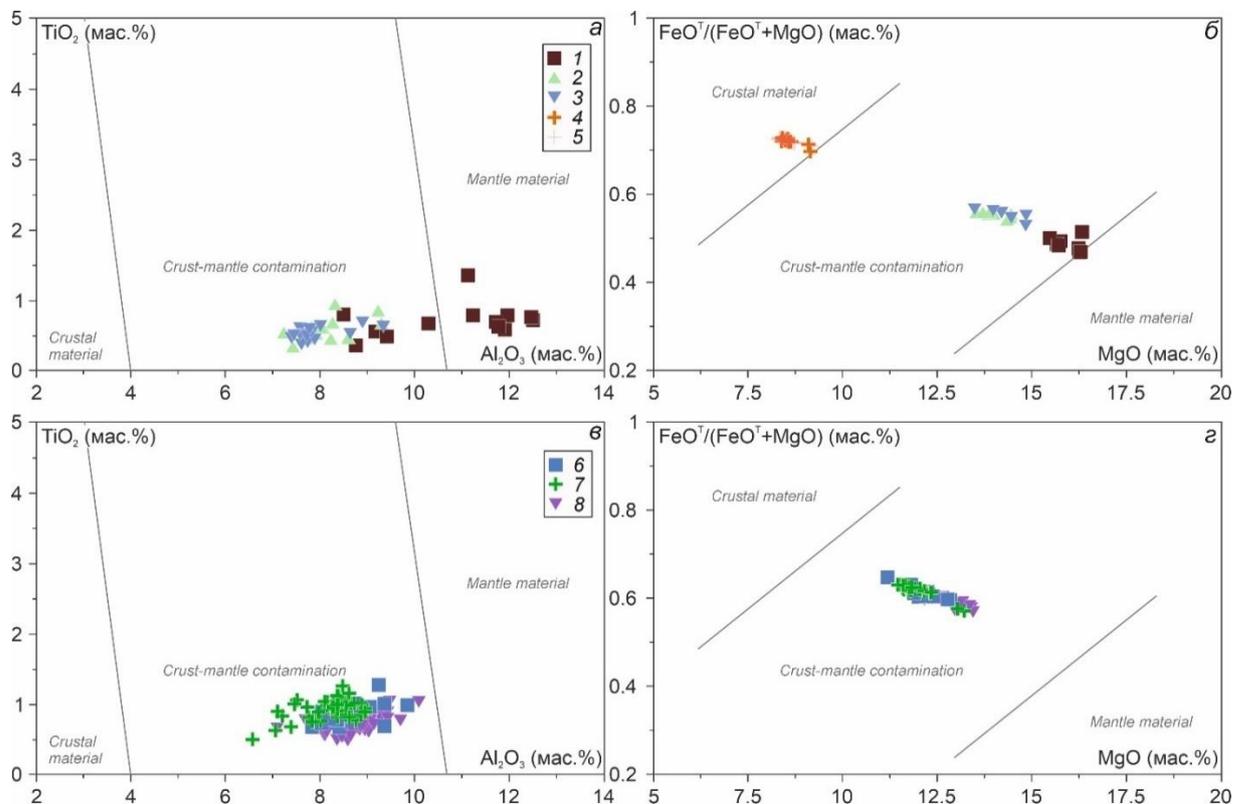


Рисунок 6.24. Генетические диаграммы для амфиболов (а, в, Jiang, An, 1984) и биотитов (б, з, Guo et al., 2017) минглинг даек участков Сайзырал (а, б) и Стрелка (в, з). 1-5 минералы пород комбинированной дайки Сайзырал: 1 – габбро, 2 – диорит, 3 – породы переходных зон, 4 – лейкогранит (основная масса), 5 – лейкогранит (гломероскопления). 6-8 минералы пород синплутонических даек Стрелка: 1 – диорит, 2 – гранит, 3 – породы переходных зон.

Глава 7. Модели образования минглинг даек Западного Сангиленга

Комбинированные дайки участков Баянкол, Матут, РЛС

Общими чертами комбинированных даек данной группы являются: субвертикальная ориентировка, секущие контакты с вмещающими породами; преобладание мафических пород над салических; расположение мафических пород в центральных частях даек; контакты контрастных пород имеют как сложную (фестончатую, лопастевидную и пламенеvidную), так и линейную морфологию; признаки гибридизации отсутствуют. Согласно результатам аналогового моделирования (Snyder et al., 1997), комбинированные дайки с осевыми базитовыми частями формируются при последовательном внедрении по трещине относительно вязкой (гранитоидного расплава/магмы) и маловязкой (базитового расплава/магмы) жидкостей. В случае обратной последовательности внедрения фронт течения всегда остается устойчивым и имеет клиновидную форму, образования сложных контактовых структур не происходит. Однако в литературе отсутствуют упоминания аналоговых или численных моделей, описывающих одновременное внедрение мафических и салических магм в единую область пониженного давления (трещину). В то же время, классические модели дайкообразования (Wylie, Lister, 1995; Gonnermann, Taisne, 2015) предполагают, что транспорт расплава по трещинам неизбежно приводит к возникновению температурной и вязкостной гетерогенности потока, который обусловлен относительно низкой температурой вмещающих пород. Данный эффект выражается в более высоких скоростях транспорта и температурах и, соответственно, низкой вязкости в осевых частях даек.

В работе (Perugini, Poli, 2005) показано, что при иъецировании маловязкой жидкостью более вязкой, интенсивность образования сложных контактов (*viscous fingering*) зависит от контраста вязкости сосуществующих жидкостей. При малом контрасте фрагменты маловязкой жидкости имеют сферическую и эллипсовидную форму, а образующиеся контактовые структуры преимущественно линейные с редкими взаимными протрузиями. С увеличением контраста вязкости происходит экспоненциальный рост «сложности» контактов. Разнообразие форм, полученное в ходе аналоговых экспериментов с различным контрастом вязкости, включает в себя все разновидности контактов в природных композитных системах. Когда две магмы с разной вязкостью вступают в контакт, первоначальный контраст вязкости высок, но с течением времени постепенно уменьшается (Sparks, Marshall, 1986; Poli et al., 1996). Снижение контраста вязкости (в том числе, его полное устранение) может быть реализовано двумя путями (Perugini, Poli, 2005): (I) снижение вязкости базитовой магмы в ходе понижения её температуры и кристаллизации; (II) перегрев салической магмы за счет привноса дополнительного тепла от основной магмы.

Для комбинированных даек участков Баянкол, Матут и РЛС характерно сочетание сложных и линейных контактов, что предполагает прогрессирующее снижение контраста

вязкости в процессе совместной кристаллизации сосуществующих магм. При этом, сложно организованные контакты чаще встречаются в центральных частях даек, а сферические и эллипсоидные фрагменты базитов с линейными контактами в краевых. В данном ключе, наблюдаемые закономерности распределения мафических и салических пород в комбинированных дайках могут рассматриваться как следствие гетерогенности, возникающей в ходе транспорта композитной магматической смеси по трещинам. При этом, снижение контраста вязкости магм в краевых частях даек происходит за счет повышения вязкости базитовой магмы.

Комбинированные дайки участка Тавыт-Даг

Характер отношений с вмещающими гранитоидами Матутского массива и особенности внутреннего строения комбинированных даек указывают на то, что происхождение данной эшелонированной системы тесно связано с трещинами растяжения и хрупкими нарушениями в теле гранитоидов.

Основываясь на особенностях внутреннего строения комбинированных даек, был предложен механизм их образования – модель сдвиговой дилатации (Владимиров и др., 2019). Синтектоническое инъецирование базитового расплава обеспечивается сдвиговыми условиями, когда формируются эшелонированные или единичные трещины растяжения над магматической камерой основного состава. Появление трещин растяжения, с одной стороны, обеспечивает условия для экспонирования базитовых магм, с другой - способствует локальному кратковременному понижению общего литостатического давления в зоне дилатации. Тепловое воздействие со стороны базитовых даек жильного типа в сочетании с кратковременным понижением литостатического давления вблизи даек приводит к локальному плавлению, либо реоморфизму вмещающих пород.

Поскольку жилообразование – это достаточно кратковременный процесс, то происходит восстановление общего литостатического давления, которое далее резко возрастает в связи объемными эффектами при выплавлении гранитоидов. Автоклавный эффект со стороны кислого расплава на бортах жилы приводит к раздавливанию консолидирующейся базитовой магмы, которая при этом либо пластически деформируется, либо претерпевает хрупкие разрывы с заполнением трещин кислым материалом. Подобное взаимодействие контрастных магм приводит к формированию минглинг-подобных структур.

Без проведения численного моделирования можно предположить, что появление минглинг даек по механизму сдвиговой дилатации возможно лишь в условиях нижней или средней коры, когда общий уровень температур будет достаточен для частичного плавления вмещающих пород за счет дополнительного теплового воздействия со стороны преимущественно базитовой дайки. Вторым важным следствием предлагаемой модели является приуроченность к обстановкам субгоризонтального сдвига. Только в этом случае возможно

нарушение сплошности кровли базитовой камеры и последующая субвертикальная транспортировка магмы. Подобные геотектонические обстановки возможны лишь на позднеколлизионной стадии эволюции орогенов, что делает комбинированные дайки, сформировавшиеся по данному механизму, важным индикатором подобных условий.

Комбинированная дайка Сайзырал

Геологическая позиция и внутреннее строение минглинг дайки Сайзырал позволяют отнести ее к дайкам комбинированного типа. Однако, как было показано выше, диориты, занимающие существенный объем дайки, несут следы химической гибридизации с гранитоидами, что не характерно для даек этого типа. Предлагаемая модель формирования комбинированной дайки Сайзырал основывается на нескольких критических моментах: (I) залегание дайки пологое, распределение пород свидетельствует о гравитационном осаждении базитов; (II) габбро и диориты дайки имеют общий магматический источник; (III) калиевые породы комбинированной дайки и лейкограниты даек, секущих эрзинский комплекс, имеют общий источник; (IV) среди всех пород дайки, только габбро деформированы и подвержены вторичным изменениям (замещение амфибола биотитом, рекристаллизация плагиоклаза); (V) диориты участвовали в миксинге с лейкогранитами на магматической стадии, что привело к обогащению диоритов HFS, LIL элементами и Th; (VI) на контакте диоритов и лейкогранитов присутствуют промежуточные породы. По валовому петрогеохимическому составу они являются переходными между диоритами и лейкогранитами, но состав минералов из промежуточных зон идентичен диоритам.

Возникновение локальных зон пониженного давления, конформных плоскостным структурам в гнейсогранитах инициировало одновременное внедрение гранитоидной и базитовой магмы. При этом последняя содержала в себе автолиты, состоящие из наиболее высокотемпературных фаз (габбро). В процессе перемещения контрастной габбро-гранитной смеси габбро подверглись слабым деформациям и вторичным изменениям. При этом, за счет изменения физико-химических параметров обеих магм (перегрев лейкогранитной магмы, привнос воды и повышение fO_2 габброидной магмы) и интенсификации эффекта адвекции произошло обогащение базитов редкими элементами (LIL, HFS, Th) за счет их привноса из лейкогранитной магмы. После прекращения движения магматической смеси происходит осаждение более плотных фрагментов базитов в базальную часть дайки и формирование за счет сохраняющегося контраста вязкости минглинг структур и узких зон переходного состава.

Необходимо отметить, что значения возраста, полученные для цирконов из лейкогранитов комбинированной дайки (487 ± 3 и 495 ± 5 млн лет), простых лейкогранитных даек (486 ± 2), а также вмещающих гнейсогранитов (484 ± 23 млн лет) очень близки. Учитывая, что стенки комбинированной дайки Сайзырал ориентированы конформно магматической полосчатости во

вмещающих породах, можно заключить, что образование субпластовых тел параавтохтонных гранитов, внедрение композитной смеси и даек лейкогранитов протекало в единой деформационной обстановке. В то же время, в гнейсогранитах зафиксировано обилие ксеногенных цирконов с древними значениями возраста, отсутствующих в лейкогранитах комбинированной дайки и представленных единичными зернами в лейкогранитных дайках. Данное наблюдение позволяет рассматривать формирование даек лейкогранитов и комбинированных даек с лейкогранитной салической частью за счет нарушения сплошности композитной магматической камеры, располагающейся ниже современного эрозионного среза. В отличие от механизма *in-situ* плавления протолита (пород эрзинского комплекса), данная модель объясняет выдержанность составов лейкогранитов, высокие содержания кремнезема и щелочей, фракционированные спектры распределения редких элементов, а также отсутствие большого количества ксеногенных цирконов.

Синплутонические дайки участка Стрелка

Сценарий образования синплутонических даек участка Стрелка опирается на результаты численного моделирования подъема высокоплотных базитовых магм в гранитоидных камерах (Полянский и др., 2017) и особенности вещественного состава пород промежуточных зон даек.

Граничными условиями для термомеханической модели (Полянский и др., 2017) являются:

I) высота/ширина гранитоидной камеры составляет 1050/700 м; II) в базальной части камеры расположен «слой» базитового расплава мощностью 50 и протяженностью 700 м; III) на границе базитового и салического расплава существует область локальной неоднородности высотой 100 и шириной 25 м, генерируемая тектоническими возмущениями; (IV) в области локального возмущения происходит механическое смешение расплавов; (V) расположенные выше гранитоиды ведут себя как вязкопластичная среда, способная к разрыву жесткого каркаса под воздействием инъекции менее плотного расплава.

Моделирование проводилось для различных соотношений базитового и салического расплава в области локального возмущения (от 30/70 до 90/10 об. %, соответственно) с учетом плотности, температуры, флюидонасыщенности и вязкости сосуществующих расплавов.

Согласно результатам моделирования, минимальная доля салического расплава в смеси, необходимая для возникновения плотностной инверсии и подъема мафического расплава, составляет 40 %. При большем содержании базитов гравитационной подъемной силы для их транспорта недостаточно. Во всех остальных случаях, в зависимости от процентного соотношения контрастных расплавов в «питающей» области, происходит эффективный подъем мафического расплава и образование проникающих или слепых базит-гранитных тел. Таким образом, в качестве главного фактора, определяющего возможность образования

синплутонических даек, выступает разность плотностей. Контраст вязкости сосуществующих расплавов определяет степень их взаимопроникновения и, соответственно, интенсивность механического смешения.

С учетом результатов моделирования и петрогенезиса пород переходного состава, модель образования синплутонических даек участка Стрелка предполагает следующую последовательность событий: (I) внедрение мафической магмы в базальную часть кристаллизующегося гранитоидного плутона; (II) ремобилизация гранитоидов за счет теплового воздействия базитов; (III) возникновение возмущения на границе раздела сред, инициируемое тектоническими движениями; (IV) механическое смешение магм, приводящее к образованию менее плотной, относительно вышележащих гранитоидов, композитной базит-гранитной смеси; (V) подъем композитной смеси по ослабленным зонам во вмещающих гранитоидах и совместная кристаллизация, образование сложно устроенных контактовых зон за счет сохраняющегося контраста вязкости сосуществующих магм.

Синплутонические дайки участка Восточный

В отличие от участка Стрелка, в образовании синплутонических даек участка Восточный определяющую роль играл деформационный процесс. Особенности внутреннего строения и характер взаимоотношений синплутонических даек участка с вмещающими породами эрзинского комплекса позволяют предложить сценарий их образования: (I) плавление мигматитов на фоне левосдвиговых деформаций и дополнительного привноса тепла от базитовых интрузий – образование пластовых тел гнейсогранитов эрзинского комплекса; (II) достижение гнейсогранитами второго реологического порога с последующим образованием трещин и их заполнением базитовой магмой; (III) совместная кристаллизация мафической магмы и остаточного гранитоидного расплава на фоне продолжающихся деформаций; (IV) консолидация композитной системы; (V) повторное трещинообразование и образование поздних минглинг даек.

Третье защищаемое положение. Основным механизмом взаимодействия контрастных по составу магм при образовании минглинг даек Западного Сангиленя является механическое смешение. Свидетельства магматической гибридации зафиксированы в одной комбинированной дайке и идентифицируются по обогащению базитов HFSE, LILE, Th. Данные особенности состава гибридных пород являются следствием изменения физико-химических условий кристаллизации контрастных магм при их взаимном диспергировании на стадии перемещения композитной магматической смеси по ослабленным зонам.

Заключение

В работе приведены результаты комплексного изучения минглинг даек юго-западной краевой части Тувино-Монгольского массива ЦАСП. Основные выводы можно сформулировать следующим образом:

1. Взаимоотношения контрастных по составу пород всех минглинг даек однозначно указывают на их формирование за счет одновременной кристаллизации гранитоидных и мафических магм.

2. Анализ внутреннего строения минглинг даек позволил разделить их на группы синплутонических и комбинированных. Дайки первого типа образуются за счет внедрения базитовой магмы в базальные части плутонов гранитоидного состава и последующего подъема контрастной смеси. Комбинированные дайки формируются при внедрении композитной базит-гранитной смеси по ослабленным зонам в консолидированных метаморфических или магматических породах.

3. Изученные минглинг дайки обладают признаками синкинематического внедрения. Особенности внутреннего строения и взаимоотношений с вмещающими породами указывают на их формирование синхронно со сдвиговыми деформациями, проявленными в пределах Эрзинской тектонической зоны.

4. Петрографический состав мафических пород минглинг даек варьирует от роговообманковых габбро до кварцевых диоритов. Одним из факторов, обуславливающих вариативность петрографического состава мафических пород даек, является их рекристаллизация под воздействием флюида кислых магм. Салические породы комбинированных даек представлены лейкогранитами, биотит-амфиболовыми и биотитовыми гранитами. Салической компонентой синплутонических даек являются гранитоиды Нижнеэрзинского массива (участок Стрелка) и параавтохтонные граниты эрзинского комплекса (участок Восточный).

5. Минглинг дайки Западного Сангиленя формировались на среднекоровом уровне глубинности (4-5 кбар) в возрастном диапазоне 495-485 млн лет назад. Наравне с крупными гранитоидными комплексами региона минглинг дайки являются индикаторами завершения метаморфических процессов в пределах эрзинского комплекса, а также перехода от транспрессионного к транстенсионному этапу развития геологических структур Западного Сангиленя.

6. Формирование материнских расплавов мафических пород минглинг даек протекало за счет плавления субдукционно-метасоматизированной литосферной мантии. Геохимические характеристики базитов даек и одновозрастных габброноритов и монцодиоритов Баянкольского и Эрзинского массивов идентичны, что позволяет предполагать для них общий источник.

Образование минглинг даек является прямым доказательством существования в период ~ 495-485 млн лет базитового очага (промежуточной камеры/камер) на уровне средней коры.

7. По химическому составу салические породы комбинированных даек разделены на две группы: I) сильнопералюминиевые лейкограниты, II) слабопералюминиевые биотитовые и биотит-амфиболовые граниты. Наблюдаемое разнообразие химического состава гранитоидов обусловлено тем, что материнские расплавы формировались при плавлении неоднородного корового субстрата (кристаллические сланцы, гнейсы и амфиболиты эрзинского комплекса). Салические породы синплутонических даек по химическому составу отвечают вмещающим гранитоидам.

8. Взаимодействие контрастных по составу магм при образовании комбинированных и синплутонических даек характеризуется преобладанием механического смешения, процессы гибридизации проявлены значительно слабее. Исключением являются те случаи, когда смешение происходит при совместном перемещении композитной смеси по ослабленным зонам и сопровождается взаимным рассеянием магм (участок Сайзырал). В этом случае возможно обогащение базитовой магмы HFSE, LILE и Th.

Основными направлениями будущих исследований являются:

а) изотопно-геохимическое изучение композитных дайковых систем с целью заверки и уточнения существующих моделей поведения изотопных систем при смешении мантийных и коровых магм;

б) детальное изучение магматических микрогранулярных включений в гранитоидных массивах Западного Сангилена (Баянкольский, Нижнеулорский массивы, гранитоиды ухадагского комплекса) с целью установления значимости мантийного вещества в становлении коллизионных гранитоидных комплексов.

Список литературы

- Беляев С.Ю., Гибшер А.С., Кузнецов П.П., Терлеев А.А. О соотношениях терригенно-карбонатного и метаморфического комплексов в правом борту р Нарын (нагорье Сангилен) // Комплексные геологические исследования Сангилен. Новосибирск, 1987, с. 41-48
- Беляев С.Ю., Терлеев А.А. Современная структура Сангилен // Геология и геофизика, 1990, №12, с. 20-29
- Беляев С.Ю., Терлеев А.А. Тектонические покровы нагорья Сангилен // Структурно-вещественные комплексы юго-восточной Тувы. Новосибирск, 1988, с. 113-130
- Беляев С.Ю., Терлеев А.А., Миргородская Н.В. Тектонические покровы в верхнем течении р. Сол-Белдир (нагорье Сангилен) // Комплексные геологические исследования Сангилен. Новосибирск, 1988, с. 27-41
- Владимиров В.Г., Владимиров А.Г., Гибшер А.С., Травин А.В., Руднев С.Н., Шемелина И.В., Барабаш Н.В., Савиных Я.В. Модель тектоно-метаморфической эволюции Сангилен (Юго-Восточная Тува, Центральная Азия) как отражение раннекаледонского аккреционно-коллизийного тектогенеза // Докл. РАН, 2005, т. 405 (1), с. 82–88
- Владимиров В.Г., Кармышева И.В., Яковлев В.А., Травин А.В., Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н. Термохронология минглинг-даек Западного Сангилен (ЮВ Тува): свидетельства развала коллизийной системы на северо-западной окраине Тувино-Монгольского массива // Геодинамика и Тектонофизика, 2017, т. 8 (2), с. 283–310. doi: 10.5800/GT-2017-8-2-0242
- Владимиров В.Г., Лепезин Г.Г. Структурные изменения в метаморфическом обрамлении Улорского гранитоидного массива (Юго-Западный Сангилен) // Геология и геофизика, 1996, т.37, №6, с. 113-116
- Владимиров В.Г., Яковлев В.А., Кармышева И.В. Механизмы магматического минглинга в композитных дайках: модели диспергирования и сдвиговой дилатации // *Geodynamics & Tectonophysics*, 2019, т. 10, с. 325-345. doi: 0.5800/GT-2019-10-2-0417
- Владимиров В.Г. Приконтактные деформации метаморфитов мугурской свиты района рек Морен и Солчер (Юго_Западный Сангилен) // Комплексные геологические исследования Сангилен (Юго-Восточная Тува): Сб. науч. трудов, Новосибирск, 1987, с. 67-88.
- Геология СССР. Т. XXIX. Ч.1. Тувинская АССР. М.: Недра, 1966, 459 с.
- Гибшер А.С., Владимиров А.Г., Владимиров В.Г. Геодинамическая природа раннепалеозойской покровно-складчатой структуры Сангилен (Юго-Восточная Тува) // ДАН, 2000, т. 370, с. 489-492
- Гибшер А.С., Гибшер А.А., Мальковец В.Г. и др. Природа и возраст высокобарического (кианитового) метаморфизма Западного Сангилен (Юго-Восточная Тува) // Геодинамические обстановки и термодинамические условия регионального метаморфизма в докембрии и фанерозое. Материалы V Российской конференция по проблемам геологии и геодинамики докембрия, Санкт-Петербург. СПб: ИГГД РАН, 2017. С. 52–53.
- Гибшер А.С., Пак К.Л., Чучко В.Н., Шибанов В.И. Проблемы стратиграфии позднего докембрия и кембрия Сангилен (Тува) // Стратиграфия позднего докембрия и раннего палеозоя Средней Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО РАН, 1983, с. 3-19

- Гибшер А.С., Терлеев А.А. Стратиграфия верхнего докембрия и нижнего кембрия Юго-Восточной Тувы и Северной Монголии // Геология и геофизика, Т.38, №11, 1992, с. 26-34
- Гибшер А.С., Терлеев А.А., Вологдин И.И., Сугоракова А.М. Сводный разрез терригенно-карбонатного комплекса позднего докембрия Западного Сангилен (Юго-Восточная Тува) // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Новосибирск, 1987, с. 130-144.
- Гоникберг В.Е. Моренский разрез позднего докембрия и палеотектоническая природа северо-западной окраины Сангиленского массива Тувы. // Геотектоника, 1997, №5, с. 72-84
- Гоникберг В.Е. Роль сдвиговой тектоники в создании орогенной структуры ранних каледонид юго-восточной Тувы. // Геотектоника, 1999, №3, с. 89-102
- Изох А.Э., Поляков Г.В., Мальковец В.Г., Шелепаев Р.А., Травин А.В., Литасов Ю.Д., Гибшер А.А. Позднеордовикский возраст камптонитов агардагского комплекса Юго-Восточной Тувы - свидетельство проявления плюмового магматизма при коллизионных процессах // ДАН, 2001, т. 379, с. 511-514
- Каргополов С.А. Малоглубинные гранулиты Западного Сангилен (Юго- Восточная Тува) // Автореферат канд. диссертации. геол.-мин. наук. Новосибирск, 1997, 17 с.
- Карманова Н.Г., Карманов Н.С. Универсальная методика рентгенофлуоресцентного силикатного анализа горных пород на спектрометре ARL-9900XP. // Тезисы докладов VII Всероссийской конференции по рентгеноспектральному анализу. Новосибирск, 2011, с. 126
- Кармышева И.В., Владимиров В.Г. Положение гранитоидов чжаргалантского гранит-лейкогранитного комплекса в орогенных структурах Западного Сангилен (ЮВ Тува) // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: Материалы IV Всероссийской конференции с международным участием. Владивосток, 17-23 сентября, 2018. с. 170-171
- Кармышева И.В., Владимиров В.Г., Владимиров А.Г. Синкинематический гранитоидный магматизм Западного Сангилен (ЮВ Тува) // Петрология, 2017, т. 25. №1, с. 92-118. doi: 10.7868/S0869590317010046
- Кармышева И.В., Владимиров В.Г., Куйбида М.Л., Семенова Д.В., Яковлев В.А. Петрогенезис и тектонические обстановки образования высококалийных гранитов (Западный Сангилен, Тувино-Монгольский массив) // Геосферные исследования, 2022а, № 1, с. 6–32. doi: 10.17223/25421379/22/1
- Кармышева И.В., Владимиров В.Г., Семенова Д.В., Яковлев В.А. Возрастные рубежи гранитоидного магматизма Западного Сангилен (ЮВ Тува) // Петрология и рудоносность магматических формаций: материалы науч. конф., Новосибирск: ИПЦ НГУ, 2022б, с. 94-96
- Кармышева И.В., Семенова Д.В., Пронякин Е.А., Владимиров В.Г., Шелепаев Р.А. новые данные к вопросу о термальной истории орогенной структуры Западного Сангилен (Юго-Восточная Тува) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научной конференции. Вып. 21. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2023, с. 121-123
- Козаков И.К. Докембрийские инфраструктурные комплексы Монголии. Л.: Наука. 1986. 144 с.
- Козаков И.К., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Крёнер А., Адамская Е.В., Азимов П.Я., Гороховский Б.М., Иванова А.А., Ойдуп Ч.К., Плоткина Ю.В. Возрастные рубежи и геодинамические

обстановки формирования метаморфических комплексов Юго-Западной части Тувино-Монгольского террейна, Центрально-Азиатский складчатый пояс // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2021, т. 29 (4), с. 3-26. doi: 10.31857/S0869592X21030030

Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Бибкова Е.В., Ковач В.П., Кирнозова Т.И., Бережная Н.Г., Лыхин Д.А. Возраст метаморфизма кристаллических комплексов Тувино-Монгольского массива: результаты U-Pb геохронологических исследований гранитоидов // Петрология, 1999, т. 7. № 2, с. 173–189

Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Натман А., Бибикова Е.В., Кирнозова Т.И., Тодт В., Кренер А., Яковлева С.З., Лебедев В.И., Сугоракова А.М. Возрастные рубежи структурного развития метаморфических комплексов Тувино- Монгольского массива // Геотектоника, 2001, №3, с. 22-43

Козаков И.К., Натман А., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Котов А.Б., Подковыров В.Н., Плоткина Ю.В. Метатерригенные толщи Тувино-Монгольского массива: возраст, источники, тектоническая позиция // Стратиграфия. Геол. корреляция, 2005, т. 13. № 1, с. 1–20

Колобов В.Ю. Метаморфизм и метасоматоз в контактовом ореоле гранитоидного массива (Сангилен, Тува) // Геология и геофизика, 1981, №10, с. 40-48

Колобов В.Ю. Метаморфизм и метасоматоз в контактовом ореоле гранитоидного массива (Сангилен, Тува) // Геология и геофизика, 1981, №10, с. 40-48

Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы, М.: ПРОБЕЛ-2000, 2004, 192 с.

Лебедев В.И., Владимиров А.Г., Халилов В.А., Гибшер А.С., Каргополов С.А., Пономерева А.П., Изох А.Э., Ступаков С.И., Руднев С.Н. U-Pb датирование и проблема расчленения докембрийских – раннепротерозойских метаморфических и магматических образований Западного Сангилена (Юго-Восточная Тува) // Геология и геофизика, 1993, №7, с. 45-52

Лебедев В.И., Халилов В.А., Каргополов С.А., Владимиров А.Г., Гибшер А.С. U- Pb возраст высокотемпературного метаморфизма и ультраметаморфизма Сангилена (Юго-Восточная Тува) // ДАН СССР, т. 320, 1991, №3, с. 682-686

Лепезин Г.Г. Метаморфические комплексы Алтае-Саянской складчатой области // Новосибирск: Наука, 1978, 231 с.

Митрофанов Ф.П., Козаков И.К., Палей И.П. Докембрий Западной Монголии и Южной Тувы, Л.: Наука, 1981, 156 с.

Монгуш А.А. Вендские внутриплитные офиолиты и островодужные магматические комплексы Тувы: тектоническая позиция, геодинамическая интерпретация // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и их минерогения. Материалы IV Международной конференции и III Молодежной школы-семинара. Улан-Уде: Изд-во ГИ СО РАН, 2012. С. 104–107.

Николаева И.В., Палесский С.В., Козьменко О.А., Аношин Г.Н. Определение редкоземельных и высокозарядных элементов в стандартных геологических образцах методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС) // Геохимия, 2008, № 10, с. 1085-1091

Петрова А.Ю. Rb-Sr изотопная система метаморфических и магматических пород Западного Сангилена (Юго-Восточная Тува) // Автореферат диссертации на соискание уч. ст. канд. геол.-мин. наук. Москва, ИМГРЭ, 2001, 26 с.

- Петрова А.Ю., Костицын Ю.А. Возраст высокоградиентного метаморфизма и гранитообразования на Западном Сангилене // *Геохимия*, 1997, №3, с. 343-347
- Полянский О.П., Каргополов С.А., Изох А.Э., Семенов А.Н., Бабичев А.В., Василевский А.Н. Роль магматических источников тепла при формировании регионального и контактовых метаморфических ареалов Западного Сангилене (Тува) // *Геодинамика и тектонофизика*, 2019, вып. 10(2), с. 309-323. doi: 10.5800/GT-2019-10-2-0416
- Полянский О.П., Селятицкий А.Ю., Зиновьев С.В., Бабичев А.В. Тектонотермальная раннепалеозойская эволюция блока Хан-Хухей (Северная Монголия) // *Петрология*, 2023, т. 31 (5), с. 510-530. doi: 10.31857/S0869590323050047
- Полянский О.П., Семенов А.Н., Владимиров В.Г., Кармышева И.В., Владимиров А.Г., Яковлев В.А. Численная модель магматического минглинга (на примере Баянкольской габбро-гранитной серии, Сангилен, Тува) // *Геодинамика и тектонофизика*, 2017, т.8(2), с. 385-403. doi: 10.5800/GT-2017-8-2-0247
- Рогов Н.В., Никитин П.А. Складчатые комплексы докембрия Сангилене (Юго-Восточная Тува) // *Материалы по геологии Тувинской АССР. Вып.1. Кызыл: Тув. Кн. Изд-во, 1969, с. 31-34*
- Рогов Н.В., Шенкман Я.Д. О докембрийских гранитоидных комплексах Тувы // *Новые данные к обоснованию региональных магматических схем АлтаеСаянской складчатой области. Новосибирск: СНИИГиМС, 1972, с. 53-56*
- Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Пономарчук В.А., Бабин Г.А., Борисов С.М. Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Алтае-Саянской складчатой области (латерально-временная зональность, источники) // *ДАН*, 2004, т. 396 (3), с.369-373
- Селятицкий А.Ю., Полянский О.П., Шелепаев Р.А. Глубинный метаморфический ореол Баянкольского габбро-монцодиоритового массива - индикатор нижнекоровых базитовых камер (Западный Сангилен, Юго-Восточная Тува) // *Геология и Геофизика*, 2021, т. 62 (9), с. 1204-1226. doi: 10.15372/GiG2020183
- Семенов А.Н., Полянский О.П. Модели формирования полифазных габбро-монцодиоритовых массивов Западного Сангилене в коллизионной и трансформно-сдвиговой обстановке // *Геодинамика и тектонофизика*, 2023, вып. 14 (6):0725. doi: 10.5800/GT-2023-14-6-0725
- Семенова Д.В., Владимиров В.Г., Кармышева И.В., Яковлев В.А. Возраст раннеколлизионных гранитоидов Западного Сангилене (Юго-Восточная Тува): значение для оценки длительности орогенеза на окраине Тувино-Монгольского массива // *Геодинамика и тектонофизика*, 2024, 15(4):0767. doi: 10.5800/GT-2024-15-4-0767
- Склярков Е.В., Федоровский В.С. Тектонические и геодинамические аспекты механического смещения магм (магматического минглинга) // *Геотектоника*, 2006, № 2, с. 47-64
- Терлеев А.А., Гибшер А.С., Беляев С.Ю. Взаимоотношение метатерригенного (тесхем-мугурского) комплекса с перекрывающими отложениями на западе Сангилене // *Геолого-петрологические исследования Юго-Восточной Тувы. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1988, с. 5-19*
- Травин А.В., Каргополов С.А., Лепезин Г.Г., Пономарчук В.А., Юдин Д.С. Возраст и термохронологические реконструкции полиметаморфического комплекса Западного Сангилене (Юго-Восточная Тува) // *Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма,*

осадконакопления и метаморфизма: Материалы III Российской конференции по изотопной геохронологии, М.: ГЕОС, 2006, Т. 2, с. 350-355

Туркина О.М., Изох А.Э., Лавренчук А.В., Шелепов Я.Ю. Состав и изотопные параметры metabазальтов и габброидов Онотского гранит-зеленокаменного блока (юго-запад Сибирской платформы) как индикаторы эволюции литосферной мантии от архея к палеопротерозою // *Петрология*, 2022, т. 30, № 5, с. 520—544. doi: 10.31857/S0869590322040069.

Хромых С.В., Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н., Котлер П.Д., Соколова Е.Н. Мантийно-коровое взаимодействие в петрогенезисе габбро-гранитной ассоциации Преображенского интрузива, Восточный Казахстан // *Петрология*, 2018, т. 26, с. 376–399. doi: 10.1134/S0869590318040040

Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Цыганков А.А. U-Pb изотопное датирование цирконов из PZ3-Mz магматических комплексов Забайкалья методом магнитно-секторной масс-спектрометрии с лазерным пробоотбором: процедура определения и сопоставление с SHRIMP данными // *Геология и геофизика*, 2016, т. 57, № 1, с. 241–258. doi: 10.15372/GiG20160113

Ярмолук В.В., Дегтярев К.Е. Докембрийские террейны Центрально-Азиатского орогенного пояса: сравнительная характеристика, типизация и особенности тектонической эволюции // *Геотектоника*, 2019, № 1, с. 3–43. doi: 10.31857/S0016-853X201913-43

Allen E., Boger D. The influence of rheological properties on mobility control in polymer-augmented waterflooding // *Society of Petroleum Engineers*, 1988. doi: 10.2118/18097-ms

Alves A., Pereira G.S., Janasi V.A. et al. The origin of felsic microgranitoid enclaves: Insights from plagioclase crystal size distributions and thermodynamic models // *Lithos*, 2015. Vol. 239. P. 33–44.

Anderson, A.T. (1976) Magma mixing: Petrological process and volcanological tool. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 1, p. 3–33. doi: 10.1016/j.lithos.2015.09.027

Anderson, D.L., 1982, Isotopic evolution of the mantle: The role of magma mixing: *Earth and planetary Science Letters*, v. 57, p. 1–12. doi:10.1016/0012-821X(82)90168-6.

Arvin M., Dargahi S., Babaei A.A. Mafic microgranular enclave swarms in the Chenar granitoid stock, NW of Kerman, Iran: evidence for magma mingling // *Journal of Asian Earth Sciences*, 2004, v. 24 (1), p. 105-113. doi: 10.1016/j.jseaes.2003.09.004

Bacon C.R. Magmatic inclusions in silicic and intermediate volcanic rocks // *Journal of Geophysical Research*, 1986, v. 91, p. 6091–6112. doi: 10.1029/JB091iB06p06091

Barbarin B. Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada batholith, California: Nature, origin, and relations with the hosts // *Lithos*, 2005, v. 80, p. 155–177. doi: 10.1016/j.lithos.2004.05.010

Barbarin B., Didier J. Genesis and evolution of mafic microgranular enclaves through various types of interaction between coexisting felsic and mafic magmas // *Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth Sciences*, 1992, v. 83, p. 145–153. doi: 10.1017/S0263593300007835

Barbarin B., Didier J. Microscopic features of mafic microgranular enclaves // In: Didier J. and Barbarin B. (Eds), *Enclaves and granite petrology*, 1991, p. 253–262. Elsevier, Amsterdam

Barbey P., Macaudiere J., Uzenti J.P. High-pressure dehydration melting of metapelites: evidence from migmatites of Yaoundi (Cameroon) // *J Petrol*, 1990, v. 31, p. 401–428. doi: 10.1093/petrology/31.2.401

- Barbey P., Gasquet D., Pin C., Bourgeix A. Igneous banding, schlieren and mafic enclaves in calc-alkaline granites: The Bud-duso pluton (Sardinia) // *Lithos*, 2008, v. 104, p. 147–163. doi: 10.1016/j.lithos.2007.12.004
- Barker F. Chapter 1 - Trondhjemite: Definition, Environment and Hypotheses of Origin, Editor(s): F. BARKER, *Developments in Petrology* // Elsevier, 1979, v. 6, p. 1-12. doi: 10.1016/B978-0-444-41765-7.50006-X
- Bartoli O., Acosta-Vigil A., Ferrero S., Cesare B. Granitoid magmas preserved as melt inclusions in high-grade metamorphic rocks // *American Mineralogist*, 2016, v. 101(7), p. 1543-1559. doi: 10.2138/am-2016-5541CCBYNCND
- Bateman P.C., Clark L.D., Huber N.K., Moore J.G., Rinehart C.D. The Sierra Nevada Batholith - a synthesis of recent work across the central part // *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 1963, v. 414, p. 1–46. doi: 10.3133/pp414D
- Bateman R. The interplay between crystallization, replenishment and hybridization in large felsic magma chambers // *Earth Sci Rev*, 1995, v. 39(1-2), p. 0–106. doi:10.1016/0012-8252(95)00003-s
- Baxter S., Feely M. Magma mixing and mingling textures in granitoids: examples from the Galway Granite, Connemara, Ireland // *Mineralogy and Petrology*, 2002, v. 76, p. 63–74. doi: 10.1007/s007100200032
- Beard J. S., Ragland P. C., Rushmer T. Hydration crystallization reactions between anhydrous minerals and hydrous melt to yield amphibole and biotite in igneous rocks: description and implications // *The Journal of Geology*, 2004, v. 112(5), p. 617–621. doi: 10.1086/422670
- Best, M.G. *Igneous and metamorphic petrology, USA* // Oxford Blackwell Science, 2003, 729 p.
- Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Davis D.W., Aleinikoff J.N., Valley J.W., Mundil R., Campbell I.H., Korsch R.J., Williams I.S., Foudoulis C. Improved ²⁰⁶Pb/²³⁸U microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards // *Chem. Geol.*, 2004, v. 205, p. 115–140. doi: 10.1016/J.CHEMGEO.2004.01.003
- Blake D.H., Elwell R.W.D., Gibson I.L., Skelhorn R.R., Walker G.P.L. Some relationships resulting from the intimate association of acid and basic magmas // *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, 1965, v. 121, p. 31–43
- Bunsen R.W. *Über die processe der vulkanischen Gesteinbildungen Islands* // *Annotations of Physical Chemistry*, 1851, v. 83, p. 197–272
- Burmakina G.N., Tsygankov A.A. Mafic microgranular enclaves in Late Paleozoic granitoids in the Burgasy quartz syenite massif, western Transbaikalia: composition and petrogenesis // *Petrology*, 2013, v. 21, p. 280-303. doi: 10.1134/S086959111303003X
- Bussy F., Ayrton S. Quartz textures in dioritic rocks of hybrid origin // *Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen*, 1990, v. 70, p. 223–235. doi: 10.5169/seals-53615
- Champallier R., Bystricky M., Arbaret, L. Experimental investigation of magma rheology at 300 MPa, from pure hydrous melt to 76 vol.% of crystals // *Earth and Planetary Science Letters*, 2008, v. 267 (3–4), p. 571–583. doi: 10.1016/j.epsl.2007.11.065

- Chapman M., Rhodes J. M. Composite layering in the Isle au Haut Igneous Complex, Maine: evidence for periodic invasion of a mafic magma into an evolving magma reservoir // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 1992 v. 51, p. 41–60. doi: 10.1016/0377-0273(92)90059-M
- Chappell B.W., White A.J.R. Two Contrasting Granite Types. 25 Years Later // *Australian Journal of Earth Sciences*, 2001, v. 48, p. 489–499. doi: 10.1046/j.1440-0952.2001.00882.x
- Chappell B.W., White A.J.R., Hine R. Granite provinces and basement in the Lachlan fold belt, Southeastern Australia // *Australian Journal of Earth Sciences*, 1988, v. 35(4), p. 505–521. doi: 10.1080/08120098808729466
- Chen W.S., Huang Y.C., Liu C.H., Feng, H T., Chung S.L., Lee Y.H. U–Pb zircon geochronology constraints on the ages of the Tananao schist belt and timing of orogenic events in Taiwan: Implications for a new tectonic evolution of the South China Block during the Mesozoic // *Tectonophysics*, 2016, v. 686, p. 68-81. doi: 10.1016/j.tecto.2016.07.021
- Chen X., Zhang G., Gao R., Zhang D., Yang B. Petrogenesis of highly fractionated leucogranite in the Himalayas: The Early Miocene Cuonadong example // *Geological Journal*, 2021, v. 56, p. 3791–3807. doi: 10.1002/gj.4126
- Chen Z., Wang, L., Yan X. Chronological and Mineralogical Records of the Langqi Pluton, Fuzhou: Constraints on the Magma Mixing Process // *Minerals*, 2023, v. 13, 1538. doi: 10.3390/min13121538
- Cheng Yi, Wong L.N.Y., Zou Ch. Experimental study on the formation of faults from en-echelon fractures in Carrara Marble // *Engineering Geology*, 2015, v. 195, p. 312-326. doi: 10.1016/j.enggeo.2015.06.004
- Clemens J., Bezuidenhout A. Origins of co-existing diverse magmas in a felsic pluton: the Lysterfield Granodiorite, Australia // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2014, v. 167, p. 960-991. doi: 10.1007/s00410-014-0991-9
- Coleman R.G., Peterman Z.E. Oceanic plagiogranite // *J. Geophys. Res.*, 1975, v. 80(8), p. 1099–1108. doi: 10.1029/JB080i008p01099
- Coombs M.L., Eichelberger J.C., Rutherford M.J. Magma storage and mixing conditions for the 1953–1974 eruptions of Southwest Trident volcano, Katmai National Park, Alaska // *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2000, v. 140, p. 99–118. doi: 10.1007/s004100000166
- Davis G.H., Reynolds S.J. *Structural Geology of Rocks and Regions*. 2nd Ed. Wiley, 1996, ISBN 0-471-52621-5
- Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. *An Introduction to the rock-forming minerals* // *Mineralogical Society of Great Britain and Ireland*, 2013. doi: 10.1180/DHZ
- Didier J. *Granites and Their Enclaves*. Elsevier, Amsterdam, 1973
- Didier J., Barbarin B. *Enclaves and granite petrology. Developments in Petrology* // Elsevier Science, 1991. ISBN 13: 9780444891457
- Duchesne J., Liégeois J., Bolle O., Auwera J.V., Bruguier O., Matukov D.I., Sergeev S.A. The fast evolution of a crustal hot zone at the end of a transpressional regime: The Saint-Tropez peninsula granites and related dykes (Maures Massif, SE France) // *Lithos*, 2013, v. 162–163, p. 195-220. doi: 10.1016/j.lithos.2012.12.019

- Eberz, G.W., Nicholls, I.A. Chemical modification of enclave magma by post-emplacement crystal fractionation, diffusion and metasomatism // *Contr. Mineral. and Petrol.*, 1990, v. 104, p. 47–55. doi: 10.1007/BF00310645
- Egorova V.V., Volkova N.I., Shelepaev R.A., Izokh A.E. The lithosphere beneath the Sangilen Plateau, Siberia: evidence from peridotite, pyroxenite and gabbro xenoliths from alkaline basalts // *Mineralogy and Petrology*, 2006, v. 88, p. 419–441. doi: 10.1007/s00710-006-0121-0
- Eichelberger J.C. Vesiculation of mafic magma during replenishment of silicic magma reservoirs. *Nature*, 1980, v. 288, p. 446–450. doi: 10.1038/288446a0
- Eichelberger J.C., Chertkoff D.G., Dreher S.T., Nye C.J. Magmas in collision: rethinking chemical zonation in silicic magmas. *Geology*, 2013, v. 28, p. 603–606. doi: 10.1130/0091-7613(2000)28<603:MICRCZ>2.0.CO;2
- Farner M.J., Lee C.A., Putirka K.D. Mafic–felsic magma mixing limited by reactive processes: A case study of biotite-rich rinds on mafic enclaves // *Earth and Planetary Science Letters*, 2014, v. 393, p. 49–59. doi: 10.1016/j.epsl.2014.02.040
- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. A geochemical classification for granitic rocks // *J. Petrol.*, 2001, v. 42, p. 2033–2048. doi: 10.1093/petrology/42.11.2033
- Frost B.R., Frost C.D. *Essentials of igneous and metamorphic petrology*, New York // Cambridge University Press., 2013
- Frost T.P., Mahood G.A. Field, chemical, and physical constraints on mafic–felsic magma interaction in the Lamarck Granodiorite, Sierra Nevada, California // *GSA Bulletin*, 1987, v. 99, p. 272–291. doi: 10.1130/0016-7606(1987)99<272:FCAPCO>2.0.CO;2
- Furman T., Spera F.J. Co-mingling of acid and basic magma with implications for the origin of mafic I-type xenoliths: Field and petrochemical relations of an unusual dike complex at eagle lake, Sequoia National Park, California, U.S.A. // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 1985, v. 24, p. 151–178. doi: 10.1016/0377-0273(85)90031-9
- Gibsher A.A., Malkovets V.G., Litasov K.D., Litasov Yu.D., Pokhilenko N.P. Composition of the Ordovician lithospheric mantle: Evidence from the study of peridotite xenoliths from camptonite of the Sangilen highland, central Asian fold belt // *Dokl. Earth Sc.*, 2010, v. 433, p. 957–961. doi: 10.1134/S1028334X1007024X
- Gibsher A.A., Malkovets V.G., Travin A.V., Belousova E.A., Sharygin V.V., Konc Z. The age of camptonite dikes of the Agardag alkali-basalt complex (western Sangilen): results of Ar/Ar and U/Pb dating // *Russian Geology and Geophysics*, 2012, v. 53 (8), p. 763-775. doi: 10.1016/j.rgg.2012.06.004
- Gonnermann H., Taisne B., Chapter 10 - Magma Transport in Dikes, Editor(s): Haraldur Sigurdsson, *The Encyclopedia of Volcanoes (Second Edition)* // Academic Press, 2015, p. 215-224. doi: 10.1016/B978-0-12-385938-9.00010-9
- Gromet L. P., Silver L. T. Rare-earth element distributions among minerals in a granodiorite and their petrogenetic implications // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1983, v. 47, p. 925–939. doi: 10.1016/0016-7037(83)90158-8
- Guo N.X., Wang D.H., Zhao Z., Chen Y.C., Chen W., Xie X.W. Mineral characteristics of the Jiulongnao granite batholith in Southern Jiangxi Province and its indication of magma evolution and mineralization // *Earth Sci. Front.*, 2017, v. 24, p. 76–92

- Harper B.E., Miller C.F., Koteas C.K., Cates N.L., Wiebe R.A., Lazzareschi D.S., Cribb J.W. Granites, dynamic magma chamber processes and pluton construction: the Aztec Wash pluton, Eldorado Mountains, Nevada, USA // *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 2004, v. 95, p. 277–295. doi: 10.1017/S0263593300001073
- Harris, N.B.W., Inger, S. Trace element modelling of pelite-derived granites // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1992, v. 110, p. 46–56. doi: 10.1007/BF00310881
- Hibbard M.J. Textural anatomy of twelve magma-mixed granitoid systems // In: Didier J. and Barbarin B. (Eds), *Enclaves and granite petrology*, 1991, p. 431–444. Elsevier, Amsterdam
- Hibbard M.J. The magma mixing origin of mantled feldspars // *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1981, v. 76, p. 158–170. doi: 10.1007/BF00371956
- Holland T., Blundy J. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry // *Contrib Mineral Petrol*, 1994, v. 116, p. 433–447. doi: 10.1007/BF00310910
- Hollocher K., Robinson P., Walsh E., Roberts D. 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. *American Journal of Science*, 2012, v. 312, p. 357–416. doi: 10.2475/04.2012.01
- Holtz F., Johannes W. Genesis of peraluminous granites: I. Experimental investigation of melt compositions at 3 and 5 kb and various H₂O activities // *J. Petrol*, 1991, v. 32, p. 935–958. doi: 10.1093/petrology/32.5.935
- Holtz F., Johannes W., Pichavant M. Effect of excess aluminium on phase relations in the system Qz-Ab-Or: Experimental investigation at 2 kbar and reduced H₂O-activity // *European Journal of Mineralogy*, 1992, v. 4, p. 137–152. doi: 10.1127/ejm/4/1/0137
- Huppert H.E., Sparks R.S.J. The Generation of Granitic Magmas by Intrusion of Basalt into Continental Crust // *Journal of Petrology*, 1988, v. 29, p. 599–624. doi: 10.1093/petrology/29.3.599
- Jacob K., Farmer G., Buchwaldt R., Bowring S., Deep crustal anatexis, magma mixing, and the generation of epizonal plutons in the Southern Rocky Mountains, Colorado // *Contrib. Mineral. Petrol*, 2015, v. 169. doi: 10.1007/s00410-014-1094-3
- Jafari A., Williams I.S., Moayyed M., Jamei S. Physical and chemical interactions between coeval magmas: a case study of mixing and mingling from the Urumieh plutonic complex, NW Iran // *International Geology Review*, 2022, v. 64(4), p. 489–508. doi: 10.1080/00206814.2020.1858454
- Janousek V., Bowes D.R., Braithwaite C.J.R., Rogers G. Microstructural and mineralogical evidence for limited involvement of magma mixing in the petrogenesis of a Hercynian high-K calc-alkaline intrusion: the Kozarovice granodiorite, Central Bohemian Pluton, Czech Republic // *Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences*, 200, v. 91, p. 15–26. doi: 10.1017/S0263593300007264
- Jiang C.Y., An S.Y. On chemical characteristics of calcic amphiboles from igneous rocks and their petrogenetic significance // *J. Mineral. Petrol*, 1984, v. 4, p. 1–9
- Kamiyama H., Nakajima T., Kamioka H. Magmatic stratigraphy of the tilted Tottabetsu plutonic complex, Hokkaido, North Japan: magma chamber dynamics and pluton construction // *Journal of Geology*, 2007, v. 115, p. 295–314. doi: 10.1086/512754

- Kanaris-Sotiriou R., Gill F.G.F. Hybridization and the petrogenesis of composite intrusions: The dyke at An Cumhann Isle of Arran, Scotland // *Geological Magazine*, 1985, v. 122, p. 361-372
- Karmysheva I.V., Vladimirov V.G., Rudnev S.N., Yakovlev V.A., Semenova D.V. Syntectonic metamorphism of a collisional zone in the Tuva-Mongolian massif, Central Asian Orogenic belt: P-T conditions, U-Pb ages and tectonic setting // *Journal of Asian Earth Sciences*, 2021, v. 220, 104919. doi: 10.1016/j.jseaes.2021.104919
- Karmysheva I.V., Vladimirov V.G., Shemelina O.V., Semenova D.V., Yakovlev V.A., Smolyakova A.E., Pronyakin E.A. Late collisional granitoid magmatism in the Tuva-Mongolian massif margin (CAOB) - age and petrogenesis // *Journal of Asian Earth Sciences*, in press
- Karmysheva I.V., Yakovlev V.A., Sugorakova A.M., Rudnev S.N., Semenova D.V. Late Paleozoic contrasting magmatism of the Eastern Kaakhem Magmatic area (Central Asian Orogenic belt) // *Geodynamics & Tectonophysics*, 2022, v. 13(3):0637. doi: 10.5800/GT-2022-13-3-0637
- Kent A.J., Darr C., Koleszar A.M., Salisbury M.J., Cooper K.M., Eppich G.R. Preferential eruption of andesitic magmas through recharge filtering // *Nature Geoscience*, 2010, v. 3, p. 631–636. doi: 10.1038/ngeo924
- Ketcham R. A., Carter A., Donelick R. A., Barbarand J., Hurford A. J. Improved modeling of fission-track annealing in apatite // *American Mineralogist*, 2007, v. 92, n. 5-6, p. 799–810. doi: 10.2138/am.2007.2281
- Kim J.S., Son M., Hwang B.H. Double injection events of mafic magma into supersolidus Yucheon granites to produce two types of mafic enclaves in the Cretaceous Gyeongsang Basin, SE Korea // *Miner Petrol*, 2014, v. 108, p. 207–229. doi: 10.1007/s00710-013-0296-0.
- King J., Harris N., Argle T., Parrish R., Zhang H. F. Contribution of crustal anatexis to the tectonic evolution of Indian crust beneath southern Tibet // *Geological Society of America Bulletin*, 2011, v. 123, p. 218–239. doi: 10.1130/B30085.1.
- Koyaguchi T., Takada A. An experimental study on the formation of composite intrusions from zoned magma chambers // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 1994, v. 59(4), p. 261-267. doi: 10.1016/0377-0273(94)90081-7.
- Kumar S. Schedule of Mafic to Hybrid Magma Injections Into Crystallizing Felsic Magma Chambers and Resultant Geometry of Enclaves in Granites: New Field and Petrographic Observations From Ladakh Batholith, Trans-Himalaya, India // *Frontiers in Earth Science*, 2020, v. 8. doi: 10.3389/feart.2020.551097 ISSN=2296-6463
- Le Fort P., Cuney M., Deniel C., France-Lanord C., Sheppard .SM.F., Upreti B.N., Vidal P. Crustal generation of the Himalayan leucogranites // *Tectonophysics*, 1987, v. 134, p. 39–57. doi: 10.1016/0040-1951(87)90248-4
- Le Maitre R.W. The Chemical Variability of Some Common Igneous Rocks // *Journal of Petrology*, 1976, v. 17, p. 589-598. doi: 10.1093/petrology/17.4.589
- Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S. et al. Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names // *American Mineralogist*, 1997, v. 82, p. 1019–1037. doi: 10.1180/minmag.1997.061.405.13

- Lehmann J., Schulmann K., Lexa O., Corsini M., Kröner A., Štípská P., Tomurhuu D., Otgonbator D. Structural constraints on the evolution of the Central Asian Orogenic Belt in SW Mongolia // *American Journal of Science*, 2010, v. 310(7), p. 575–628. doi: 10.2475/07.2010.02
- Lei R., Brzozowski M.J., Feng Y., Zhang K., Muhtar M.N., Luo X., Wu C. Triassic crust–mantle interaction in the Eastern Tianshan, southern Altaids: Insights from microgranular enclaves and their host Tianhu granitoids // *Lithos*, 2021, v. 402–403. doi: 10.1016/j.lithos.2020.105879.
- Leshner C.E., Spera F.J. Thermodynamic and transport properties of silicate melts and magma. In H. Sigurdsson, B. Houghton, H. Rymer, J. Stix, and S. McNutt, Eds. *The Encyclopedia of Volcanoes*, 2015, p. 113–141. Academic Press, Elsevier, Amsterdam.
- Litvinovsky B.A., Zanzilevich A.N., Katzir Y. Formation of composite dykes by contact remelting and magma mingling: The Shaluta pluton, Transbaikalia (Russia) // *Journal of Asian Earth Sciences*, 2012, v. 60, p. 18–30. doi: 10.1016/j.jseaes.2012.07.018
- Litvinovsky B.A., Zanzilevich A.N., Wickham S.M., Jahn B.M., Vapnik Y., Karmanov N.S. Composite dikes in four successive granitoid suites from Transbaikalia, Russia: The effect of silicic and mafic magma interaction on the chemical features of granitoids // *Journal of Asian Earth Sciences*, 2017, v. 136., p. 16–39. doi: 10.1016/j.jseaes.2016.12.037
- Liu Z.C., Wu F.Y., Ji W.Q., Wang J.G., Liu C.Z. Petrogenesis of the Ramba leucogranite in the Tethyan Himalaya and constraints on the channel flow model // *Lithos*, 2014, v. 208, p. 118–136. doi: 10.1016/j.lithos.2014.08.022
- Lucci F., Saki A., Miri M., Rabiee A., White J. C. Genesis of trondhjemite by low-pressure low-melt fraction anatexis of hornblende-gabbro at Alvand Plutonic Complex (Hamedan, NW Iran): insights from geochemical modelling // *Arab J Geosci*, 2021, v. 14, 1788. doi: 10.1007/s12517-021-08104-0
- Ludwig K.R. *User's Manual for Isoplot 3.00: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel* // Berkeley Geochronology Center, 2003, v. 4, p. 41–70
- Ma Xuxuan, Zhao Zhongbao, Cao Wenrong, Huang He, Xiong Fahui, Cawood Tarryn, Li Haibing. Mesoscopic and Microscopic Magmatic Structures in the Quxu Batholith of the Gangdese Belt, Southern Tibet: Implications for Multiple Hybridization Processes // *Frontiers in Earth Science*, 2021, v. 9. doi: 10.3389/feart.2021.772374
- Marks M. A. W., Coulson I. M., Schilling J., Jacob D. E., Schmitt A. K., Markl, G. The effect of titanite and other HFSE-rich mineral (Ti-bearing andradite, zircon, eudialyte) fractionation on the geochemical evolution of silicate melts // *Chemical Geology*, 2008, v. 257, p. 153–172, doi: 10.1016/j.chemgeo.2008.09.002
- Martin H. Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids // *Lithos*, 1999, v. 46 (3), p. 411–429. doi: 10.1016/S0024-4937(98)00076-0
- McCallum I.S., Raedeke L.D., Mathez E.A. Investigations of the Stillwater complex; part I, stratigraphy and structure of the banded zone // *American Journal of Science*, 1980, v. 280 (1), p. 59–87
- McLeod G. W. Titanite zoning and magma mixing. PhD thesis, University of Glasgow, 2009
- McLeod G. W., Dempster T. J., Faithfull J. W. Deciphering magma-mixing processes using zoned titanite from the Ross of Mull Granite, Scotland // *Journal of Petrology*, 2011, v. 52, p. 55–82. doi: 10.1093/petrology/egq071

- Michail M., Rudolf M., Rosenau M., Riva A., Gianolla P., Coltorti M. Shape of plutons in crustal shear zones: A tectono-magmatic guide based on analogue models // *Journal of Structural Geology*, 2021, v. 150 (0191-8141). doi: 10.1016/j.jsg.2021.104417
- Middlemost E.A.K. Naming materials in the magma/igneous rock system // *Earth-Science Reviews*, 1994, v. 37, p. 215–224. doi: 10.1016/0012-8252(94)90029-9
- Miller C.F. Are strongly peraluminous sedimentary magmas derived from pelitic sources? // *J. Geol.*, 1985, v. 93, p. 673–689.
- Morse S.A. Compositional convection trumps silicate liquid immiscibility in layered intrusions: A discussion of “liquid immiscibility and the evolution of basaltic magma” by Veksler et al., *Journal of Petrology* 48, 2187–2210 // *Journal of Petrology*, 2008, v. 49, p. 2157–2168. doi: 10.1093/petrology/egn063
- Nakamura M. Continuous mixing of crystal mush and replenished magma in the ongoing Unzen eruption // *Geology (Boulder)*, 1995, v. 23, p. 807–810. doi: 10.1130/0091-7613(1995)023<0807:CMOCMA>2.3.CO;2
- O’Connor J.T. A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios // *U.S Geological Survey Professional Paper*, 1965, v. 525B, p. 79–84
- Ottino J.M. *The Kinematics of Mixing: Stretching, Chaos and Transport* // Cambridge University Press, U.K., 1989
- Pabst A. Observations on inclusions in the granitic rocks of the Sierra Nevada // *University of California Publications*, 1928, v. 17, p. 325–386.
- Patiño Douce A.E. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? In: Castro, A., Fernandez, C., Vigneresse, J.L. (Eds.), *Understanding Granites: Integrating New and Classical Techniques* // *Geological Society Special Publications*, 1999, v. 168, p. 55–75.
- Patiño Douce A.E., Beard J.S. Dehydration-melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 kbar // *J. Petrol.*, 1995, v. 36, p. 707–738. doi: 10.1093/petrology/36.3.707
- Patiño Douce A.E., Johnston A.D. Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1991, v. 107, p. 202–218. doi: 10.1007/BF00310707
- Patiño Douce A.E., Harris N. Experimental constraints on Himalayan anatexis // *Journal of Petrology*, 1998, v. 39, p. 689–710. doi: 10.1093/etroj/39.4.689
- Pearce J.A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // *Lithos*, 2008, v. 100, p. 14–48. doi: 10.1016/j.lithos.2007.06.016
- Pearce J.F., Ernst R.E., Peate D.W., Rogers C. LIP printing: Use of immobile element proxies to characterize Large Igneous Provinces in the geologic record // *Lithos*, 2021, v. 392–393, 106068. doi: 10.1016/j.lithos.2021.106068.
- Peccerillo A., Taylor S.R. Geochemistry of eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey // *Contr. Mineral. and Petrol*, 1976, v. 58, p. 63–81. doi: 10.1007/BF00384745

- Perseil E. A., Smith D. C. Sb-rich titanite in the manganese concentrations at St Marcel-Praborna, Aosta Valley, Italy: Petrography and crystal-chemistry // *Mineralogical Magazine*, 1995, v. 59, p. 717–734. doi: 10.1180/minmag.1995.059.397.13
- Perugini D., De Campos C, p., Dingwell D. B., Petrelli M., Poli G. Trace element mobility during magma mixing: Preliminary experimental results // *Chemical Geology*, 2008, v. 256, p. 146–157. doi: 10.1016/j.chemgeo.2008.06.032
- Perugini D., Petrelli M., Poli G. Diffusive fractionation of trace elements by chaotic mixing of magmas // *Earth and Planetary Science Letters*, 2006, v. 243, p. 669–680. doi: 10.1016/j.epsl.2006.01.026
- Perugini D., Poli G. Viscous fingering during replenishment of felsic magma chambers by continuous inputs of mafic magmas: Field evidence and fluid- mechanics experiments // *Geology*, 2005, v. 33, p. 5–8. doi: 10.1130/G21075.1
- Perugini D., Poli, G. The mixing of magmas in plutonic and volcanic environments: Analogies and differences // *Lithos*, 2012, v. 153, p. 261–277. doi: 10.1016/j. lithos.2012.02.002
- Pfander J.A., Klaus P.J., Kozakov I.K., Kroner A., Todt W. Coupled evolution of back-arc and island arc-like mafic crust in the late Neoproterozoic Agardagh Tes-Chem ophiolite, Central Asia: evidence from trace element and Sr–Nd–Pb isotope data // *Contr. Miner. Petrol.*, 2002, v. 143, p. 154—174. doi: 10.1007/s00410-001-0340-7
- Pfander J.A., Jochum K.P., Kroner A., Kozakov I., Oidup C., Todt W. Age and geochemical evolution of an early Cambrian ophiolite-island arc system in Tuva, South Central Asia // In: *Generation and emplacement of ophiolites through time. Geol Surv Finland Spec Pap*, 1998, 26:42
- Picard D., Arbaret L., Picahvant M., Champallier R., Launeau P. Rheology and microstructures of experimentally plagioclase suspensions // *Geology*, 2022, v. 39, p. 747–750. doi: 10.1130/G32217.1
- Piccoli P.M., Candela P.A. Apatite in igneous system // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 2002, v. 48, p. 255–292. doi: 10.2138/rmg.2002.48.6
- Pitcher W.S. Granite: typology, relationships, geological environment and melting. In: *Migmatites, Melting Cheshire, and Metamorphism. ShivaPubl.Ltd.*, p.277–285
- Poli G., Tommasini S., Halliday A.N. Trace elements and isotopic exchange during acid-basic magma interaction processes // *Royal Society of Edinburgh Transactions, Earth Science*, 1996, v. 87, p. 225–232. doi: 10.1017/S0263593300006635
- Putirka K. Amphibole thermometers and barometers for igneous systems and some implications for eruption mechanisms of felsic magmas at arc volcanoes // *American Mineralogist*, 2016, v. 101, p. 841–858. doi: 10.2138/am-2016-5506
- Rapp R.P., Watson E.B. Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: Implications for continental growth and crust-mantle recycling // *Journal of Petrology*, 1995, v. 36 (4), p. 891–931. doi: 10.1093 /petrology /36.4.891
- Reubi O., Blundy J. A dearth of intermediate melts at subduction zone volcanoes and the petrogenesis of arc andesites // *Nature*, 2009, v. 461, p. 1269–1273. doi: 10.1038/nature08510
- Rollinson H. Slab and sediment melting during subduction initiation: Granitoid dykes from the mantle section of the Oman ophiolite // *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2015, v. 170 (3), p. 1–20. doi: 10 .1007 /s00410-015-1177-9

- Rudolfi F., Renzulli A. Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: Thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1130 C and 2.2 Gpa // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2012, v. 163, p. 877–895. doi: 10.1007/s00410-011-0704-6
- Saki A., Lucci F., Miri M., White J. C. Trondhjemite leucosomes generated by partial melting of a hornblende-gabbro (Alvand plutonic complex, Hamedan, NW Iran) // *International Geology Review*, 2021, v. 64(5), p. 597–630. doi: 10.1080/00206814.2020.1861554
- Sakuyama M. Magma mixing and magma plumbing systems in island arcs // *Bulletin Volcanologique*, 1984, v. 47, p. 685–703. doi: 10.1007/BF01952339
- Sarjoughian F., Kananian A., Haschke M., Ahmadian J. Geochemical signature of Eocene Kuh-e Dom shoshonitic dikes in NE Ardestan, Central Iran: implications for melt evolution and tectonic setting // *Journal of Geosciences*, 2012, v. 57, p. 241–264. doi: 10.3190/jgeosci.126
- Searle M.P., Parrish R.R., Hodges K.V., Hurford A., Ayres M.W., Whitehouse M.J. Shisha Pangma Leucogranite, South Tibetan Himalaya: Field Relations, Geochemistry, Age, Origin, and Emplacement // *The Journal of Geology*, 1997, v. 105(3), p. 295–318. doi: 10.1086/515924
- Sengor A.M.C., Natalin B.A., Burtman V.S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia, *Nature*, 1993, v. 364, p. 299–307. doi: 10.1038/364299a0
- Shaw H.R. Rheology of basalt in the melting range // *Journal of Petrology*, 1968, v. 10(3), p. 510–535. doi: 10.1093/petrology/10.3.510
- Shelepaev R.A., Egorova V.V., Izokh A.E., Seltmann R. Collisional mafic magmatism of the fold–thrust belts framing southern Siberia (Western Sangilen, southeastern Tuva) // *Russian Geology and Geophysics*, 2018, v. 59 (5), p. 525–540. doi: 10.1016/j.rgg.2018.04.006
- Siuda J.D., Bagiński B. Magma mingling textures in granitic rocks of the eastern part of the Strzegom-Sobótka Massif (Polish Sudetes) // *Acta Geologica Polonica*, 2019, v. 69(1), p. 143–160. doi: 10.24425/agp.2019.126437
- Sisson T.W., Ratajeski K., Hankins W.B., Glazner A.F. Voluminous granitic magmas from common basaltic sources // *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2005, v. 148 (6), p. 635–661. doi: 10.1007/s00410-004-0632-9
- Skjerlie K.P., Johnston A.D. Vapour-absent melting from 10 to 20 kbar of crustal rocks that contain multiple hydrous phases: implications for anatexis in the deep to very deep continental crust and active continental margins // *J. Petrol.*, 1996, v. 37, p. 661–691. doi: 10.1093/petrology/37.3.661
- Sláma J., Košler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hanchar J.M., Horstwood M.S.A., Morris G.A., Nasdala L., Norberg N., Schaltegger U., Schoene B., Tubrett M.N., Whitehouse M.J. Plešovice zircon — A new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis // *Chem. Geol.*, 2008, v. 249, p. 1–35. doi: 10.1016/J.CHEMGEO.2007.11.005
- Smith E.I., Sánchez A., Walker J.D., Wang K. Geochemistry of mafic magmas in the Hurricane Volcanic Field, Utah: implications for small- and large-scale chemical variability of the lithospheric mantle // *The Journal of Geology*, 1999, v. 107(4), p. 433–448. doi: 10.1086/314355
- Smith R.L. Ash-flow magmatism // *Special Papers, Geological Society of America*, 1979, v. 180, p. 5–28. doi: 10.1130/SPE180-p5

- Snyder D., Crambes C., Tait S., Wiebe R.A. Magma Mingling in Dykes and Sills // *The Journal of Geology*, 1997, v. 105, p. 75-86. doi: 10.1144/GSL.SP.2004.234.01.07
- Sparks R.S.J., Marshall L.A. Thermal and mechanical constraints on mixing between mafic and silicic magmas // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 1986, v. 29, p. 99-124. doi: 10.1016/0377-0273(86)90041-7
- Sparks R.S.J., Sigurdsson H., Wilson L. Magma mixing: a mechanism for triggering acid explosive eruptions // *Nature*, 1977, v. 267, p. 6337–6344. doi: 10.1038/267315a0
- Spera F.J., Feigenson M. Technique for the rheologic study of high-viscosity melts // *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, 1981, v. 67, p. 426-427
- Spera F.J., Schmidt J. S., Bohron W. A., Brown G. A. Dynamics and thermodynamics of magma mixing: Insights from a simple exploratory model // *American Mineralogist*, 2016, v. 101, n. 3, pp. 627-643. doi: 10.2138/am-2016-5305
- Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // In: A.D. Saunders, M.J. Norry (Eds), *Magmatism in the ocean basins. Geological Society Special Publication*, 1989, v. 42, p. 313–345. doi: 10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19
- Sylvester P.J. Post-collisional strongly peraluminous granites // *Lithos*, 1998, v. 45, p. 29–44. doi: 10.1016/S0024-4937(98)00024-3
- Takeuchi S. Preeruptive magma viscosity: An important measure of magma eruptibility // *Journal of Geophysical Research*, 2001, v. 116, B10201. doi: 10.1029/2011JB008243
- Temel A., Gündoğdu M.N, Gourgaud A., Petrological and geochemical characteristics of Cenozoic high-K calc-alkaline volcanism in Konya, Central Anatolia, Turkey // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 1998, v. 85 (1–4), p. 327-354. doi: 10.1016/S0377-0273(98)00062-6
- Temizel İ. Petrochemical evidence of magma mingling and mixing in the Tertiary monzogabbroic stocks around the Bafra (Samsun) area in Turkey: implications of coeval mafic and felsic magma interactions // *Miner Petrol*, 2014, v. 108, p. 353-370. doi: 10.1007/s00710-013-0304-4
- Torkian A., Furman T. The significance of mafic microgranular enclaves in the petrogenesis of the Qorveh Granitoid Complex, northern Sanandaj-Sirjan Zone, Iran // *N. Jb. Miner. Abh. (J. Min. Geochem.)*, 2015, v. 192, p. 117–133. doi: 10.1127/njma/2015/0275
- Tsygankov, A.A., Burmakina, G.N., Yakovlev, V.A., Khubanov, V.B., Vladimirov, V.G., Karmysheva, I.V., Buyantuev, M.D. Composition and U-Pb (LA-ICP-MS) isotopic age of zircons from composite dikes of Western Sangilen (Tuva-Mongolian orogen) // *Russian Geology and Geophysics*, 2019, v. 1, p. 55–78. doi: 10.15372/RGG2019004
- Turnbull R., Weaver S., Tulloch A., Cole J., Handler M., Ireland T. Field and geochemical constraints on mafic–felsic interactions, and processes in high-level arc magma chambers: and example from the Halfmoon pluton, New Zealand // *Journal of Petrology*, 2010, v. 51, p. 1477–1505. doi: 10.1093/petrology/egq026
- Ubide T., Galé C., Larrea P., Arranz E., Lago M., Tierz P. The Relevance of Crystal Transfer to Magma Mixing: a Case Study in Composite Dykes from the Central Pyrenees // *Journal of Petrology*, 2014, v. 55 (8), p. 1535–1559. doi: 10.1093/petrology/egu033

- Vernon R. H. Microgranitoid enclaves in granites - globules of hybrid magma quenched in a plutonic environment // *Nature*, 1984, v. 309(5967), p. 438–439. doi:10.1038/309438a0
- Vernon R.H. Crystallization and hybridism in microgranular enclave magmas: microstructural evidence // *Journal of Geophysical Research*, 1990, v. 95, p. 17849–17859. doi: 10.1029/JB095iB11p17849
- Vernon R.H. K-feldspar megacrysts in granites — Phenocrysts, not porphyroblasts // *Earth-Science Reviews*, 1986, v. 23 (1), p. 1-63. doi: 10.1016/0012-8252(86)90003-6
- Vernon R.H. Restite, xenoliths and microgranitoid enclave in granites // *Journal and Proceedings of the Royal Society of New South Wales*, 1983, v. 116, p. 77–103
- Vielzeuf D., Montel J.M. Partial melting of metagreywackes. Part I. Fluid-absent experiments and phase relationships. // *Contr Mineral. and Petrol*, 1994, v. 117, p. 375–393. doi: 10.1007/BF00307272
- Waight T.E., Dean A.A., Maas R., Nicholls I.A. Sr and Nd isotopic investigations towards the origin of feldspar megacrysts in microgranular enclaves in two I-type plutons of the Lachlan Fold Belt, southeast Australia // *Australian Journal of Earth Science*, 2000, v. 47, p. 1105–1112. doi: 10.1046/j.1440-0952.2000831.x
- Walker D., Shibata T., DeLong S. Abyssal tholeiites from the Oceanographer Fracture Zone // *Contributions to Mineral Petrology*, 1979, v. 70, p. 111–125. doi: 10.1007/BF00371875
- Warr L. IMA–CNMNC approved mineral symbols // *Mineralogical Magazine*, 2021, v. 85(3), p. 291–320. doi: 10.1180/mgm.2021.43
- Watson E.B., Harrison T.M. Zircon saturation revisited temperature and composition effect in a variety of crustal magmas types // *Earth and Planetary Science Letters*, 1983, v. 64, p. 295–304. doi: 10.1016/0012-821X(83)90211-X
- White A.J.R., Chappell B.W. Some supracrustal S-type granites of the Lachlan Fold Belt. *Trans Roy Soc Edinburgh // Earth Sci*, 1988, v. 79, p. 169–181. doi: 10.1017/S026359330001419X
- Wiebe R.A. Mafic-silicic layered intrusions: The role of basaltic injections on magmatic processes and the evolution of silicic magma chambers // *Geological Society of America Special Paper*, 1996, v. 315, p. 233–242. doi: 10.1017/S0263593300006647
- Wiebe R.A. Silicic magma chambers as traps for basaltic magmas: The Cadillac Mountain intrusive complex, Mount Desert Island, Maine // *The Journal of Geology*, 1994, v. 102, p. 423–427. doi: 10.1086/629684
- Wiebe R.A., Hawkins D. Growth and impact of a mafic-silicic layered intrusion in the Vinalhaven Intrusive Complex, Maine // *Journal of Petrology*, 2015, v. 56, p. 273–298. doi: 10.1093/petrology/egu078
- Wiebe R.A., Ulrich R. Origin of composite dikes in the Gouldsboro granite, coastal Maine // *Lithos*, 1997, v. 40, p. 157-178. doi: 10.1016/S0024-4937(97)00008-X
- Wiebe R.A. Rupture and inflation of a basic magma chamber by silicic liquid // *Nature*, 1987, v. 326, p. 69–71
- Wilcox R.E. The idea of magma mixing: History of a struggle for acceptance // *The Journal of Geology*, 1999, v. 107, p. 421–432. doi: 10.1086/314357
- Winter J.D. *An introduction to igneous and metamorphic petrology*, New Jersey, Prentice Hall, 2001.

- Wylie J.J., Lister J.R. The effects of temperature-dependent viscosity on flow in a cooled channel with application to basaltic fissure eruptions // *J. Fluid Mech.*, 1995, v. 305, p. 239-261. doi: 10.1017/S0022112095004617
- Wyllie P.J., Cox K.G., Biggar, G.M. The Habit of Apatite in Synthetic Systems and Igneous Rocks // *Journal of Petrology*, 1962, v. 3, p. 238–243. doi: 10.1093/petrology/3.2.238
- Xiao W., Han C., Yuan C., Sun, M., Lin S., Chen H., Li Z., Li J., Sun S. Middle Cambrian to Permian subduction-related accretionary orogenesis of Northern Xinjiang, NW China: Implications for the tectonic evolution of central Asia // *Journal of Asian Earth Sciences*, 2008, v. 32, p. 102–117. doi: 10.1016/j.jseas.2007.108
- Yakovlev V.A., Karmysheva I.V., Vladimirov V.G., Semenova D.V. Geological position, sources, and age of min-gling dikes of the northwestern margin of the Tuva–Mongolian massif in Western Sangilen, Southeastern Tuva // *Russ. Geol. Geophys.*, 2024, v. 65 (2), p. 214–232. doi: 10.2113/RGG20234589
- Yamasaki T. Magma hybridization and crystallization in coexisting gabbroic and granitic bodies in the mid-crust, Akechi district, central Japan // *Miner Petrol*, 2022, v. 116, p. 189–228. doi: 10.1007/s00710-022-00775-1
- Yang Li-Qiang, Deng Jun, Qiu Kun-Feng, JiXing-Zhong, Santosh M., Song Kai-Rui, Song Yao-Hui, Geng Jian-Zhen, Zhang Chuang, Hua Bei. Magma mixing and crust–mantle interaction in the Triassic monzogranites of Bikou Terrane, central China: Constraints from petrology, geochemistry, and zircon U–Pb–Hf isotopic systematics // *Journal of Asian Earth Sciences*, 2015, v. 98, p. 320-341. doi: 10.1016/j.jseas.2014.11.023
- Yarmolyuk V.V., Kozlovsky A.M., Moroz U.A., Nikiforov A.V. Picrodolerite Dikes of the Naryn River: Age, Composition, and Position in the Geological History of Southern Tuva (Central Asian Orogenic Belt) // *Dokl. Earth Sc.*, 2024, v. 516, p. 954–963. doi: 10.1134/S1028334X24601287

Приложение

Таблица П1. Содержание петрогенных оксидов (мас. %) в минералах диоритов комбинированной дайки Сайзырал (обр. У68-6).

Минерал	Позиция*	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	
Pl	Ц	53.51	0.10	29.2	0.01	0.13	<0.01	<0.01	11.74	0.04	4.90	0.04	99.70	
		52.75	0.03	29.9	<0.01	0.10	0.01	<0.01	12.29	0.01	4.84	0.03	99.98	
		53.53	0.05	29.0	<0.01	0.12	0.01	<0.01	11.62	0.02	5.05	0.04	99.43	
		53.5	0.04	29.5	<0.01	0.12	0.01	<0.01	11.97	0.04	4.94	0.03	100.10	
		56.2	0.01	27.7	<0.01	0.16	<0.01	<0.01	9.94	<0.01	6.28	0.05	100.30	
		55.97	<0.01	28.0	<0.01	0.18	<0.01	<0.01	10.01	<0.01	6.18	0.04	100.40	
		56.43	0.03	27.9	<0.01	0.18	<0.01	<0.01	9.69	0.01	6.06	0.06	100.40	
		55.18	0.01	28.3	<0.01	0.11	<0.01	<0.01	10.53	<0.01	5.80	0.05	99.97	
	ПЗ	54.45	0.04	28.58	0.01	0.09	0.02	<0.01	10.92	<0.01	5.48	0.04	99.63	
		58.98	<0.01	25.69	0.01	0.13	0.01	0.04	7.43	0.02	7.00	0.09	99.39	
		52.67	<0.01	29.5	0.31	0.16	0.01	<0.01	12.27	<0.01	4.54	0.03	99.49	
		53.87	0.02	29.21	<0.01	0.13	0.01	<0.01	11.58	<0.01	5.04	0.05	99.90	
		56.52	<0.01	27.44	0.03	0.17	0.01	<0.01	9.37	0.01	6.39	0.04	99.96	
		55.59	<0.01	27.99	0.03	0.19	<0.01	<0.01	10.00	<0.01	5.92	0.06	99.76	
		55.57	<0.01	27.9	<0.01	0.18	<0.01	<0.01	9.95	<0.01	6.12	0.06	99.76	
		52.97	0.12	29.52	0.02	0.13	0.01	<0.01	11.92	0.04	4.91	0.03	99.67	
		54.48	0.01	28.65	<0.01	0.06	0.02	<0.01	10.97	<0.01	5.25	0.02	99.45	
		55.52	<0.01	28.27	<0.01	0.09	<0.01	<0.01	10.28	<0.01	5.96	0.07	100.20	
		54.81	<0.01	28	0.02	0.10	0.01	<0.01	10.51	0.02	5.75	0.06	99.28	
		55.12	<0.01	27.95	<0.01	0.11	0.01	<0.01	10.35	0.02	5.73	0.06	99.34	
	52.85	0.01	29.31	<0.01	0.17	<0.01	<0.01	12.17	<0.01	4.73	0.03	99.28		
	К	55.71	<0.01	27.49	0.03	0.15	<0.01	<0.01	9.85	0.01	5.86	0.11	99.22	
		55.71	<0.01	27.8	<0.01	0.09	<0.01	<0.01	9.77	0.01	6.42	0.04	99.84	
		55.07	<0.01	28.46	<0.01	0.21	0.01	0.01	10.62	0.01	5.57	0.06	100.00	
		60.33	0.10	24.65	0.01	0.55	0.02	0.22	5.97	0.03	7.79	0.26	99.92	
		55.44	<0.01	27.82	<0.01	0.33	<0.01	<0.01	10.05	0.05	6.07	0.06	99.82	
		55.06	0.01	28.66	<0.01	0.11	0.01	<0.01	10.7	0.06	5.64	0.04	100.30	
		52.64	<0.01	30.21	0.05	0.11	0.01	0.02	12.61	<0.01	4.45	0.03	100.10	
		61.6	0.01	24.21	0.01	0.12	0.01	<0.01	5.45	0.03	8.82	0.07	100.30	
	Amp	ОМ	45.99	0.86	9.23	0.07	15.69	0.42	12.54	11.86	<0.01	1.06	0.63	98.34
			47.77	0.45	7.65	0.05	14.52	0.37	13.14	12.12	0.04	0.71	0.53	97.36
			45.32	0.68	9.30	<0.01	16.09	0.47	11.7	12	<0.01	0.92	0.84	97.31
46.4			0.47	8.61	0.03	15.57	0.41	12.39	11.95	<0.01	0.87	0.69	97.39	
48.42			0.35	7.43	0.03	14.37	0.36	13.4	12.28	0.02	0.67	0.48	97.79	
47.19			0.46	8.23	0.23	14.96	0.41	12.6	12.09	<0.01	0.77	0.68	97.62	
47.5			0.48	8.60	<0.01	15.15	0.37	13.13	11.75	<0.01	0.82	0.77	98.57	
47.22			0.63	7.83	0.02	14.78	0.38	12.96	12.04	<0.01	0.77	0.61	97.25	
ГС		47.72	0.55	7.24	<0.01	14.43	0.40	13.33	12.14	<0.01	0.83	0.59	97.23	
		47.17	0.62	8.06	0.15	15.16	0.39	12.63	12.05	0.02	0.86	0.70	97.82	
		46.81	0.66	7.94	0.05	15.09	0.41	12.68	12.02	<0.01	0.91	0.72	97.30	
		46.3	0.95	8.32	<0.01	15.36	0.41	12.42	12.05	<0.01	0.89	0.75	97.46	
		46.52	0.63	8.02	0.03	15.1	0.39	12.79	12.08	<0.01	0.88	0.73	97.17	
		47.36	0.47	7.72	<0.01	14.78	0.39	12.87	12.12	0.05	0.77	0.64	97.18	
46.8	0.69	8.27	<0.01	15.19	0.40	12.55	12.14	<0.01	0.89	0.70	97.63			
47.42	0.53	7.92	<0.01	14.73	0.38	13.02	12.12	<0.01	0.82	0.62	97.56			

*Ц – центр, ПЗ – промежуточная зона, К – Край, ОМ – основная масса, ГС – гломероскопления

Таблица П1. Содержание петрогенных оксидов (мас. %) в минералах диоритов комбинированной дайки Сайзырал (обр. Y68-6). Продолжение.

Минерал	Позиция	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
Vt	ОМ	37.12	1.73	15.66	0.08	17.21	0.22	14.36	0.08	0.33	0.09	9.33	96.19
		37.28	1.72	15.56	0.08	16.94	0.21	14.34	0.09	0.30	0.05	9.70	96.27
		37.47	1.96	15.65	0.02	17.26	0.21	13.86	0.02	0.30	0.10	9.90	96.76
		37.1	1.91	15.56	0.03	17.49	0.25	14.00	<0.01	0.36	0.07	9.90	96.68
		36.98	1.95	15.53	0.02	17.57	0.24	13.88	0.01	0.21	0.07	9.62	96.09
	ГС	36.7	1.91	16.12	0.05	18.06	0.24	14.45	0.05	0.28	0.04	8.39	96.28
		37.52	1.70	15.44	0.06	17.53	0.21	14.43	<0.01	0.36	0.07	9.77	97.09
		37.65	1.74	15.97	0.05	17.13	0.19	13.53	<0.01	0.27	0.10	9.74	96.38
		38.12	2.10	15.84	0.04	17.36	0.22	13.71	<0.01	0.27	0.02	9.83	97.50

Таблица П2. Содержание петрогенных оксидов (мас. %) в минералах габбро комбинированной дайки Сайзырал (обр. Y68-2).

Минерал	Позиция*	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
Pl	Ц	52.72	0.01	29.65	0.01	0.04	<0.01	<0.01	11.99	0.02	4.82	0.02	99.27
		56.96	0.04	27.18	0.06	0.14	<0.01	<0.01	9.06	0.02	6.59	0.03	100.10
		53.73	0.05	28.41	<0.01	0.66	<0.01	0.02	10.56	0.06	5.39	0.06	98.94
		52.74	0.04	29.8	0.04	0.41	0.02	0.20	11.91	0	4.61	0.28	100.00
		53.64	0.02	29.17	<0.01	0.06	<0.01	<0.01	11.61	0.02	5.16	0.03	99.71
		52.75	0.01	28.84	0.01	1.01	<0.01	0.03	11.38	0.01	5.02	0.11	99.17
		53.32	0.05	29.73	0.02	0.18	0.01	<0.01	11.86	0.03	4.81	0.05	100.10
		57.64	<0.01	26.13	<0.01	0.03	<0.01	0.04	8.06	0	7.55	0.02	99.48
		57.8	0.03	26.8	0.01	0.45	<0.01	0.02	8.22	0.01	6.62	0.40	100.40
		52.03	0.08	28.96	<0.01	0.62	0.01	<0.01	11.14	0.01	5.30	0.03	98.19
		52.87	0.05	29.7	<0.01	0.11	<0.01	<0.01	12.09	0.01	4.73	0.03	99.59
		53.28	0.03	29.15	<0.01	0.08	<0.01	<0.01	11.59	0.01	5.00	0.03	99.17
		ПЗ	55.49	0.02	27.4	0.03	0.18	0.02	<0.01	9.4	0.01	6.26	0.03
	58.12		0.04	26.05	0	0.03	<0.01	<0.01	7.8	0.04	7.45	0.04	99.56
	62.79		<0.01	23.3	0.01	0.05	<0.01	<0.01	4.4	0.04	9.27	0.05	99.89
	56.38		0.12	27	0.44	0.28	<0.01	<0.01	9.24	<0.01	6.38	0.02	99.87
	55.14		0.23	27.13	0.02	1.15	<0.01	0.99	8.94	0.01	5.51	0.58	99.70
	56.44		0.03	27.65	0	0.13	<0.01	<0.01	9.57	<0.01	6.41	0.04	100.30
	57.21		0.03	26.87	0.03	0.26	<0.01	<0.01	8.76	<0.01	6.94	0.04	100.20
	54.95		0.02	27.59	0.02	0.75	<0.01	<0.01	9.72	<0.01	6.00	0.02	99.06
	54.58		0.01	28.63	0	0.09	<0.01	<0.01	10.79	<0.01	5.40	0.03	99.52
	58.9		0	26.06	0.02	0.07	<0.01	<0.01	7.59	<0.01	7.40	0.04	100.10
	53.5		0.04	29.54	0	0.09	<0.01	<0.01	11.8	<0.01	4.87	0.03	99.86
	54.57		0.01	28.89	0.01	0.06	0.01	<0.01	10.98	<0.01	5.41	0.05	99.98
	53.42		0.01	29.73	0.01	0.05	0.01	<0.01	11.88	0.01	5.00	0.01	100.10
	54.44		0.06	28.84	0.02	0.18	<0.01	0.01	11.06	0.01	5.52	0.04	100.20
	54.34		0.08	27.22	0.04	0.81	0.02	0.66	9.56	0.03	5.96	0.37	99.08
	54.28		0.09	29.33	0.03	0.17	0.01	<0.01	11.38	0.01	5.17	0.02	100.50
	53.37		0.04	29.52	0.02	0.07	<0.01	<0.01	11.74	<0.01	4.85	0.03	99.63
	53.5		0.04	29.17	<0.01	0.30	<0.01	<0.01	11.67	<0.01	4.86	0.02	99.56
	54.29		0.13	29.16	<0.01	0.22	0.01	<0.01	11.39	0.02	5.24	0.04	100.50
	55.15		0.05	28.32	<0.01	0.21	<0.01	<0.01	10.24	0.01	5.83	0.04	99.84
	56.62		0.03	27.38	<0.01	0.08	<0.01	<0.01	9.29	<0.01	6.70	0.03	100.10

*Ц – центр, ПЗ – промежуточная зона, К – Край, ОМ – основная масса, ГС - гломероскопления

Таблица П2. Содержание петрогенных оксидов (мас. %) в минералах габбро комбинированной дайки Сайзырал (обр. Y68-2). Продолжение.

Минерал	Позиция	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
Pl	ПЗ	53.23	<0.01	29.18	0.02	0.06	0.01	<0.01	11.72	<0.01	5.07	0.02	99.30
		53.02	0.08	29.6	<0.01	0.80	0.01	<0.01	11.73	<0.01	4.87	0.02	100.10
		57.13	0.01	27.17	0.02	0.05	0	<0.01	9.07	0.03	6.60	0.04	100.10
		58.25	0.02	26.15	<0.01	0.10	0.02	0.01	7.79	0.01	7.63	0.05	100.00
		59.5	<0.01	25.58	<0.01	0.04	0.01	<0.01	7.1	0.01	7.88	0.03	100.10
		52.44	0.19	29.02	<0.01	0.72	0.01	0.10	11.63	0.02	4.48	0.07	98.67
		53.06	0.10	29.8	<0.01	0.20	<0.01	<0.01	12.27	0.01	4.79	0.03	100.30
		53.17	0.16	29.13	<0.01	0.95	0.01	0.73	11.18	0.05	4.76	0.46	100.60
		52.7	0.18	28.97	0.04	0.99	0.02	0.67	11.25	0.04	4.79	0.55	100.20
		56.93	0.03	27.12	0.03	0.37	0.01	0.09	9.39	0.01	6.15	0.04	100.20
		55.23	0.02	27.46	0.01	0.12	0.01	0.01	9.49	<0.01	6.10	0.04	98.49
		52.49	0.03	29.14	0.01	0.09	<0.01	<0.01	11.67	<0.01	4.95	0.03	98.41
		52.44	0.02	29.1	<0.01	0.13	0.01	<0.01	11.5	0.03	4.96	0.06	98.24
		53.00	0.01	29.2	<0.01	0.16	<0.01	<0.01	11.52	0.01	5.12	0.02	99.03
		52.87	0.08	29.4	<0.01	0.20	<0.01	0.07	11.6	<0.01	5.02	0.18	99.42
		55.61	<0.01	27.41	0.01	0.07	<0.01	<0.01	9.55	<0.01	6.43	0.04	99.12
		56.62	0.07	26.78	0.01	0.13	<0.01	0.02	8.75	0.04	6.69	0.08	99.20
		56.61	<0.01	26.87	<0.01	0.25	<0.01	<0.01	8.85	0.02	6.64	0.03	99.27
		55.44	0.27	25.57	<0.01	1.62	0.02	1.77	7.71	0.11	6.30	0.88	99.71
		55.2	0.07	27.55	<0.01	0.20	<0.01	0.04	9.81	0.01	6.17	0.06	99.10
	57.36	<0.01	26.34	<0.01	0.09	<0.01	<0.01	8.27	0.04	6.91	0.04	99.05	
	59.29	0.01	25.41	<0.01	0.03	0.02	<0.01	7.06	0.06	7.89	0.04	99.82	
	53.01	0.01	28.51	0.02	0.08	<0.01	<0.01	10.8	<0.01	5.65	0.01	98.08	
	52.94	0.04	29.34	0.01	0.10	0.02	<0.01	11.97	<0.01	4.83	0.03	99.27	
	52.82	0.01	29.52	0.04	0.06	0.01	<0.01	11.94	<0.01	4.85	0.02	99.27	
	53.81	0.03	29.07	<0.01	0.24	<0.01	0.06	11.37	<0.01	5.30	0.12	100.00	
	58.99	0.06	25.76	0.01	0.08	<0.01	<0.01	7.42	0.05	7.59	0.04	99.99	
	54.98	0.13	28.11	<0.01	0.70	<0.01	<0.01	10.37	0.01	5.84	0.03	100.20	
	53.86	0.04	29.22	<0.01	0.09	<0.01	<0.01	11.45	<0.01	5.11	0.01	99.79	
	55.04	0.02	28.46	0.01	0.13	0.01	<0.01	10.63	<0.01	5.58	0.03	99.90	
	К	61.65	<0.01	23.3	<0.01	0.08	0.01	<0.01	4.63	0.01	8.99	0.06	98.73
		63.27	0.01	22.86	<0.01	0.02	<0.01	<0.01	3.87	0.01	9.57	0.03	99.65
		59.27	0.06	25.76	0.02	0.70	0.02	<0.01	7.24	0.01	7.89	0.03	100.90
		64.03	<0.01	22.25	<0.01	0.06	<0.01	<0.01	3.43	<0.01	9.95	0.04	99.76
		60.5	<0.01	24.35	<0.01	0.05	0.03	<0.01	5.91	0.02	8.66	0.03	99.56
		60.04	0.01	24.43	0.01	0.17	<0.01	0.03	6.19	0.01	8.58	0.04	99.51
66.52		0.02	21.05	0.02	0.07	<0.01	<0.01	1.96	<0.01	10.8	0.04	100.50	
57.78		0.02	26.25	0.02	0.10	<0.01	<0.01	8.13	0.04	7.11	0.04	99.47	
63.52		0.02	22.82	<0.01	0.08	<0.01	0.01	4.12	0.01	9.66	0.04	100.30	
60.8		<0.01	24.75	<0.01	0.04	0.01	<0.01	6.05	0.05	8.57	0.03	100.30	
61.91		<0.01	24.18	<0.01	0.05	<0.01	<0.01	5.59	<0.01	8.89	0.05	100.70	
58.62		<0.01	25.1	0.02	0.11	<0.01	0.04	7.15	0.03	8.15	0.04	99.26	
61.15		0.02	22.67	<0.01	0.67	0.01	0.85	5.38	<0.01	8.59	0.04	99.37	
66.43		0.02	21.13	<0.01	0.10	<0.01	<0.01	1.87	0.04	11.3	0.03	100.70	
63.4		<0.01	22.62	<0.01	0.08	<0.01	<0.01	3.73	<0.01	9.72	0.05	99.60	
63.11		0.02	23.22	<0.01	0.09	0.01	<0.01	4.49	0.01	9.76	0.03	100.70	
64.2	0.02	22.07	<0.01	0.11	<0.01	<0.01	3.24	0.03	10.0	0.02	99.73		
62.28	<0.01	23.26	0.04	0.23	0.01	0.06	5.01	0.01	9.27	0.03	100.20		
59.96	0.01	25.01	0.03	0.07	0.01	<0.01	6.63	0.03	8.18	0.04	99.96		
60.99	<0.01	24.74	<0.01	0.04	0.03	<0.01	6.08	0.03	8.50	0.04	100.50		

Таблица П2. Содержание петрогенных оксидов (мас. %) в минералах габбро комбинированной дайки Сайзырал (обр. Y68-2). Продолжение.

Минерал	Позиция	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
Pl	К	60.83	0.01	24.67	0.02	0.08	0.01	<0.01	6.21	<0.01	8.47	0.03	100.30
		60.07	<0.01	24.06	0.03	0.14	0.02	<0.01	5.61	<0.01	8.58	0.03	98.54
		63.24	<0.01	22.25	0.01	0.11	<0.01	0.01	3.36	0.04	9.95	0.03	98.99
		63.78	0.03	21.73	<0.01	0.08	<0.01	<0.01	2.8	<0.01	10.5	0.03	98.91
		62.19	0.01	23.11	0.03	0.05	0.01	<0.01	4.46	<0.01	9.43	0.05	99.33
		63.24	<0.01	22.34	0.03	0.07	0.01	<0.01	3.77	<0.01	9.81	0.03	99.31
		62.93	0.01	23.02	<0.01	0.06	<0.01	<0.01	4.26	0.03	9.76	0.05	100.10
		62.47	0.03	22.95	<0.01	0.04	0.02	<0.01	4.2	0.01	9.42	0.05	99.18
		61.69	0.01	23.31	0.02	0.05	<0.01	<0.01	4.67	<0.01	8.91	0.04	98.70
		55.26	<0.01	23.45	0.06	6.16	0.03	1.30	4.5	0.01	7.35	0.12	98.25
		63.31	<0.01	22.68	0.01	0.10	0.01	<0.01	3.87	0.07	9.90	0.04	99.97
		60.31	0.01	24.59	<0.01	0.11	0.02	<0.01	5.99	0.02	8.39	0.03	99.48
		65.14	0.02	21.32	<0.01	0.06	<0.01	<0.01	2.42	<0.01	10.7	0.04	99.69
		60.04	0.01	24.43	0.01	0.05	<0.01	<0.01	6.21	<0.01	8.18	0.03	98.97
		56.65	0.10	27.04	0.01	0.16	0.01	<0.01	8.9	0.01	6.96	0.02	99.84
		62.14	<0.01	23.42	0.01	0.12	<0.01	<0.01	4.85	0.04	9.39	0.04	100.00
65.86	0.01	21.15	0.03	0.14	<0.01	<0.01	2.27	0.01	10.9	0.05	100.40		
59.93	0.03	24.88	<0.01	0.16	<0.01	<0.01	6.62	0.01	8.06	0.04	99.74		
Amp	OM	46.97	0.57	9.18	<0.01	13.91	0.16	13.49	11.63	<0.01	1.21	0.22	97.34
		44.81	0.79	11.23	0.01	14.96	0.18	12.31	11.23	<0.01	1.63	0.36	97.50
		43.44	0.79	11.97	<0.01	15.59	0.19	11.74	11.4	<0.01	1.76	0.46	97.33
		42.73	0.73	12.51	<0.01	16.05	0.17	11.52	11.39	0.02	1.79	0.44	97.34
		43.96	0.59	11.91	0.02	15.74	0.21	12.01	11.31	<0.01	1.91	0.40	98.06
		47.11	0.49	9.41	0.07	14.27	0.21	13.74	11.3	0.01	1.46	0.25	98.32
		42.58	0.77	12.47	0.01	16.15	0.20	11.69	11.38	0.03	1.91	0.48	97.66
		43.82	0.70	11.72	<0.01	15.47	0.19	12	11.34	<0.01	1.69	0.34	97.27
		43.28	0.63	11.78	0.02	15.67	0.20	12.09	11.35	<0.01	1.67	0.35	97.04
		47.28	0.36	8.76	0.04	13.93	0.20	14.16	11.17	<0.01	1.29	0.24	97.43
		43.79	1.36	11.13	0.04	15.18	0.16	12.17	11.4	<0.01	1.58	0.60	97.41
		45.79	0.68	10.29	<0.01	14.47	0.19	12.83	11.57	<0.01	1.45	0.29	97.56
		47.45	0.81	8.5	0.01	13.66	0.21	14.18	11.42	<0.01	1.21	0.29	97.75
Bt		36.02	1.33	16.29	<0.01	17.29	0.03	16.33	0.05	0.18	0.18	6.38	94.06
		37.39	1.79	16.11	0.02	14.83	0.04	16.24	0.04	0.25	0.23	8.35	95.29
		37.64	1.97	15.88	0.02	14.31	0.04	16.26	0.01	0.23	0.40	8.98	95.73
		37.28	2.10	15.54	0.02	14.41	0.03	16.29	0.01	0.20	0.35	8.83	95.06
		38.46	1.73	15.94	0.01	15.37	0.04	15.76	<0.01	0.38	0.19	8.21	96.09
		38.48	2.04	15.77	<0.01	14.84	0.05	15.66	0.01	0.38	0.23	8.73	96.20
		39.09	1.85	15.84	0.01	15.51	0.06	15.47	0.09	0.28	0.24	7.62	96.06
		36.51	2.27	16.36	0.04	14.7	0.04	15.71	<0.01	0.33	0.30	9.16	95.42

Таблица ПЗ. Содержание петрогенных оксидов (мас. %) в минералах пород переходных зон комбинированной дайки Сайзырал (обр. У68-10).

Минерал	Позиция*	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
Pl	Ц	56.27	0.03	27.46	0.01	0.08	<0.01	0.02	9.58	0.01	6.37	0.05	99.89
		52.77	0.01	30.15	0.03	0.16	0.01	<0.01	12.49	0.01	4.56	0.06	100.30
		53.94	0.06	28.88	0.02	0.12	<0.01	<0.01	11.15	<0.01	5.27	0.05	99.49
		53.04	<0.01	29.63	0.01	0.09	<0.01	<0.01	11.88	<0.01	4.98	0.04	99.65
		54.57	0.20	29.09	0.06	0.10	0.02	<0.01	11.08	0.01	5.41	0.05	100.60
		58.47	0.01	25.58	0.01	0.12	<0.01	<0.01	7.66	<0.01	7.17	0.04	99.07
	ПЗ	55.47	0.01	27.72	<0.01	0.11	<0.01	<0.01	10.08	0.02	6.11	0.04	99.57
		53.39	0.02	29.02	0.01	0.20	0.01	<0.01	11.68	<0.01	5.04	0.06	99.43
		52.85	0.07	29.81	0.01	0.17	<0.01	<0.01	12.35	0.02	4.50	0.03	99.82
		56.7	0.01	27.05	<0.01	0.11	<0.01	<0.01	9.19	0.03	6.39	0.04	99.53
		56.81	<0.01	27.51	<0.01	0.12	<0.01	<0.01	9.18	<0.01	6.28	0.05	99.96
		57.23	<0.01	26.65	0.04	0.10	0.02	<0.01	8.6	<0.01	6.88	0.04	99.55
		56.51	0.01	27.24	<0.01	0.11	0.01	<0.01	9.18	0.03	6.61	0.05	99.75
		56.76	0.01	26.4	<0.01	0.14	<0.01	<0.01	8.89	<0.01	6.43	0.06	98.70
		58.51	0.05	25.61	0.02	0.11	0.01	<0.01	7.61	0.01	7.30	0.06	99.29
		57.33	<0.01	26.42	<0.01	0.11	<0.01	<0.01	8.66	0.01	6.74	0.05	99.32
	57.42	0.01	26.42	0.01	0.09	0.01	<0.01	8.41	<0.01	6.82	0.04	99.22	
	К	53.89	0.02	28.56	<0.01	0.07	<0.01	<0.01	11.17	<0.01	5.41	0.04	99.15
		53.13	<0.01	29.11	0.01	0.17	<0.01	<0.01	11.86	0.04	4.91	0.07	99.30
		57.08	<0.01	26.78	0.02	0.12	<0.01	<0.01	8.9	0.03	6.57	0.05	99.54
		56.5	0.04	26.91	0.02	0.28	0.02	<0.01	9.12	0.03	6.55	0.07	99.52
53.2		<0.01	29.37	0.02	0.18	<0.01	<0.01	11.81	<0.01	4.79	0.06	99.42	
56.59		0.03	27.05	<0.01	0.18	<0.01	<0.01	9.04	0.04	6.55	0.06	99.54	
Amp	ОМ	47.85	0.47	7.40	0.01	14.68	0.36	13.25	12.16	<0.01	0.80	0.56	97.55
		47.16	0.64	8.01	<0.01	15.36	0.41	12.62	12.09	0.01	0.88	0.72	97.90
		47.22	0.41	7.74	<0.01	15.12	0.39	12.84	12.14	<0.01	0.75	0.58	97.19
		48.19	0.38	7.61	0.01	13.98	0.34	13.44	12.16	<0.01	0.73	0.54	97.38
		47.2	0.45	7.89	0.13	14.93	0.40	12.8	12.16	0.02	0.74	0.56	97.30
		47.44	0.61	7.58	0.21	14.95	0.41	12.75	12.13	<0.01	0.73	0.60	97.42
	ГС	47.23	0.55	7.82	0.16	15.02	0.39	12.59	12.08	0.01	0.79	0.69	97.32
		48.12	0.52	7.58	0.01	15.02	0.41	13.22	12.15	<0.01	0.84	0.64	98.50
		47.53	0.50	7.72	0.09	14.96	0.38	12.91	12.2	0.04	0.81	0.62	97.76
		46.54	0.53	8.64	0.04	15.83	0.38	12.15	12.08	<0.01	0.85	0.80	97.86
		47.01	0.60	7.78	0.01	15.31	0.39	12.7	12.06	0.03	0.85	0.70	97.43
		47.64	0.51	7.45	<0.01	14.56	0.38	13.1	12.13	<0.01	0.80	0.56	97.15
		45.71	0.69	8.90	<0.01	15.75	0.39	11.74	12.01	<0.01	1.04	0.83	97.08
45.38	0.63	9.34	0.02	16.11	0.39	11.43	11.93	0.04	1.03	0.80	97.13		
Bt	37.0	1.63	15.8	0.07	17.4	0.22	14.5	0.01	0.32	0.05	9.88	96.8	
	37.4	1.62	15.7	0.07	16.6	0.25	14.8	0.10	0.35	0.02	9.63	96.5	
	37.4	1.86	15.8	0.03	17.6	0.24	13.5	0.03	0.25	0.04	9.75	96.4	
	37.2	1.81	15.7	0.07	17.9	0.35	14.2	<0.01	0.34	0.06	9.36	97.0	
	36.8	1.85	15.4	0.09	18.0	0.25	14.0	<0.01	0.28	0.08	9.46	96.2	
	36.6	1.81	16.2	0.06	18.3	0.25	14.9	<0.01	0.24	0.01	8.73	97.0	

*Ц – центр, ПЗ – промежуточная зона, К – Край, ОМ – основная масса, ГС – гломероскопления

Таблица П4. Содержание петрогенных оксидов (мас. %) в минералах лейкогранитов комбинированной дайки Сайзырал (обр. Y68-3).

Минерал	Позиция*	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
Pl	Ц	63.66	<0.01	23.09	<0.01	0.02	<0.01	<0.01	4.11	<0.01	9.28	0.15	100.30
		63.84	0.01	22.86	<0.01	0.03	<0.01	<0.01	3.26	0.01	9.38	0.45	99.85
		65.07	<0.01	21.88	<0.01	0.02	<0.01	<0.01	2.83	<0.01	10.20	0.09	100.10
		62.99	<0.01	23.42	0.03	0.02	0.02	<0.01	4.5	<0.01	8.99	0.14	100.10
		63.03	<0.01	23.09	0.01	0.03	<0.01	0.03	4.29	0.01	8.86	0.18	99.53
		63.59	0.03	22.63	0.03	0.06	<0.01	<0.01	3.82	0.01	9.38	0.19	99.73
		62.67	<0.01	23.11	0.02	<0.01	0.01	<0.01	4.4	<0.01	9.34	0.15	99.69
		62.59	<0.01	22.76	0.01	<0.01	0.01	0.02	4.2	0.01	9.43	0.16	99.18
		63.49	<0.01	22.6	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	3.81	0.02	9.93	0.08	99.94
	ПЗ	65.03	0.03	22.5	0.05	0.23	<0.01	0.03	1.48	0.01	9.87	1.07	100.30
		63.9	<0.01	22.96	<0.01	<0.01	0.01	<0.01	4.04	0.03	9.13	0.19	100.30
		64.34	0.02	22.85	<0.01	0.08	<0.01	<0.01	3.19	0.02	9.41	0.38	100.30
		64.46	<0.01	22.12	<0.01	0.02	<0.01	<0.01	3.21	<0.01	9.78	0.09	99.69
		68.04	0.03	19.74	0.02	0.01	<0.01	<0.01	0.23	0.01	11.77	0.09	99.92
		64.68	<0.01	22.48	0.06	0.03	<0.01	<0.01	2.18	<0.01	9.68	0.71	99.81
		64.53	<0.01	22.13	<0.01	0.01	<0.01	<0.01	3.16	0.04	9.88	0.17	99.92
		67.11	0.02	20.41	0.01	0.06	<0.01	<0.01	1.08	0.03	10.91	0.08	99.69
		63.94	0.02	22.47	0.03	0.05	<0.01	<0.01	3.56	<0.01	9.71	0.10	99.89
		63.4	<0.01	22.63	0.02	0.07	<0.01	0.03	3.77	0.01	9.16	0.17	99.25
		64.08	0.02	22.77	0.09	0.09	0.02	<0.01	3.81	<0.01	9.24	0.21	100.30
		63.12	0.03	22.74	0.02	0.02	<0.01	0.02	3.39	<0.01	10.04	0.23	99.60
		62.39	0.01	23.05	0.02	0.01	<0.01	<0.01	4.40	0.05	9.43	0.14	99.49
		67.76	0.01	19.63	0.02	0.01	0.01	<0.01	0.21	0.01	12.1	0.12	99.88
	64.05	0.01	21.89	0.02	0.01	0.02	<0.01	2.97	<0.01	10.33	0.16	99.47	
	63.97	<0.01	22.12	0.02	0.02	0.01	<0.01	3.26	<0.01	10.33	0.11	99.84	
	К	67.6	<0.01	19.45	0.06	0.01	<0.01	<0.01	0.44	<0.01	11.66	0.07	99.30
		64.52	0.01	22.25	0.01	0.02	0.02	0.02	3.39	<0.01	9.62	0.13	99.98
		63.44	<0.01	23.52	<0.01	0.19	<0.01	0.03	0.56	0.02	8.54	2.60	98.91
		67.39	<0.01	20.08	0.19	0.03	<0.01	0.02	0.77	0.05	11.32	0.09	99.94
		68.19	<0.01	20.01	0.05	0.02	<0.01	0.02	0.44	<0.01	11.27	0.09	100.10
		63.24	0.02	23.28	0.02	0.03	<0.01	0.03	4.31	<0.01	9.11	0.17	100.20
		64.54	<0.01	22.54	<0.01	0.02	0.02	<0.01	3.41	0.02	9.68	0.18	100.40
		63.13	0.01	22.62	0.01	0.02	0.01	<0.01	3.96	0.03	9.41	0.12	99.31
67.09		0.01	19.45	0.02	0.09	0.04	<0.01	0.36	0.04	10.21	2.09	99.41	
64.53		<0.01	22.87	0.22	0.13	<0.01	<0.01	3.82	0.03	8.99	0.18	100.80	
64.83	0.01	21.88	0.02	0.01	<0.01	<0.01	2.79	0.03	10.38	0.11	100.10		

*Ц – центр, ПЗ – промежуточная зона, К – Край, ОМ – основная масса, ГС – гломероскопления

Таблица П4. Содержание петрогенных оксидов (мас. %) в минералах лейкогранитов комбинированной дайки Сайзырал (обр. Y68-3). Продолжение.

Минерал	Позиция	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
Вт	ОМ	35.16	3.27	17.99	<0.01	21.62	0.31	8.39	<0.01	0.04	0	10.06	96.84
		34.96	3.17	17.81	0.04	22.13	0.30	8.65	<0.01	0.01	0.07	10.1	97.23
		35.0	3.18	18.1	<0.01	22.1	0.35	8.63	<0.01	<0.01	0.06	10.01	97.43
		35.51	3.28	18.23	0.03	22.05	0.34	8.54	<0.01	<0.01	0.11	10.19	98.29
		34.83	3.16	17.77	0.04	22.64	0.37	8.55	<0.01	0.01	0.04	10.18	97.59
		34.75	3.34	17.67	0.05	22.29	0.31	8.42	<0.01	0.01	0.02	10.25	97.11
		34.83	3.42	17.97	0.06	21.98	0.31	8.49	<0.01	0.04	0.16	10.02	97.27
		34.67	3.33	17.63	0.06	22.53	0.35	8.41	<0.01	<0.01	0.05	10.11	97.14
		34.92	3.05	17.81	<0.01	21.05	0.17	9.15	<0.01	<0.01	0.05	9.98	96.18
		34.91	2.69	17.47	0.03	22.6	0.27	9.10	<0.01	0.02	0.06	10.24	97.38
	35.24	3.03	17.64	0.05	21.96	0.25	8.58	<0.01	<0.01	0.07	9.89	96.71	
	ГС	35.16	3.27	17.99	<0.01	21.62	0.31	8.39	<0.01	0.04	<0.01	10.06	96.84
		35.0	3.18	18.1	<0.01	22.1	0.35	8.63	<0.01	<0.01	0.06	10.01	97.43
		35.51	3.28	18.23	0.03	22.05	0.34	8.54	<0.01	<0.01	0.11	10.19	98.29
		34.83	3.16	17.77	0.04	22.64	0.37	8.55	<0.01	0.01	0.04	10.18	97.59
		34.75	3.34	17.67	0.05	22.29	0.31	8.42	<0.01	0.01	0.02	10.25	97.11
		34.83	3.42	17.97	0.06	21.98	0.31	8.49	<0.01	0.04	0.16	10.02	97.27
		34.69	3.52	17.48	0.04	21.99	0.35	8.3	<0.01	<0.01	0.14	10.17	96.69
		34.67	3.33	17.63	0.06	22.53	0.35	8.41	<0.01	<0.01	0.05	10.11	97.14
		34.92	3.05	17.81	<0.01	21.05	0.17	9.15	<0.01	<0.01	0.05	9.98	96.18
		34.91	2.69	17.47	0.03	22.6	0.27	9.1	<0.01	0.02	0.06	10.24	97.38
		35.24	3.03	17.64	0.05	21.96	0.25	8.58	<0.01	<0.01	0.07	9.89	96.71
		34.45	2.91	17.86	0.01	22.4	0.26	9.17	<0.01	0.02	0.08	9.73	96.88
		34.94	3.3	17.6	0.04	22.23	0.34	8.4	<0.01	0.03	0.15	10.27	97.30
		34.77	3.31	17.77	0.01	22.4	0.31	8.56	<0.01	0.05	0.09	10.21	97.47
		34.55	3.37	17.32	0.05	22.03	0.33	8.73	<0.01	0.01	0.1	10.18	96.67
		35.0	3.26	18.21	0.09	22.39	0.31	8.5	<0.01	0.03	0.09	10.1	97.97
		34.94	3.39	17.76	0.04	22.12	0.31	8.43	<0.01	0.03	0.06	10.1	97.18
		34.77	3.32	17.76	0.03	22.14	0.34	8.75	<0.01	0.03	0.01	10.03	97.17
		35.61	3.33	17.98	0.06	22.44	0.33	8.34	<0.01	<0.01	0.01	10.02	98.12
		35.21	3.35	17.96	0.03	22.32	0.32	8.43	<0.01	0.07	<0.01	10.27	97.97
		34.69	3.34	18.07	0.17	22.43	0.35	8.67	<0.01	<0.01	0.04	10.22	97.97
		35.33	3.33	17.94	0.07	22.42	0.33	8.62	<0.01	0.04	0.04	10.1	98.22
		34.75	3.35	17.72	0.03	22.15	0.31	8.55	<0.01	0.04	0.05	10.0	96.94
35.04		3.29	17.46	0.04	22.02	0.36	8.69	<0.01	<0.01	0.08	10.07	97.05	

Таблица П5. Содержание петрогенных оксидов (мас. %) в минералах двуполевошпатовых гранитов синплутонических даек участка Стрелка (обр. 7-163-2-3).

Минерал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
Амп	45.55	1.05	8.54	0.04	16.73	0.36	11.83	11.67	0.01	1.29	0.99	98.07
	46.58	0.77	8.01	0.06	16.47	0.36	11.78	11.80	0.03	1.13	0.86	97.85
	47.05	0.82	7.75	0.05	15.54	0.33	12.26	11.83	0.05	1.00	0.81	97.48
	46.94	0.97	7.72	0.03	15.59	0.34	12.26	11.76	<0.01	0.99	0.81	97.41
	47.33	0.78	7.86	0.68	16.22	0.32	11.64	11.69	0.01	0.96	0.92	98.42
	47.27	0.84	7.20	0.05	15.00	0.37	13.01	11.85	0.03	1.03	0.78	97.42
	45.64	0.78	8.75	0.04	16.49	0.35	11.50	11.81	0.03	1.04	1.01	97.43
	45.65	0.85	8.86	0.05	16.55	0.36	11.68	11.83	0.01	1.13	0.99	97.97
	45.24	0.95	8.95	0.15	16.76	0.33	11.90	11.85	<0.01	1.19	1.02	98.33
	48.53	0.64	7.05	0.02	15.06	0.31	12.92	11.92	0.02	0.92	0.72	98.11
	46.51	0.96	8.18	0.04	15.35	0.33	12.41	11.81	<0.01	0.98	0.91	97.48
	48.80	0.51	6.57	0.03	14.46	0.31	13.55	11.98	<0.01	0.89	0.56	97.65
	47.01	0.83	8.36	1.27	15.04	0.31	11.27	11.51	<0.01	1.09	0.95	97.64
	45.71	1.12	8.40	0.04	15.71	0.32	12.47	11.74	0.02	1.20	0.99	97.72
	46.26	0.98	8.38	0.01	15.97	0.33	12.09	11.84	0.04	1.10	0.99	98.00
	46.17	0.94	8.29	0.06	16.26	0.34	12.05	11.74	<0.01	1.22	0.96	98.01
	48.17	0.85	8.55	0.32	16.01	0.32	11.50	11.80	<0.01	1.07	0.92	99.52
	46.26	1.04	8.15	0.04	16.38	0.35	11.83	11.79	0.01	1.20	0.96	97.99
	49.11	0.69	7.38	0.10	15.83	0.31	12.46	11.98	0.01	1.08	0.74	99.67
	46.35	0.99	8.14	0.01	16.40	0.33	12.10	11.78	0.02	1.03	0.90	98.05
	45.56	0.90	8.34	0.04	17.20	0.34	11.27	11.73	<0.01	1.08	0.97	97.43
	45.92	1.27	8.47	0.07	17.16	0.37	11.29	11.97	<0.01	1.03	0.97	98.51
	45.35	0.96	8.61	0.03	17.23	0.35	11.40	11.80	0.02	1.29	0.97	98.00
	45.03	1.00	8.88	0.03	17.14	0.33	11.04	11.90	<0.01	1.12	0.99	97.45
	45.71	0.90	8.94	0.06	17.11	0.38	11.05	11.73	<0.01	1.17	1.04	98.08
	46.10	0.93	8.36	0.03	16.84	0.35	11.41	11.68	<0.01	1.14	0.94	97.78
	45.74	1.03	8.45	0.05	16.92	0.35	11.52	11.73	0.02	1.21	0.95	97.97
	45.85	1.03	8.33	0.03	16.34	0.31	11.73	11.71	0.02	1.12	0.97	97.45
	44.63	1.02	8.71	1.13	16.56	0.33	11.67	11.69	0.05	1.24	1.02	98.06
	46.14	1.04	8.09	0.03	15.93	0.32	12.12	11.79	<0.01	1.07	0.93	97.47
	47.61	0.90	7.10	0.00	16.41	0.38	12.12	11.67	0.03	1.06	0.80	98.08
	47.05	0.89	7.96	0.05	16.35	0.35	11.94	11.90	0.01	1.05	0.87	98.43
	45.02	0.99	8.55	0.05	17.47	0.39	11.17	11.60	<0.01	1.27	1.01	97.52
	45.64	1.10	8.39	0.03	17.05	0.35	11.25	11.77	<0.01	1.18	1.01	97.76
	47.05	1.07	7.51	0.01	16.43	0.36	11.95	11.81	<0.01	0.92	0.82	97.94
	45.44	1.13	8.36	0.01	17.34	0.37	11.44	11.72	<0.01	1.23	1.01	98.05
	45.65	1.16	8.61	0.08	17.28	0.35	11.17	11.74	0.01	1.09	1.02	98.16
	47.02	0.76	7.83	0.03	16.69	0.39	11.82	11.77	<0.01	1.12	0.87	98.29
	45.58	0.82	8.61	0.02	16.97	0.36	11.42	11.69	<0.01	1.13	0.95	97.54
	46.81	1.01	7.45	0.01	16.29	0.34	12.02	11.83	<0.01	1.09	0.83	97.68
45.40	0.97	8.23	0.73	17.02	0.38	11.04	11.73	<0.01	1.07	0.97	97.54	
46.07	0.94	8.25	0.13	16.93	0.37	11.66	11.76	0.01	1.13	0.92	98.16	
46.15	0.97	8.27	0.04	17.07	0.37	11.35	11.74	0.04	1.21	0.96	98.18	
46.09	1.00	8.36	0.04	17.11	0.37	11.49	11.67	0.01	1.12	0.98	98.23	

Таблица П5. Содержание петрогенных оксидов (мас. %) в минералах двуполевошпатовых гранитов синплутонических даек участка Стрелка (обр. 7-163-2-3). Продолжение.

Минерал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
Bt	36.99	2.88	14.52	0.01	19.85	0.29	11.72	<0.01	0.10	0.06	9.39	95.80
	37.49	2.89	14.64	0.03	19.08	0.30	11.61	0.01	0.02	0.13	9.62	95.81
	36.68	3.10	14.46	0.02	19.56	0.29	11.72	<0.01	0.08	0.08	9.82	95.82
	37.36	2.82	14.62	0.00	19.63	0.27	11.80	<0.01	0.05	0.08	9.67	96.32
	37.77	2.72	15.02	0.03	19.15	0.26	11.79	<0.01	0.04	0.05	9.65	96.49
	37.08	3.11	14.60	0.06	19.71	0.28	11.62	0.02	0.05	0.05	9.49	96.07
	36.81	2.80	14.62	0.03	19.78	0.30	12.30	<0.01	0.01	0.09	9.47	96.21
	37.48	2.83	15.04	0.02	19.31	0.28	11.58	<0.01	0.08	0.10	9.70	96.41
	36.75	2.90	14.40	0.00	19.70	0.28	11.90	<0.01	0.04	0.07	9.77	95.79
	36.98	2.92	14.52	0.02	19.65	0.27	11.74	<0.01	0.05	0.10	9.66	95.90
	37.05	2.97	14.36	0.03	19.85	0.27	11.65	0.01	0.02	0.12	9.61	95.94
	37.31	3.08	14.86	0.00	19.74	0.30	11.52	0.05	0.08	0.09	9.59	96.62
	36.69	3.19	14.50	0.02	19.88	0.28	11.53	<0.01	0.05	0.08	9.60	95.82
	36.92	2.70	14.68	0.05	19.66	0.24	12.04	0.02	0.03	0.11	9.44	95.88
	37.02	2.70	14.98	0.06	19.69	0.25	11.45	0.02	0.02	0.06	9.68	95.94
	37.60	2.91	14.51	0.05	19.76	0.29	11.60	0.00	0.03	0.04	9.68	96.47
	37.13	2.80	14.51	0.00	19.92	0.31	12.04	<0.01	0.02	0.06	9.26	96.05
	37.45	2.89	14.42	0.04	19.86	0.29	11.59	<0.01	<0.01	0.06	9.60	96.21
	37.90	2.90	14.59	0.06	19.84	0.26	11.82	0.06	0.06	0.14	9.53	97.14
	37.25	2.65	14.35	0.01	19.65	0.26	12.15	<0.01	0.07	0.08	9.62	96.10
37.76	2.31	14.93	0.06	19.55	0.27	12.31	0.13	0.07	0.12	8.78	96.28	
37.05	2.43	14.54	0.01	19.67	0.27	12.34	0.01	0.07	0.05	9.36	95.79	
37.54	3.40	14.00	0.01	17.71	0.22	13.21	<0.01	0.15	0.13	9.65	96.01	
37.89	3.50	14.08	0.02	17.84	0.22	13.03	0.02	0.15	0.10	9.55	96.40	
Pl	59.32	<0.01	23.91	0.01	0.03	0.02	<0.01	7.16	<0.01	7.45	0.08	99.52
	59.24	0.01	25.53	<0.01	0.03	<0.01	<0.01	7.13	0.02	7.56	0.08	99.71
	60.07	<0.01	24.50	0.02	0.04	0.01	<0.01	5.95	<0.01	8.25	0.09	99.72
	59.53	<0.01	24.92	<0.01	0.05	<0.01	<0.01	5.02	0.05	8.56	0.09	99.28
	60.07	0.01	25.01	0.03	0.04	<0.01	<0.01	5.47	<0.01	8.72	0.11	99.78
	60.10	0.01	25.10	<0.01	0.06	0.02	<0.01	6.99	<0.01	7.53	0.11	99.91
	59.71	<0.01	24.93	<0.01	0.06	<0.01	<0.01	7.38	0.01	7.42	0.11	99.59
	59.93	<0.01	25.17	0.16	0.07	<0.01	<0.01	6.59	<0.01	8.00	0.11	100.15
	59.51	0.02	25.39	0.03	0.05	<0.01	<0.01	6.36	<0.01	7.92	0.11	100.14
	60.09	0.01	25.40	0.01	0.05	<0.01	<0.01	7.18	<0.01	7.34	0.12	100.47
	60.58	<0.01	24.17	<0.01	0.07	0.01	<0.01	7.20	0.02	7.64	0.12	99.94
	60.08	<0.01	24.80	<0.01	0.05	0.01	<0.01	6.27	0.04	8.03	0.12	99.63
	61.63	0.02	23.55	0.03	0.05	<0.01	<0.01	5.60	0.03	8.46	0.12	99.75
	59.94	<0.01	24.95	0.03	0.04	<0.01	<0.01	5.79	<0.01	8.45	0.12	99.60
	60.90	<0.01	24.03	0.01	0.08	<0.01	<0.01	6.57	0.03	7.91	0.13	99.99
	60.02	0.01	24.92	0.02	0.10	<0.01	<0.01	7.35	<0.01	7.23	0.13	99.77
	59.67	0.01	25.12	0.01	0.03	<0.01	<0.01	6.37	<0.01	7.98	0.13	100.11
	60.48	<0.01	24.44	0.02	0.08	<0.01	<0.01	7.13	0.01	7.58	0.14	99.33
	57.66	<0.01	23.04	0.01	0.07	0.01	<0.01	6.94	<0.01	7.83	0.14	99.49
	59.91	0.01	25.20	<0.01	0.07	<0.01	<0.01	6.84	<0.01	7.94	0.14	100.08
60.38	0.01	24.98	0.01	0.06	0.02	<0.01	6.25	<0.01	7.97	0.14	100.41	
60.63	<0.01	24.11	<0.01	0.06	<0.01	<0.01	6.77	<0.01	7.71	0.14	100.00	
60.57	<0.01	24.12	0.02	0.09	<0.01	<0.01	6.57	0.03	7.74	0.14	99.20	
60.58	<0.01	24.72	2.39	0.08	0.01	<0.01	6.62	<0.01	7.05	0.14	99.98	
60.71	<0.01	24.37	<0.01	0.06	<0.01	<0.01	6.19	<0.01	8.12	0.14	99.79	
61.04	0.01	24.25	0.20	0.03	<0.01	<0.01	5.31	<0.01	8.57	0.14	99.87	

Таблица П5. Содержание петрогенных оксидов (мас. %) в минералах двуполевошпатовых гранитов синплутонических даек участка Стрелка (обр. 7-163-2-3). Продолжение.

Минерал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
Pl	60.71	0.01	24.45	<0.01	0.12	<0.01	<0.01	6.49	0.03	7.74	0.24	99.79
	61.06	<0.01	24.29	<0.01	0.11	<0.01	<0.01	6.64	0.01	7.76	0.21	100.09
	60.67	<0.01	24.30	<0.01	0.09	<0.01	<0.01	6.64	0.04	7.77	0.16	99.66
	60.52	<0.01	24.54	0.06	0.10	0.01	<0.01	6.72	<0.01	7.81	0.22	99.98
	61.00	0.02	24.25	0.01	0.10	<0.01	<0.01	6.20	0.01	7.81	0.25	99.65
	60.62	<0.01	24.41	<0.01	0.08	0.01	<0.01	6.71	0.01	7.83	0.14	99.81
	60.36	<0.01	24.74	0.01	0.07	0.01	<0.01	6.94	<0.01	7.83	0.14	100.10
	60.87	<0.01	24.61	0.01	0.08	<0.01	<0.01	6.53	<0.01	7.84	0.16	100.09
	61.41	<0.01	24.23	<0.01	0.10	0.01	<0.01	6.37	0.06	7.85	0.15	100.19
	60.72	<0.01	23.58	0.60	0.10	<0.01	<0.01	6.02	0.02	7.89	0.19	99.12
	60.67	<0.01	24.57	0.01	0.08	<0.01	<0.01	6.57	0.03	7.91	0.13	99.98
	61.09	0.02	24.34	0.03	0.05	<0.01	<0.01	6.36	<0.01	7.92	0.11	99.92
	61.00	0.01	24.34	<0.01	0.07	<0.01	<0.01	6.63	<0.01	7.92	0.17	100.14
	60.55	0.01	24.84	<0.01	0.07	<0.01	<0.01	6.84	<0.01	7.94	0.14	100.39
	61.45	0.02	24.30	<0.01	0.11	<0.01	<0.01	6.40	0.03	7.94	0.22	100.47
	61.70	<0.01	23.97	0.02	0.06	<0.01	<0.01	6.15	<0.01	7.95	0.16	100.01
	60.89	0.01	24.37	0.01	0.06	0.02	<0.01	6.25	<0.01	7.97	0.14	99.70
	60.65	0.01	24.01	0.01	0.03	<0.01	<0.01	6.37	<0.01	7.98	0.13	99.20
	60.50	<0.01	24.48	0.16	0.07	<0.01	<0.01	6.59	<0.01	8.00	0.11	99.91
	61.31	<0.01	24.38	0.04	0.09	<0.01	<0.01	6.32	<0.01	8.00	0.19	100.32
	61.52	<0.01	24.19	0.03	0.07	0.01	<0.01	6.24	<0.01	8.03	0.17	100.24
	60.96	<0.01	24.34	<0.01	0.05	0.01	<0.01	6.27	0.04	8.03	0.12	99.82
	60.76	<0.01	24.46	0.01	0.09	<0.01	<0.01	6.20	<0.01	8.04	0.21	99.77
	60.47	0.02	24.72	<0.01	0.09	<0.01	<0.01	6.33	<0.01	8.12	0.16	99.91
	60.92	<0.01	24.44	<0.01	0.06	<0.01	<0.01	6.19	<0.01	8.12	0.14	99.88
	61.00	<0.01	24.46	<0.01	0.07	0.01	<0.01	6.38	<0.01	8.17	0.15	100.26
	61.11	0.01	24.70	<0.01	0.09	0.01	<0.01	6.35	<0.01	8.19	0.16	100.62
	61.46	0.01	24.04	<0.01	0.07	0.01	<0.01	5.95	0.02	8.25	0.15	99.96
	62.05	<0.01	23.50	<0.01	0.08	<0.01	<0.01	5.62	<0.01	8.25	0.17	99.68
	61.59	<0.01	23.87	0.02	0.04	0.01	<0.01	5.95	<0.01	8.25	0.09	99.82
	61.53	<0.01	24.02	0.03	0.04	<0.01	<0.01	5.79	<0.01	8.45	0.12	99.98
	61.27	0.02	24.03	0.03	0.05	<0.01	<0.01	5.60	0.03	8.46	0.12	99.60
62.53	<0.01	23.34	0.00	0.05	<0.01	<0.01	5.02	0.05	8.56	0.09	99.64	
61.70	0.01	23.20	0.20	0.03	<0.01	<0.01	5.31	<0.01	8.57	0.14	99.18	
62.03	0.01	23.95	0.03	0.04	<0.01	<0.01	5.47	<0.01	8.72	0.11	100.34	
64.17	0.01	22.59	0.03	0.03	<0.01	<0.01	4.38	<0.01	9.22	0.20	100.64	

Таблица Пб. Содержание петрогенных оксидов (мас. %) в минералах диоритов синплутонических даек участка Стрелка (обр. 7-192-3).

Минерал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
Amp	43.49	0.69	9.36	0.01	18.94	0.47	11.37	10.20	0.04	0.76	0.67	96.02
	44.74	0.85	8.03	1.39	16.46	0.43	11.19	11.54	0.02	0.96	0.72	96.34
	44.50	1.02	8.73	0.05	18.07	0.45	10.65	11.58	<0.01	0.98	0.84	96.86
	44.66	0.88	8.83	0.08	17.39	0.46	11.01	11.72	<0.01	1.09	0.90	97.02
	45.70	0.80	8.37	0.02	16.88	0.45	11.39	11.66	0.04	0.98	0.75	97.04
	44.08	1.28	9.23	0.43	17.47	0.43	10.61	11.60	0.02	1.03	0.93	97.11
	44.71	1.01	9.35	0.03	17.59	0.44	10.58	11.56	0.02	0.90	0.98	97.18
	45.61	0.78	8.69	0.04	17.26	0.41	11.02	11.76	0.02	0.91	0.77	97.27
	45.97	0.68	8.40	0.03	16.97	0.42	11.57	11.82	<0.01	0.88	0.74	97.49
	45.31	0.97	9.05	0.08	17.29	0.42	10.88	11.70	0.02	0.91	0.84	97.49
	46.03	0.84	8.35	0.04	17.09	0.45	11.25	11.76	0.01	0.91	0.77	97.50
	46.16	0.91	8.04	0.04	16.89	0.44	11.54	11.77	<0.01	1.00	0.76	97.55
	46.32	0.80	8.34	0.04	16.88	0.43	11.33	11.74	<0.01	0.94	0.74	97.57
	46.73	0.68	7.82	0.04	16.50	0.45	12.00	11.73	0.01	0.99	0.67	97.62
	46.38	0.81	8.19	0.04	17.04	0.43	11.44	11.64	<0.01	0.93	0.74	97.63
	46.14	0.74	8.37	0.02	17.35	0.42	11.24	11.75	<0.01	0.95	0.70	97.68
	46.66	0.74	8.02	0.02	16.93	0.43	11.58	11.79	<0.01	0.89	0.66	97.72
	46.23	0.92	8.29	0.30	16.98	0.46	11.20	11.67	<0.01	0.98	0.76	97.79
	44.70	0.97	8.21	2.63	16.47	0.45	11.21	11.29	0.04	1.04	0.80	97.82
	44.86	1.01	9.36	0.05	17.67	0.44	10.66	11.75	<0.01	1.09	0.93	97.82
	46.61	0.78	8.36	0.05	16.95	0.45	11.33	11.73	<0.01	0.90	0.70	97.85
	46.24	0.87	8.62	0.02	17.30	0.37	10.99	11.68	0.01	0.96	0.79	97.85
	46.11	0.91	8.34	0.03	17.29	0.47	11.20	11.84	<0.01	0.93	0.74	97.86
	46.36	0.81	8.13	0.07	16.98	0.46	11.66	11.74	0.04	0.90	0.73	97.89
46.10	0.98	8.35	0.04	16.93	0.44	11.38	11.81	0.05	1.02	0.81	97.91	
46.54	0.80	8.19	0.05	17.02	0.42	11.66	11.74	<0.01	0.99	0.73	98.16	
46.14	0.86	8.55	0.05	17.33	0.46	11.38	11.84	0.03	0.89	0.73	98.26	
47.40	0.99	9.84	0.46	17.39	0.43	9.81	11.73	0.02	0.95	0.88	99.90	
Bt	36.03	2.89	13.85	0.04	19.06	0.24	12.83	0.17	0.18	0.11	8.58	93.99
	37.40	2.49	14.66	0.04	18.38	0.28	12.00	0.04	0.17	0.13	8.92	94.51
	36.08	2.67	14.58	0.01	20.32	0.29	11.80	0.08	0.16	0.11	8.46	94.56
	36.36	2.50	14.51	0.02	19.05	0.24	12.77	0.06	0.09	0.06	9.30	94.96
	37.08	2.74	14.64	0.05	18.79	0.23	12.20	0.11	0.18	0.05	8.88	94.94
	37.22	2.62	14.54	0.03	18.83	0.27	11.88	<0.01	0.18	0.09	9.40	95.06
	37.08	2.44	14.70	0.02	19.01	0.25	12.37	0.06	0.17	0.10	9.04	95.24
	36.91	2.47	14.74	0.06	20.65	0.27	11.17	0.16	0.17	0.12	8.58	95.30
Pl	58.82	<0.01	25.01	<0.01	0.08	0.01	<0.01	7.82	0.05	7.34	0.05	99.17
	60.52	<0.01	24.17	<0.01	0.08	<0.01	<0.01	6.59	<0.01	7.87	0.12	99.36
	59.68	<0.01	24.77	<0.01	0.10	<0.01	<0.01	7.17	<0.01	7.59	0.06	99.38
	60.71	0.01	24.09	<0.01	0.08	<0.01	<0.01	6.56	<0.01	7.85	0.09	99.40
	58.65	0.01	25.45	<0.01	0.10	0.02	<0.01	8.20	0.01	6.92	0.05	99.43
	60.27	0.01	24.50	<0.01	0.11	<0.01	<0.01	6.84	<0.01	7.67	0.08	99.48
	59.03	<0.01	25.33	<0.01	0.09	<0.01	<0.01	7.85	<0.01	7.03	0.21	99.54
	60.45	0.01	24.38	<0.01	0.12	<0.01	<0.01	6.80	<0.01	7.77	0.07	99.60
	60.81	0.01	24.35	0.03	0.17	<0.01	<0.01	6.53	0.01	7.64	0.10	99.64
	60.43	0.02	24.49	0.02	0.16	<0.01	<0.01	6.75	<0.01	7.71	0.07	99.64
	60.52	<0.01	24.38	0.07	0.14	0.02	<0.01	6.72	<0.01	7.72	0.10	99.67
	58.73	<0.01	25.59	<0.01	0.09	0.02	<0.01	8.01	0.02	7.15	0.06	99.68

Таблица Пб. Содержание петрогенных оксидов (мас. %) в минералах диоритов синплутонических даек участка Стрелка (обр. 7-192-3). Продолжение.

Минерал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
Pl	60.93	<0.01	24.34	<0.01	0.08	0.01	<0.01	6.50	<0.01	7.74	0.08	99.68
	60.74	<0.01	24.36	0.03	0.07	<0.01	<0.01	6.63	0.07	7.71	0.09	99.71
	60.19	0.01	24.73	<0.01	0.11	<0.01	<0.01	7.07	<0.01	7.50	0.10	99.71
	60.00	0.03	24.71	<0.01	0.09	<0.01	<0.01	7.17	0.02	7.62	0.08	99.72
	60.32	<0.01	24.73	<0.01	0.09	<0.01	<0.01	7.10	<0.01	7.44	0.09	99.78
	60.74	0.01	24.26	<0.01	0.13	<0.01	<0.01	6.66	0.01	7.90	0.08	99.81
	59.98	<0.01	24.98	<0.01	0.10	0.01	<0.01	7.26	0.06	7.36	0.11	99.85
	60.26	0.02	24.66	<0.01	0.11	<0.01	<0.01	7.14	<0.01	7.60	0.09	99.88
	60.71	<0.01	24.36	<0.01	0.11	<0.01	<0.01	6.62	0.02	7.99	0.09	99.91
	60.83	<0.01	24.35	0.02	0.10	<0.01	<0.01	6.72	<0.01	7.85	0.07	99.94
	60.79	<0.01	24.64	0.02	0.12	0.01	<0.01	6.76	<0.01	7.56	0.07	99.96
	60.95	<0.01	24.27	<0.01	0.06	<0.01	<0.01	6.55	0.02	8.04	0.11	100.01
	60.69	<0.01	24.57	0.01	0.09	<0.01	<0.01	6.98	0.03	7.56	0.10	100.02
	60.72	<0.01	24.49	<0.01	0.09	<0.01	<0.01	6.67	0.04	7.93	0.12	100.06
	60.75	0.02	24.33	0.01	0.20	<0.01	<0.01	6.57	0.01	8.08	0.08	100.06
	60.98	<0.01	24.45	0.01	0.10	<0.01	<0.01	6.63	<0.01	7.99	0.06	100.21
	60.94	0.02	24.64	<0.01	0.11	0.02	<0.01	6.82	0.03	7.59	0.07	100.24
	61.20	<0.01	24.52	0.03	0.07	0.01	<0.01	6.54	<0.01	7.84	0.07	100.28
61.60	0.02	24.27	<0.01	0.07	0.01	<0.01	6.49	<0.01	7.87	0.11	100.43	
60.37	0.01	25.68	0.01	0.06	0.01	<0.01	7.55	0.03	7.05	0.10	100.87	

Таблица П7. Содержание петрогенных оксидов (мас. %) в минералах пород переходных зон синплутонических даек участка Стрелка (обр. 7-163-12).

Минерал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
Pl	59.83	0.01	24.53	<0.01	0.30	0.01	0.16	6.97	<0.01	7.58	0.21	99.60
	60.28	<0.01	25.26	<0.01	0.08	<0.01	<0.01	7.10	0.03	7.70	0.13	100.57
	60.40	0.02	24.85	<0.01	0.19	<0.01	<0.01	6.88	0.04	7.50	0.25	100.14
	60.62	<0.01	24.87	<0.01	0.07	<0.01	<0.01	6.86	0.04	7.76	0.16	100.38
	59.87	<0.01	25.13	0.01	0.06	<0.01	<0.01	7.13	<0.01	7.49	0.11	99.80
	60.40	<0.01	24.69	<0.01	0.07	<0.01	<0.01	7.06	0.01	7.63	0.14	99.99
	60.53	0.01	25.19	<0.01	0.25	0.02	<0.01	6.95	0.03	8.01	0.12	101.10
	59.91	0.03	25.19	0.02	0.11	<0.01	<0.01	6.93	0.05	7.72	0.07	100.04
	59.99	<0.01	25.13	0.01	0.10	<0.01	<0.01	7.24	<0.01	7.54	0.11	100.11
	60.17	<0.01	25.17	<0.01	0.09	0.01	<0.01	7.08	<0.01	7.48	0.13	100.12
	59.21	0.02	25.08	<0.01	0.16	<0.01	<0.01	7.02	<0.01	7.97	0.16	99.62
	59.77	<0.01	24.74	0.22	0.11	<0.01	<0.01	6.87	<0.01	7.67	0.13	99.51
	59.70	0.01	24.87	0.01	0.17	<0.01	<0.01	7.00	<0.01	7.68	0.10	99.54
	60.55	0.03	24.76	<0.01	0.16	<0.01	<0.01	7.01	<0.01	7.75	0.10	100.35
	60.79	<0.01	25.06	<0.01	0.21	0.01	<0.01	6.91	0.01	7.72	0.15	100.87
	59.25	0.01	25.54	<0.01	0.19	<0.01	<0.01	7.73	0.01	7.23	0.09	100.06
	60.21	0.02	24.99	<0.01	0.16	0.01	<0.01	7.03	<0.01	7.64	0.17	100.23
	60.05	0.01	24.88	<0.01	0.19	<0.01	<0.01	6.67	<0.01	7.78	0.15	99.73
	59.81	0.01	24.45	0.78	0.33	0.02	<0.01	6.69	0.01	7.75	0.15	99.98
	60.84	0.01	24.69	<0.01	0.30	<0.01	<0.01	6.54	<0.01	7.64	0.26	100.28
	61.88	0.03	23.64	0.40	0.25	<0.01	0.02	5.03	0.04	8.46	0.47	100.22
65.30	0.01	18.5	0.01	0.21	<0.01	0.04	0.53	0.09	10.63	1.00	96.33	
68.21	<0.01	19.6	<0.01	0.11	<0.01	<0.01	0.62	0.05	11.75	0.08	100.40	

Таблица П7. Содержание петрогенных оксидов (мас. %) в минералах пород переходных зон синплутонических даек участка Стрелка (обр. 7-163-12). Продолжение.

Минерал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
Pl	59.14	<0.01	25.48	0.01	0.11	<0.01	<0.01	7.62	<0.01	7.14	0.21	99.71
	64.60	0.02	22.17	0.91	0.15	<0.01	<0.01	3.94	<0.01	9.56	0.13	101.50
Amp	47.02	0.68	8.14	<0.01	15.20	0.30	12.68	12.01	<0.01	1.03	0.87	97.93
	46.72	0.73	8.59	<0.01	15.45	0.28	12.69	12.05	0.02	1.05	0.92	98.50
	46.99	0.61	8.37	<0.01	15.18	0.30	12.78	12.06	0.05	1.06	0.87	98.25
	47.09	0.69	8.11	0.01	14.95	0.30	12.90	12.08	0.02	1.12	0.86	98.13
	44.86	0.85	9.30	0.01	16.22	0.30	11.89	11.98	0.02	1.21	1.11	97.76
	47.33	0.73	8.36	<0.01	15.28	0.34	12.65	12.07	<0.01	1.04	0.88	98.68
	47.33	0.56	8.11	0.02	15.03	0.32	13.17	12.09	<0.01	0.98	0.82	98.42
	45.57	0.74	8.92	0.02	15.96	0.33	12.07	11.94	0.04	1.16	1.00	97.75
	46.66	0.64	8.83	<0.01	15.66	0.31	12.55	12.13	<0.01	1.09	0.92	98.79
	45.48	0.55	8.48	0.03	15.62	0.32	12.36	12.10	<0.01	1.02	0.88	96.84
	46.70	0.69	8.88	0.02	15.76	0.31	12.06	12.07	0.02	1.09	0.94	98.54
	46.41	0.64	8.95	0.01	15.65	0.32	12.51	12.07	<0.01	1.03	0.92	98.52
	45.67	0.91	9.06	<0.01	15.99	0.30	12.23	12.03	0.08	1.16	1.05	98.48
	45.44	0.85	9.24	0.02	16.35	0.33	12.09	11.89	<0.01	1.28	1.05	98.53
	45.72	0.79	9.07	<0.01	16.10	0.35	12.14	11.93	<0.01	1.07	1.03	98.19
	45.17	1.04	9.46	0.03	16.48	0.32	11.67	11.95	0.03	1.23	1.12	98.51
	46.72	0.57	8.53	0.05	16.88	0.33	11.88	11.92	<0.01	0.93	0.86	98.67
	46.39	0.67	8.34	0.05	16.23	0.33	12.45	12.01	<0.01	0.99	0.84	98.31
	45.15	0.65	8.12	0.11	15.75	0.36	12.18	13.19	<0.01	1.01	0.86	97.37
	46.03	0.54	8.54	0.14	16.21	0.35	12.67	11.92	<0.01	1.00	0.87	98.28
	46.57	0.50	8.35	0.17	16.00	0.36	12.40	12.08	<0.01	0.96	0.80	98.19
	46.00	0.83	8.47	0.32	16.12	0.36	12.25	11.86	<0.01	1.23	0.94	98.36
	46.06	0.80	8.53	0.15	16.04	0.35	12.28	12.03	<0.01	1.06	0.94	98.24
	47.67	0.66	7.09	0.14	15.09	0.34	13.68	12.02	0.01	1.03	0.68	98.40
	46.44	0.62	8.47	0.10	15.85	0.31	12.51	12.01	0.05	1.06	0.89	98.31
	43.60	1.04	10.08	0.02	18.12	0.35	10.87	11.88	0.01	1.32	1.30	98.58
	45.77	0.75	8.81	0.02	17.37	0.37	11.46	11.86	0.03	1.01	0.92	98.39
	46.22	0.65	8.92	0.16	16.69	0.34	11.56	11.77	0.06	1.10	1.23	98.69
	44.12	0.77	9.69	0.03	17.80	0.37	10.82	11.78	<0.01	1.14	1.12	97.64
	44.78	0.87	8.95	0.03	17.25	0.37	11.43	11.86	0.01	1.21	1.07	97.84
	44.75	1.54	8.12	0.01	16.49	0.35	10.65	12.08	0.09	0.97	1.02	96.05
	45.44	0.76	8.95	0.02	17.21	0.37	11.42	11.88	0.03	1.11	0.98	98.15
	44.78	0.89	9.42	<0.01	17.10	0.36	11.28	11.90	0.05	1.21	1.11	98.08
45.28	0.73	8.82	<0.01	17.37	0.32	11.57	11.50	0.02	1.07	0.97	97.66	
44.28	0.80	9.42	0.04	17.36	0.37	10.95	11.93	<0.01	1.13	1.13	97.41	
46.09	0.73	8.42	0.15	16.53	0.40	11.94	11.94	<0.01	1.21	0.89	98.30	
44.93	0.74	9.04	0.17	17.21	0.36	11.49	11.87	<0.01	1.17	1.02	98.01	
45.58	0.67	8.78	0.19	16.93	0.35	11.63	11.88	0.01	1.08	0.93	98.02	
45.02	0.61	9.02	0.10	17.04	0.36	11.38	11.91	0.02	1.12	0.97	97.56	
45.27	0.75	9.01	0.04	17.28	0.36	11.29	11.88	<0.01	1.16	0.99	98.04	
45.88	0.70	8.92	0.08	17.03	0.36	11.19	11.97	<0.01	0.95	0.94	98.04	
46.80	0.78	7.68	0.22	15.58	0.34	12.51	12.00	0.05	0.98	0.80	97.74	
47.40	0.74	8.29	0.15	16.16	0.34	11.92	12.06	0.02	0.96	0.87	98.90	

Таблица П7. Содержание петрогенных оксидов (мас. %) в минералах пород переходных зон синплутонических даек участка Стрелка (обр. 7-163-12). Продолжение.

Минерал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
Аmp	46,68	0,56	8,08	0,34	15,69	0,34	12,76	12,10	<0,01	1,00	0,77	98,33
	46,58	0,57	8,11	0,16	15,87	0,36	12,60	12,02	0,01	0,90	0,77	97,95
	46,13	0,49	8,58	0,09	16,18	0,36	12,25	12,01	<0,01	0,97	0,83	97,89
	46,42	0,61	8,13	0,14	15,92	0,37	12,36	12,05	<0,01	0,99	0,79	97,78
	46,42	0,81	8,52	1,45	15,94	0,35	11,55	11,95	0,04	1,04	0,92	99,00
	46,82	0,54	8,45	0,16	16,48	0,36	12,18	12,04	<0,01	1,01	0,83	98,87
	45,08	0,64	8,94	0,21	17,78	0,41	11,40	11,87	<0,01	1,05	0,95	98,31
	45,35	0,69	8,70	0,09	17,65	0,38	11,18	11,87	0,01	1,08	0,95	97,96
	45,23	0,88	9,14	0,04	17,35	0,37	11,41	11,87	<0,01	1,16	1,03	98,46
	44,57	0,69	8,28	0,05	16,72	0,35	12,71	11,73	<0,01	1,27	0,98	97,36
	45,57	0,70	8,92	0,05	17,58	0,36	11,34	11,88	<0,01	1,13	0,92	98,45
	44,97	0,72	9,13	0,08	18,04	0,40	11,07	11,83	<0,01	1,11	1,04	98,39
	44,46	0,64	8,68	0,89	17,15	0,37	10,84	11,78	0,03	1,08	0,92	96,85
	44,80	0,70	8,76	0,07	17,31	0,40	11,32	11,83	0,01	1,20	0,97	97,37
	45,56	0,69	8,85	0,20	17,01	0,39	11,32	11,88	<0,01	1,26	0,93	98,07
	45,65	0,55	8,63	0,04	17,03	0,36	11,40	11,91	0,02	1,01	0,90	97,50
45,14	0,71	8,88	0,07	17,30	0,42	11,34	11,90	<0,01	1,17	0,99	97,91	
Bt	36,62	1,61	15,11	<0,01	18,41	0,25	13,39	0,03	0,06	0,08	8,52	94,09
	36,71	2,94	14,24	<0,01	19,34	0,26	12,27	<0,01	0,21	0,10	9,55	95,60
	36,95	3,48	14,03	<0,01	18,56	0,25	12,34	<0,01	0,07	0,03	9,78	95,50
	37,42	3,30	14,74	<0,01	19,37	0,27	11,85	0,05	0,07	0,10	9,43	96,61
	37,52	1,78	14,82	<0,01	19,16	0,27	13,16	0,02	<0,01	0,07	9,22	96,02
	37,79	2,11	14,86	<0,01	17,93	0,24	13,24	0,04	0,07	0,06	9,33	95,67
	37,10	1,81	13,88	<0,01	19,31	0,27	12,63	0,06	0,03	0,07	8,95	94,13
	36,64	1,63	14,59	<0,01	19,86	0,24	12,24	0,10	0,02	0,06	8,98	94,36
	37,85	2,42	14,18	<0,01	18,10	0,21	12,15	0,03	0,08	0,08	9,70	94,80
	37,46	1,71	14,94	<0,01	19,09	0,23	12,70	0,05	0,08	0,09	9,64	95,97
	37,26	3,49	14,19	<0,01	19,58	0,26	11,80	<0,01	0,07	0,06	9,68	96,40
	37,30	2,59	14,61	<0,01	19,30	0,25	12,26	0,03	0,24	0,11	9,34	96,02
	36,62	2,51	14,44	<0,01	19,07	0,24	12,27	0,07	0,07	0,09	9,21	94,59
	37,17	3,09	14,90	<0,01	19,26	0,23	12,19	0,02	0,04	0,08	9,56	96,56
	36,77	3,02	14,40	<0,01	18,89	0,26	12,08	0,06	0,06	0,08	9,16	94,76
	37,29	3,07	14,38	<0,01	19,43	0,22	12,25	<0,01	0,15	0,08	9,60	96,48
	36,56	3,30	14,25	<0,01	18,81	0,27	12,06	0,06	0,11	0,13	9,33	94,87
	36,72	3,11	14,14	<0,01	18,93	0,27	12,30	0,04	0,06	0,11	9,35	95,02
	36,93	3,35	14,28	<0,01	18,34	0,25	12,10	0,03	0,06	0,10	9,15	94,61
	36,87	1,98	14,75	<0,01	17,82	0,26	13,43	0,02	0,08	0,05	9,33	94,59
	37,30	2,41	14,75	<0,01	17,49	0,27	12,95	0,01	0,12	0,06	9,64	95,00
	37,17	2,48	14,59	<0,01	19,02	0,24	12,56	0,08	0,01	0,12	9,21	95,49
	36,93	3,01	14,66	<0,01	19,20	0,24	12,12	<0,01	0,03	0,09	9,60	95,87
	37,46	3,48	14,78	<0,01	19,02	0,25	12,23	<0,01	0,01	0,10	9,58	96,90
	36,38	3,71	14,14	<0,01	19,00	0,26	11,60	0,01	0,10	0,09	9,49	94,80
	36,70	3,38	14,28	<0,01	19,34	0,25	11,77	0,02	0,08	0,06	9,45	95,33
	37,27	2,99	14,59	<0,01	18,61	0,28	12,24	0,01	0,14	0,09	9,21	95,43
	36,68	3,48	14,07	<0,01	19,06	0,26	12,02	<0,01	<0,01	0,09	9,77	95,44
	36,56	3,25	13,84	<0,01	18,53	0,26	12,26	0,04	<0,01	0,14	9,39	94,27
	36,62	3,11	13,83	<0,01	18,57	0,28	12,30	0,04	<0,01	0,13	9,54	94,42
36,22	2,48	14,29	<0,01	18,71	0,26	12,86	0,08	<0,01	0,13	9,32	94,35	
36,28	3,03	14,29	<0,01	18,89	0,24	12,17	0,01	<0,01	0,08	9,78	94,77	
36,73	3,06	13,91	<0,01	19,20	0,23	12,18	0,01	<0,01	0,07	9,56	94,94	

Таблица П7. Содержание петрогенных оксидов (мас. %) в минералах пород переходных зон синплутонических даек участка Стрелка (обр. 7-163-12). Продолжение.

Минерал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
Bt	36.97	2.30	14.14	<0.01	17.94	0.23	12.98	<0.01	<0.01	0.06	9.81	94.44
	35.81	3.50	13.98	<0.01	19.47	0.24	11.84	0.01	<0.01	0.07	9.68	94.60
	36.97	3.30	13.92	<0.01	19.31	0.27	12.02	<0.01	<0.01	0.09	9.74	95.61
	36.09	3.28	13.78	<0.01	19.35	0.25	12.03	<0.01	<0.01	0.11	9.66	94.56
	36.41	3.39	14.01	<0.01	19.49	0.26	11.87	0.03	<0.01	0.09	9.74	95.29
	36.37	3.51	13.83	<0.01	19.52	0.22	11.94	<0.01	<0.01	0.07	9.75	95.22
	36.36	3.48	13.91	<0.01	19.43	0.23	11.87	0.01	<0.01	0.09	9.74	95.12
	36.72	1.64	14.61	<0.01	18.70	0.25	12.76	0.03	<0.01	0.10	9.54	94.36
	36.70	1.81	14.63	<0.01	18.74	0.25	13.34	0.09	<0.01	0.08	8.89	94.53
	36.86	2.14	14.42	<0.01	18.70	0.25	13.08	0.02	<0.01	0.08	9.67	95.21
	36.40	3.31	14.16	<0.01	19.14	0.26	12.13	0.01	<0.01	0.07	9.67	95.15
	36.29	2.19	14.10	<0.01	19.03	0.23	12.70	0.01	<0.01	0.10	9.45	94.10
	36.77	2.74	14.09	<0.01	19.30	0.22	12.05	0.09	<0.01	0.10	9.39	94.76

Таблица П8. Результаты U-Pb изотопных исследований цирконов из лейкогранитов верхней части комбинированной дайки Сайзырал (проба Y68-3) (Yakovlev et al., 2024).

№	Изотопные отношения				Rho	Возраст, млн лет				D, %
	Pb ²⁰⁷ /U ²³⁵	1σ	Pb ²⁰⁶ /U ²³⁸	1σ		Pb ²⁰⁷ /U ²³⁵	1σ	Pb ²⁰⁶ /U ²³⁸	1σ	
Лейкогранит из верхней части комбинированной дайки (проба Y68-3)										
1	0.6187	0.0094	0.07865	0.0007	0.59	489	6	488	4	0.18
2	0.6196	0.01496	0.07682	0.00075	0.40	489	9	477	4	2.62
3	0.61896	0.01732	0.07913	0.0008	0.36	489	11	491	5	-0.35
4	0.61789	0.01274	0.07901	0.00074	0.45	489	8	490	4	-0.35
7	0.62111	0.01019	0.0769	0.0007	0.55	491	6	478	4	2.70
8	0.62056	0.01047	0.07803	0.00071	0.54	490	7	484	4	1.20
9	0.62588	0.01692	0.07825	0.00078	0.37	494	11	486	5	1.61
10	0.62039	0.01134	0.07923	0.00073	0.50	490	7	492	4	-0.28
11	0.62097	0.01401	0.07892	0.00076	0.43	491	9	490	5	0.16
13	0.62023	0.01215	0.07873	0.00074	0.48	490	8	489	4	0.31
14	0.62217	0.01599	0.07755	0.00078	0.39	491	10	482	5	2.01
16	0.61927	0.01419	0.07876	0.00076	0.42	489	9	489	5	0.14
18	0.61894	0.01339	0.07879	0.00076	0.45	489	8	489	5	0.06

Таблица П9. Результаты U-Pb изотопных исследований цирконов из лейкогранитов простых даек (проба КТ1019) (Karmysheva et al., 2021).

№	Изотопные отношения				Rho	Возраст, млн лет				D, %
	Pb ²⁰⁷ /U ²³⁵	1σ	Pb ²⁰⁶ /U ²³⁸	1σ		Pb ²⁰⁷ /U ²³⁵	1σ	Pb ²⁰⁶ /U ²³⁸	1σ	
1	0.61676	0.00774	0.07809	0.00071	0.72	488	5	485	4	0.64
2	0.60862	0.00928	0.07801	0.00072	0.61	483	6	484	4	-0.31
3	0.61123	0.00749	0.07846	0.00071	0.74	484	5	487	4	-0.53
4	0.60974	0.00675	0.07879	0.00071	0.81	483	4	489	4	-1.12
5	0.61641	0.00923	0.07780	0.00072	0.62	488	6	483	4	0.95
6	0.61257	0.00659	0.07893	0.00071	0.84	485	4	490	4	-0.92
7	0.61563	0.01156	0.07790	0.00074	0.51	487	7	484	4	0.72
8	0.61819	0.01282	0.07772	0.00076	0.47	489	8	483	5	1.28
9	0.61434	0.01076	0.07822	0.00074	0.54	486	7	486	4	0.16
10	0.61197	0.01107	0.07847	0.00075	0.53	485	7	487	4	-0.45
11	0.62113	0.01227	0.07921	0.00077	0.49	491	8	491	5	-0.16
12	0.61513	0.00947	0.07804	0.00073	0.61	487	6	484	4	0.50
13	0.61889	0.01555	0.07897	0.00080	0.40	489	9	490	5	-0.18
14	0.61559	0.00747	0.07824	0.00071	0.75	487	5	486	4	0.31
15	0.61236	0.00820	0.07835	0.00072	0.69	485	5	486	4	-0.25
16	0.61310	0.00832	0.07842	0.00072	0.68	486	5	487	4	-0.25
17	0.61479	0.00775	0.07838	0.00072	0.73	487	5	486	4	0.04
18	0.61299	0.01009	0.07817	0.00074	0.58	485	6	485	4	0.04
19	0.61538	0.01409	0.07846	0.00078	0.43	487	9	487	5	0
20	0.61386	0.01545	0.07819	0.00080	0.41	486	9	485	5	0.14
21	0.66159	0.01466	0.08368	0.00082	0.44	516	9	518	5	-0.48
22	0.65944	0.01355	0.08262	0.00081	0.48	514	8	512	5	0.49
23	0.70790	0.00799	0.08772	0.00079	0.80	544	5	542	5	0.28
24	0.70375	0.01005	0.08777	0.00081	0.65	541	6	542	5	-0.24

Таблица П10. Результаты U-Pb изотопных исследований цирконов из порфирированных кварцевых сиенитов Нижнеэрзинского массива, участок Стрелка (проба КТ1008) (Кармышева и др., 2022а).

№	Изотопные отношения				Rho	Возраст, млн лет				D, %
	Pb ²⁰⁷ /U ²³⁵	1σ	Pb ²⁰⁶ /U ²³⁸	1σ		Pb ²⁰⁷ /U ²³⁵	1σ	Pb ²⁰⁶ /U ²³⁸	1σ	
1	0.61505	0.01111	0.07853	0.00072	0.51	487	7	487	4	-0.12
2	0.61768	0.01152	0.07899	0.00073	0.50	488	7	490	4	-0.35
3	0.61508	0.02141	0.07854	0.00086	0.31	487	13	487	5	-0.12
4	0.61846	0.01214	0.07800	0.00073	0.48	489	8	484	4	0.97
5	0.61698	0.02491	0.07876	0.00091	0.29	488	16	488	5	-0.14
6	0.61822	0.01932	0.07912	0.00084	0.34	489	12	491	5	-0.43
7	0.61769	0.01800	0.07841	0.00081	0.35	488	11	487	5	0.37
8	0.61703	0.02017	0.07843	0.00084	0.33	488	13	487	5	0.27
9	0.61938	0.01558	0.07828	0.00078	0.40	489	10	486	5	0.74
10	0.61699	0.01565	0.07862	0.00079	0.40	488	10	488	5	0.02
11	0.62048	0.01507	0.07724	0.00078	0.42	490	10	480	5	2.19
12	0.62003	0.01861	0.07897	0.00085	0.36	490	12	490	5	-0.02
13	0.61614	0.01321	0.07853	0.00078	0.46	487	8	487	5	0
14	0.61676	0.01057	0.07916	0.00076	0.56	488	6	491	5	-0.67
15	0.61832	0.01192	0.07897	0.00077	0.51	489	7	490	5	-0.24
16	0.61732	0.01726	0.07809	0.00083	0.38	488	11	485	5	0.72
17	0.61668	0.04599	0.07856	0.00134	0.23	488	29	487	8	0.06
18	0.61838	0.01361	0.07807	0.00079	0.46	489	9	485	5	0.87
19	0.60839	0.01721	0.07953	0.00085	0.38	482	11	493	5	-2.19
20	0.61880	0.01648	0.07815	0.00083	0.40	489	10	485	5	0.85
21	0.61645	0.02174	0.07859	0.00091	0.33	488	14	488	5	-0.02
22	0.61803	0.02250	0.07786	0.00090	0.32	489	14	483	5	1.10

Таблица П11. Содержания петрогенных оксидов (мас. %) и редких элементов (г/т) в породах простых базитовых и лейкогранитных даек.

Порода	Габбро							
	Образец	K236	K428	K452-3	KT1076-2	KT1418	KT1429	KT1046
SiO ₂	53.31	49.62	51.67	53.58	49.87	50.34	50.95	50.20
TiO ₂	1.08	1.34	0.86	1.17	0.74	1.87	2.01	1.24
Al ₂ O ₃	14.67	16.96	15.70	14.25	13.86	17.58	14.61	16.68
Fe ₂ O ₃ ^T	10.20	10.09	8.91	8.90	9.91	11.12	13.97	9.88
MnO	0.14	0.16	0.15	0.16	0.21	0.17	0.17	0.17
MgO	6.70	5.87	6.89	5.91	9.79	5.17	7.12	6.32
CaO	8.19	8.64	9.38	7.94	8.24	7.22	7.07	6.85
Na ₂ O	2.46	3.61	3.13	2.92	2.43	3.40	3.74	3.58
K ₂ O	1.07	1.23	1.42	2.70	2.49	1.22	0.28	1.50
P ₂ O ₅	0.54	0.29	0.13	0.51	0.09	0.41	0.13	0.56
ППП	0.82	1.54	1.47	1.66	1.75	0.89	0.12	2.82
Сумма	99.19	99.36	99.70	99.72	99.38	99.40	100.18	99.80
Rb	133	-	-	79	-	-	18	-
Sr	566	-	-	778	-	-	619	-
Y	34	-	-	33	-	-	26	-
Zr	189	-	-	164	-	-	112	-
Nb	10.7	-	-	8.1	-	-	4.7	-
Cs	1.30	-	-	0.97	-	-	0.26	-
Ba	729	-	-	785	-	-	367	-
La	34	-	-	44	-	-	31	-
Ce	74	-	-	102	-	-	72	-
Pr	9.9	-	-	13.6	-	-	9.8	-
Nd	44	-	-	57	-	-	45	-
Sm	10.0	-	-	12.3	-	-	9.9	-
Eu	2.7	-	-	3.0	-	-	2.7	-
Gd	9.0	-	-	10.5	-	-	8.6	-
Tb	1.20	-	-	1.19	-	-	1.07	-
Dy	6.4	-	-	6.1	-	-	5.4	-
Ho	1.17	-	-	1.11	-	-	0.93	-
Er	2.9	-	-	2.9	-	-	2.3	-
Tm	0.43	-	-	0.38	-	-	0.31	-
Yb	2.59	-	-	2.33	-	-	1.86	-
Lu	0.40	-	-	0.34	-	-	0.26	-
Hf	4.3	-	-	3.7	-	-	2.4	-
Ta	0.59	-	-	0.52	-	-	0.26	-
Th	8.5	-	-	11.0	-	-	3.6	-
U	2.78	-	-	4.64	-	-	1.02	-

Таблица П11. Содержания петрогенных оксидов (мас. %) и редких элементов (г/т) в породах простых базитовых и лейкогранитных даек. Продолжение.

Порода	Габбро		Лейкогранит					
	КТ1119	КТ1069а	К175	К303-1	КТ1019	КТ1124	Sh23	Sh23а
SiO ₂	47.82	48.71	76.25	73.55	75.12	75.09	73.68	74.32
TiO ₂	1.04	0.40	0.09	0.12	0.10	0.17	0.19	0.22
Al ₂ O ₃	14.16	16.58	12.68	13.49	13.07	13.24	13.39	13.60
Fe ₂ O ₃ ^T	11.33	12.19	1.31	1.53	1.76	1.48	2.17	2.00
MnO	0.16	0.15	0.03	0.03	0.04	0.03	0.04	0.04
MgO	8.46	6.11	0.16	0.33	0.18	0.35	0.38	0.38
CaO	6.34	9.50	0.85	1.05	0.48	0.68	0.74	0.88
Na ₂ O	3.19	4.07	2.83	2.87	3.37	3.05	3.69	3.11
K ₂ O	0.47	0.28	5.47	5.23	4.55	4.37	4.24	4.72
P ₂ O ₅	0.09	0.04	0.02	0.05	0.02	0.05	0.03	0.04
ППП	6.99	0.32	0.23	0.92	0.75	0.87	0.70	0.68
Сумма	100.05	98.35	99.91	99.17	99.44	99.38	99.25	99.99
Rb	-	-	-	179	115	-	-	-
Sr	-	-	-	98	26	-	-	-
Y	-	-	-	49	45	-	-	-
Zr	-	-	-	81	152	-	-	-
Nb	-	-	-	18.7	27.0	-	-	-
Cs	-	-	-	5.68	1.68	-	-	-
Ba	-	-	-	425	241	-	-	-
La	-	-	-	16	19	-	-	-
Ce	-	-	-	32	46	-	-	-
Pr	-	-	-	4.0	5.6	-	-	-
Nd	-	-	-	16	23	-	-	-
Sm	-	-	-	4.5	6.0	-	-	-
Eu	-	-	-	0.4	0.5	-	-	-
Gd	-	-	-	5.2	6.4	-	-	-
Tb	-	-	-	0.97	1.10	-	-	-
Dy	-	-	-	7.0	7.3	-	-	-
Ho	-	-	-	1.55	1.50	-	-	-
Er	-	-	-	4.9	4.1	-	-	-
Tm	-	-	-	0.84	0.70	-	-	-
Yb	-	-	-	5.77	4.51	-	-	-
Lu	-	-	-	0.84	0.70	-	-	-
Hf	-	-	-	3.1	5.9	-	-	-
Ta	-	-	-	3.59	2.07	-	-	-
Th	-	-	-	17.2	10.7	-	-	-
U	-	-	-	3.68	1.79	-	-	-

Таблица П12. Содержания петрогенных оксидов (мас. %) и редких элементов (г/т) в породах минглинг даек участков Матут, Баянкол и РЛС.

Участок	Баянкол						Матут		
	Габбро			Диорит	Гранит		Диорит		Лейко-гранит
Образец	КТ1073-2	К438-1	КТ1073-7	К438	КТ1073-1	КТ1073-а	К300	К153-2	К319-5
SiO ₂	48.37	50.19	51.82	55.94	70.21	69.82	52.38	53.43	74.00
TiO ₂	1.18	1.71	0.99	1.41	0.33	0.52	1.20	1.06	0.12
Al ₂ O ₃	16.03	16.91	15.92	16.05	14.18	13.75	16.86	16.38	13.62
Fe ₂ O ₃ ^T	10.42	10.60	9.30	8.61	2.96	3.79	9.00	8.80	1.11
MnO	0.19	0.16	0.14	0.13	0.04	0.08	0.14	0.14	0.02
MgO	7.88	4.95	6.99	4.06	0.91	1.33	5.27	5.65	0.24
CaO	7.90	8.12	8.20	6.88	1.57	2.06	5.50	7.62	0.72
Na ₂ O	3.05	3.26	2.99	3.34	3.66	3.36	3.95	3.44	3.67
K ₂ O	1.60	1.51	1.21	1.84	4.52	3.40	2.28	1.56	4.95
P ₂ O ₅	0.15	0.56	0.14	0.43	0.08	0.13	0.43	0.40	0.05
ППП	2.23	1.59	2.07	1.05	1.45	1.27	2.32	1.43	0.34
Сумма	98.99	99.57	99.77	99.75	99.90	99.51	99.35	99.92	98.84
Rb	52	-	-	-	109	-	59	39	-
Sr	450	-	-	-	186	-	671	626	-
Y	27	-	-	-	15	-	27	25	-
Zr	185	-	-	-	220	-	155	148	-
Nb	5.3	-	-	-	8.7	-	9.9	8.0	-
Cs	0.37	-	-	-	1.01	-	0.61	0.54	-
Ba	557	-	-	-	2041	-	1005	445	-
La	20	-	-	-	40	-	26	26	-
Ce	49	-	-	-	75	-	57	56	-
Pr	6.7	-	-	-	7.0	-	7.4	7.1	-
Nd	32	-	-	-	23	-	32	30	-
Sm	7.7	-	-	-	3.2	-	6.6	6.0	-
Eu	2.4	-	-	-	0.7	-	1.9	1.7	-
Gd	7.6	-	-	-	2.8	-	5.9	5.5	-
Tb	1.05	-	-	-	0.39	-	0.90	0.88	-
Dy	5.3	-	-	-	2.2	-	4.8	4.7	-
Ho	0.90	-	-	-	0.48	-	0.97	0.90	-
Er	2.4	-	-	-	1.4	-	2.6	2.4	-
Tm	0.34	-	-	-	0.21	-	0.38	0.36	-
Yb	1.99	-	-	-	1.40	-	2.41	2.27	-
Lu	0.27	-	-	-	0.21	-	0.36	0.33	-
Hf	4.1	-	-	-	4.9	-	3.3	3.4	-
Ta	0.23	-	-	-	0.49	-	0.59	0.54	-
Th	2.4	-	-	-	20.4	-	3.7	3.9	-
U	0.85	-	-	-	1.20	-	1.22	1.37	-

Таблица П12. Содержания петрогенных оксидов (мас. %) и редких элементов (г/т) в породах минглинг даек участков Матут, Баянкол и РЛС. Продолжение.

Участок Порода	РЛС							
	Габбро			Диорит		Гранит	Лейкогранит	
Образец	Y82	Y80-2	Y80-4	7-149-3*	Y81-3	Y67-3	7-149-2*	Y75-1
SiO ₂	51.14	52.63	52.91	57.11	57.13	66.77	74.44	72.53
TiO ₂	0.97	0.94	0.93	1.12	0.96	0.70	0.15	0.30
Al ₂ O ₃	16.09	15.91	16.14	16.00	16.77	13.69	13.38	14.07
Fe ₂ O ₃ ^T	8.93	8.66	8.50	8.07	7.49	5.53	1.78	2.48
MnO	0.16	0.16	0.16	0.12	0.14	0.08	0.01	0.05
MgO	6.65	6.42	6.42	3.84	3.85	2.55	0.19	0.55
CaO	9.34	8.95	8.80	5.61	6.08	2.01	1.23	1.79
Na ₂ O	3.53	3.09	3.20	3.17	2.99	2.46	3.53	3.64
K ₂ O	0.98	1.47	1.47	2.27	2.01	4.12	4.65	3.95
P ₂ O ₅	0.37	0.33	0.33	0.33	0.35	0.06	0.04	0.11
ППП	1.01	1.15	1.32	2.22	1.39	2.09	0.65	0.36
Сумма	99.15	99.70	100.18	99.85	99.17	99.97	100.05	99.84
Rb	-	-	-	61	-	71	-	-
Sr	-	-	-	525	-	199	-	-
Y	-	-	-	30	-	16	-	-
Zr	-	-	-	170	-	264	-	-
Nb	-	-	-	9.9	-	8.8	-	-
Cs	-	-	-	0.32	-	0.67	-	-
Ba	-	-	-	601	-	827	-	-
La	-	-	-	31	-	26	-	-
Ce	-	-	-	63	-	51	-	-
Pr	-	-	-	8.6	-	6.1	-	-
Nd	-	-	-	32	-	23	-	-
Sm	-	-	-	5.9	-	4.1	-	-
Eu	-	-	-	1.8	-	1.0	-	-
Gd	-	-	-	5.9	-	3.9	-	-
Tb	-	-	-	0.86	-	0.55	-	-
Dy	-	-	-	4.6	-	2.8	-	-
Ho	-	-	-	0.91	-	0.51	-	-
Er	-	-	-	2.6	-	1.4	-	-
Tm	-	-	-	0.40	-	0.21	-	-
Yb	-	-	-	2.60	-	1.30	-	-
Lu	-	-	-	0.40	-	0.19	-	-
Hf	-	-	-	4.5	-	6.3	-	-
Ta	-	-	-	0.73	-	0.46	-	-
Th	-	-	-	7.9	-	8.8	-	-
U	-	-	-	3.44	-	0.72	-	-

* Автор проб – М.Л. Куйбида

Таблица П13. Содержания петрогенных оксидов (мас. %) и редких элементов (г/т) в породах минглинг даек участка Тавыт-Даг.

Порода	Габбро		Диорит						Гранит		
	Образец	К314 -1	Y69 -12	KT125 2	KT1252 -1*	KT1252 -5*	K407 *	Y69 -4	Y69 -7	KT1252 -6	KT1252 -7*
SiO ₂	46.26	49.1	51.33	54.53	50.9	52.1	52.9	51.8	69.31	69.71	70.06
TiO ₂	1.80	1.45	1.22	1.13	1.37	1.26	1.18	1.30	0.34	0.28	0.33
Al ₂ O ₃	16.31	17.6	17.09	17.2	16.96	17.49	17.2	16.9	14.64	14.36	14.52
Fe ₂ O ₃ ^T	11.32	10.3	9.85	8.50	9.96	9.62	8.92	9.36	3.31	3.38	3.03
MnO	0.25	0.17	0.15	0.13	0.16	0.15	0.15	0.15	0.07	0.08	0.08
MgO	6.29	5.43	5.08	4.28	4.88	4.91	4.96	5.28	0.98	0.80	0.89
CaO	7.81	8.05	7.77	6.64	7.61	7.64	7.15	7.45	2.48	2.44	2.30
Na ₂ O	3.09	3.45	3.51	3.58	3.43	3.54	3.55	3.57	3.37	3.34	3.09
K ₂ O	1.84	2.02	2.06	2.17	2.22	1.99	2.06	1.94	4.30	4.25	4.89
P ₂ O ₅	0.56	0.60	0.45	0.42	0.52	0.46	0.44	0.48	0.15	0.13	0.13
ППП	3.95	1.39	1.01	1.13	1.23	0.77	0.98	0.99	0.41	0.46	0.36
Сумма	99.49	99.6	99.51	99.70	99.22	99.94	99.6	99.2	99.37	99.23	99.69
Rb	94	45	38	41	68	50	-	49	110	88	118
Sr	480	616	625	617	616	675	-	623	439	415	414
Y	26	33	27	26	31	29	-	29	18	19	20
Zr	129	183	160	162	176	182	-	169	192	152	175
Nb	6.7	11.0	9.3	9.7	10.7	11.1	-	9.1	9.7	9.3	12.0
Cs	0.97	0.79	0.49	0.45	1.16	1.10	-	1.22	3.74	1.72	2.21
Ba	982	554	542	641	568	572	-	577	1305	1209	1292
La	23	32	28	28	31	31	-	31	46	32	33
Ce	51	74	60	62	67	68	-	64	81	55	60
Pr	7.0	10.4	7.7	7.9	8.8	8.9	-	9.1	8.2	6.0	6.4
Nd	31	42	32	32	38	37	-	36	27	21	22
Sm	6.5	8.7	6.4	6.4	7.4	7.6	-	7.2	4.5	3.4	3.7
Eu	2.2	2.6	1.9	1.8	2.1	2.1	-	2.0	0.8	0.8	0.8
Gd	6.0	7.4	6.3	5.9	6.8	6.3	-	6.6	3.5	3.1	3.5
Tb	0.93	1.10	0.88	0.85	0.96	0.97	-	0.91	0.47	0.44	0.50
Dy	5.2	6.0	4.9	4.6	5.1	5.4	-	5.4	2.6	2.6	3.2
Ho	0.96	1.21	0.93	0.93	1.08	1.14	-	0.95	0.51	0.60	0.67
Er	2.5	3.3	2.7	2.6	2.9	3.0	-	2.8	1.5	1.8	2.0
Tm	0.36	0.46	0.37	0.36	0.42	0.43	-	0.40	0.25	0.28	0.34
Yb	2.21	2.99	2.30	2.24	2.58	2.60	-	2.58	1.71	1.92	2.36
Lu	0.31	0.45	0.36	0.33	0.40	0.40	-	0.39	0.27	0.29	0.37
Hf	2.7	4.2	3.5	3.6	4.1	3.8	-	3.9	5.2	4.2	5.0
Ta	0.36	0.59	0.52	0.63	0.57	0.56	-	0.51	0.57	0.46	0.63
Th	1.2	2.8	3.3	4.3	3.5	3.8	-	3.2	28.3	20.7	28.0
U	0.99	2.99	1.75	2.13	4.51	1.84	-	3.91	1.71	1.66	2.30

* Автор проб – Д.В. Семенова

Таблица П14. Содержания петрогенных оксидов (мас. %) и редких элементов (г/т) в породах минглинг даек участка Сайзырал.

Порода Образец	Габбро		Диорит						Лейкогранит		
	Y68-2	Y68-9	K304-1	КТ 1147-6	КТ 1147-7	КТ 1147-8	КТ 1255-4	Y68-6	КТ 1002-2	КТ 1002-4a	КТ 1147-2
SiO ₂	48.75	49.11	49.20	50.68	50.95	50.26	50.72	51.32	73.62	71.79	73.03
TiO ₂	1.69	2.06	1.68	1.67	1.67	1.66	1.68	1.77	0.21	0.27	0.23
Al ₂ O ₃	15.21	15.87	15.98	16.61	16.58	16.38	16.03	16.20	13.51	13.50	13.81
Fe ₂ O ₃ ^T	11.17	12.06	9.03	8.86	8.75	8.97	9.14	8.86	1.99	2.66	1.94
MnO	0.16	0.18	0.15	0.16	0.15	0.16	0.15	0.16	0.02	0.03	0.03
MgO	8.61	6.35	6.84	6.13	6.05	6.42	6.39	5.90	0.51	0.57	0.44
CaO	8.48	7.87	8.64	8.53	8.49	8.56	8.79	8.15	1.04	1.33	0.74
Na ₂ O	2.96	2.71	2.92	2.85	2.91	2.86	2.60	2.26	3.12	2.89	3.12
K ₂ O	0.98	0.68	2.54	2.05	1.99	1.99	2.75	2.07	4.02	4.70	4.97
P ₂ O ₅	0.41	0.87	0.65	0.64	0.61	0.61	0.62	0.73	0.16	0.10	0.08
ППП	1.11	1.69	1.41	1.15	1.12	1.02	0.76	1.68	1.26	1.30	0.88
Сумма	99.53	99.45	99.05	99.32	99.27	98.89	99.63	99.10	99.47	99.16	99.27
Rb	15	13	-	89	-	84	64	71	84	74	-
Sr	502	633	-	451	-	617	652	549	212	213	-
Y	26	35	-	30	-	28	26	26	42	36	-
Zr	137	172	-	296	-	297	294	322	135	189	-
Nb	13.6	10.4	-	49.9	-	52.6	46.9	55.7	13.2	8.8	-
Cs	0.25	0.39	-	1.91	-	1.48	0.67	1.00	1.68	0.37	-
Ba	348	544	-	512	-	708	959	678	1155	1312	-
La	19	29	-	30	-	31	30	33	30	48	-
Ce	43	66	-	68	-	68	65	67	66	92	-
Pr	6.0	9.1	-	8.6	-	8.7	8.1	8.7	7.1	10.1	-
Nd	26	40	-	36	-	36	34	34	26	36	-
Sm	5.8	8.7	-	7.5	-	7.5	7.0	7.1	5.3	7.2	-
Eu	1.7	2.6	-	2.2	-	2.2	2.0	1.9	0.7	0.7	-
Gd	5.9	7.9	-	6.8	-	6.7	6.6	6.1	5.6	6.8	-
Tb	0.86	1.15	-	0.99	-	0.94	0.94	0.86	0.94	0.96	-
Dy	4.9	5.9	-	5.6	-	5.3	5.1	4.5	6.6	5.8	-
Ho	0.93	1.09	-	1.08	-	0.96	1.02	0.88	1.38	1.26	-
Er	2.6	3.1	-	3.0	-	2.8	2.8	2.5	4.3	3.5	-
Tm	0.40	0.43	-	0.41	-	0.40	0.39	0.37	0.68	0.52	-
Yb	2.34	2.60	-	2.60	-	2.50	2.44	2.30	4.70	3.40	-
Lu	0.35	0.40	-	0.39	-	0.39	0.36	0.35	0.70	0.53	-
Hf	3.2	3.5	-	6.4	-	6.7	6.6	8.0	4.3	5.1	-
Ta	0.72	0.55	-	2.36	-	2.48	2.58	2.85	1.77	0.40	-
Th	1.7	1.7	-	4.8	-	4.5	4.8	3.9	19.4	23.6	-
U	0.73	0.64	-	2.68	-	2.19	1.83	1.99	3.25	2.83	-

Таблица П14. Содержания петрогенных оксидов (мас. %) и редких элементов (г/т) в породах минглинг даек участка Сайзырал. Продолжение.

Порода Образец	Лейкогранит						Гибрид		
	КТ 1147-3	КТ 1147-4	КТ 1147-5	КТ 1255*	КТ 1255-1*	Y68-3	Y68-4	Y68-10	КТ 1002
SiO ₂	73.01	72.80	72.41	73.71	73.08	75.84	73.33	60.19	57.11
TiO ₂	0.22	0.22	0.23	0.24	0.24	0.21	0.24	1.06	1.34
Al ₂ O ₃	13.68	13.60	13.52	13.44	13.81	13.11	13.43	15.05	15.72
Fe ₂ O ₃ ^T	1.96	2.10	2.13	2.28	2.36	1.92	2.18	5.98	7.10
MnO	0.03	0.04	0.03	0.04	0.04	0.03	0.03	0.09	0.11
MgO	0.43	0.48	0.45	0.51	0.40	0.48	0.44	4.00	4.57
CaO	0.73	0.79	0.94	0.48	1.02	0.83	0.69	5.25	6.11
Na ₂ O	3.11	3.10	3.10	3.05	2.87	3.27	3.13	3.10	2.85
K ₂ O	4.97	4.81	4.95	4.84	4.94	3.77	4.43	2.52	2.83
P ₂ O ₅	0.08	0.07	0.07	0.07	0.07	0.05	0.06	0.40	0.69
ППП	1.12	1.19	1.50	0.70	1.14	0.69	0.87	0.72	0.99
Сумма	99.34	99.20	99.33	99.37	99.98	100.21	98.84	98.37	99.41
Rb	-	-	-	131	111	81	91	76	93
Sr	-	-	-	126	152	147	155	438	533
Y	-	-	-	49	45	55	60	38	33
Zr	-	-	-	152	148	137	170	184	264
Nb	-	-	-	12.4	12.5	7.9	9.9	29.9	40.7
Cs	-	-	-	2.28	1.46	1.93	1.61	1.65	1.91
Ba	-	-	-	956	997	772	999	629	935
La	-	-	-	43	39	37	46	28	31
Ce	-	-	-	85	75	70	90	57	65
Pr	-	-	-	9.4	8.5	8.4	10.8	8.1	8.1
Nd	-	-	-	34	31	30	39	33	33
Sm	-	-	-	7.0	6.3	6.5	7.8	6.5	7.1
Eu	-	-	-	0.6	0.5	0.6	0.6	1.3	1.7
Gd	-	-	-	7.3	6.1	6.8	8.4	6.6	6.5
Tb	-	-	-	1.18	1.00	1.21	1.32	1.05	0.98
Dy	-	-	-	7.4	6.6	8.2	8.8	6.0	5.4
Ho	-	-	-	1.61	1.46	1.78	1.96	1.25	1.11
Er	-	-	-	4.7	4.4	5.5	5.8	3.6	3.0
Tm	-	-	-	0.75	0.70	0.91	0.92	0.57	0.44
Yb	-	-	-	4.95	4.30	5.72	5.62	3.75	2.90
Lu	-	-	-	0.73	0.67	0.86	0.88	0.57	0.43
Hf	-	-	-	4.6	4.4	4.6	5.6	5.3	6.0
Ta	-	-	-	0.97	1.15	0.81	0.75	1.80	2.08
Th	-	-	-	25.4	22.2	21.3	32.9	11.4	10.6
U	-	-	-	2.00	2.50	2.83	2.39	4.03	4.19

* Автор проб – Д.В. Семенова

Таблица П15. Содержания петрогенных оксидов (мас. %) и редких элементов (г/т) в породах синплутонических даек участков Стрелка и Восточный.

Участок	Стрелка										
	Порода	Диорит				Габбро			Грано-сиенит	Гранит	
Образец		7-158-2*	7-165-1*	7-192-3*	КТ 1014-1	КТ 1015-1	PR66	Y70-2		Y70-3	КТ 1008
SiO ₂	52.24	52.91	51.25	51.72	53.33	49.41	49.20	47.29	62.28	73.75	71.59
TiO ₂	0.79	1.12	1.23	1.05	0.82	1.66	1.06	1.54	1.00	0.20	0.55
Al ₂ O ₃	15.91	16.36	16.36	13.90	15.99	17.38	18.79	17.59	16.37	13.66	14.13
Fe ₂ O ₃ ^T	7.69	8.48	9.82	9.86	8.38	11.89	8.50	10.71	6.57	1.63	2.85
MnO	0.11	0.14	0.18	0.19	0.15	0.17	0.14	0.16	0.20	0.01	0.05
MgO	6.24	5.09	5.66	8.25	6.20	5.08	6.18	6.74	1.29	0.24	0.78
CaO	9.44	7.88	7.59	9.23	8.73	7.89	9.64	8.68	2.67	1.14	2.49
Na ₂ O	3.37	3.38	3.69	2.77	2.81	3.44	3.71	3.44	3.97	3.31	3.41
K ₂ O	1.53	2.15	1.75	1.33	1.47	1.14	0.69	1.36	3.99	5.19	3.08
P ₂ O ₅	0.17	0.49	0.32	0.34	0.19	0.41	0.35	0.43	0.30	0.04	0.04
ППП	2.12	1.83	2.09	1.03	1.63	1.14	0.90	1.00	0.58	0.47	0.48
Сумма	99.62	99.83	99.94	99.68	99.71	99.60	99.16	98.94	99.23	99.64	99.44
Rb	56	-	50	-	-	-	-	-	94	-	79
Sr	549	-	497	-	-	-	-	-	293	-	303
Y	28	-	27	-	-	-	-	-	45	-	63
Zr	170	-	130	-	-	-	-	-	840	-	371
Nb	8.4	-	7.1	-	-	-	-	-	31.5	-	26.1
Cs	0.43	-	0.79	-	-	-	-	-	0.65	-	0.90
Ba	721	-	369	-	-	-	-	-	1945	-	676
La	26	-	19	-	-	-	-	-	105	-	23
Ce	56	-	43	-	-	-	-	-	196	-	46
Pr	7.6	-	6.2	-	-	-	-	-	23.3	-	6.1
Nd	32	-	25	-	-	-	-	-	81	-	23
Sm	6.7	-	4.9	-	-	-	-	-	12.2	-	6.0
Eu	2.0	-	1.9	-	-	-	-	-	3.1	-	1.7
Gd	6.5	-	5.1	-	-	-	-	-	10.2	-	6.8
Tb	0.94	-	0.75	-	-	-	-	-	1.32	-	1.34
Dy	4.9	-	4.3	-	-	-	-	-	7.8	-	9.4
Ho	0.93	-	0.83	-	-	-	-	-	1.56	-	2.04
Er	2.5	-	2.3	-	-	-	-	-	4.7	-	6.5
Tm	0.37	-	0.35	-	-	-	-	-	0.74	-	1.08
Yb	2.33	-	2.21	-	-	-	-	-	4.71	-	7.15
Lu	0.34	-	0.35	-	-	-	-	-	0.73	-	1.08
Hf	4.0	-	3.2	-	-	-	-	-	20.5	-	10.3
Ta	0.52	-	0.43	-	-	-	-	-	2.29	-	3.25
Th	4.6	-	3.0	-	-	-	-	-	16.5	-	9.0
U	1.84	-	1.32	-	-	-	-	-	1.48	-	2.50

* Автор проб – М.Л. Куйбида

Таблица П15. Содержания петрогенных оксидов (мас. %) и редких элементов (г/т) в породах синплутонических даек участков Стрелка и Восточный. Продолжение.

Участок	Восточный								
	Диорит			Габбро			Гранит		
Порода	К150	К182-3	К183	К182-7	К169-1	К169-2	К182-1	К182-5	КТ1257-3
Образец	К150	К182-3	К183	К182-7	К169-1	К169-2	К182-1	К182-5	КТ1257-3
SiO ₂	50.05	48.94	50.88	48.47	45.18	68.56	76.17	67.02	73.15
TiO ₂	1.23	1.33	0.94	1.23	2.31	0.44	0.10	0.81	0.22
Al ₂ O ₃	15.42	16.19	14.44	16.91	16.08	14.91	12.74	14.46	14.05
Fe ₂ O ₃ ^T	9.81	10.07	9.26	9.66	13.08	2.73	1.17	4.97	2.20
MnO	0.18	0.18	0.17	0.16	0.19	0.04	0.02	0.09	0.04
MgO	8.32	7.69	8.61	7.99	6.20	1.03	0.13	1.55	0.32
CaO	7.10	9.49	9.56	9.43	8.30	1.97	0.44	2.44	1.28
Na ₂ O	3.19	3.44	3.22	3.21	3.26	4.18	3.47	4.15	3.76
K ₂ O	1.78	1.18	1.25	1.26	1.54	3.34	4.85	3.55	4.42
P ₂ O ₅	0.19	0.22	0.31	0.21	0.40	0.17	0.02	0.05	0.11
ППП	1.75	0.78	0.56	0.77	3.36	1.74	0.31	0.16	0.29
Сумма	99.01	99.50	99.20	99.30	99.91	99.11	99.43	99.27	99.85
Rb	69	32	-	42	-	-	101	51	-
Sr	385	278	-	325	-	-	79	203	-
Y	26	33	-	25	-	-	19	8	-
Zr	110	112	-	99	-	-	79	890	-
Nb	3.0	3.9	-	3.0	-	-	11.5	6.4	-
Cs	1.24	0.62	-	0.35	-	-	1.16	0.74	-
Ba	499	183	-	187	-	-	303	394	-
La	9	16	-	9	-	-	13	29	-
Ce	21	39	-	22	-	-	28	45	-
Pr	3.2	5.4	-	3.2	-	-	3.4	4.2	-
Nd	16	23	-	16	-	-	12	14	-
Sm	3.9	5.0	-	4.0	-	-	2.8	1.9	-
Eu	1.4	1.7	-	1.4	-	-	0.5	1.1	-
Gd	4.2	5.9	-	4.5	-	-	2.3	1.6	-
Tb	0.78	0.90	-	0.81	-	-	0.40	0.24	-
Dy	4.6	5.5	-	4.6	-	-	2.6	1.3	-
Ho	0.96	1.16	-	0.90	-	-	0.60	0.30	-
Er	2.6	3.2	-	2.5	-	-	1.9	1.0	-
Tm	0.39	0.48	-	0.39	-	-	0.35	0.17	-
Yb	2.42	2.86	-	2.36	-	-	2.59	1.26	-
Lu	0.36	0.42	-	0.34	-	-	0.45	0.23	-
Hf	2.6	2.7	-	2.6	-	-	3.2	20.4	-
Ta	0.21	0.24	-	0.21	-	-	1.64	0.33	-
Th	0.7	1.1	-	0.8	-	-	36.3	7.4	-
U	0.27	0.54	-	0.30	-	-	2.53	1.05	-

Таблица П16. Исходные данные и результаты термобарометрических вычислений для диоритов (образец Y68-6) и габбро (образец Y68-2) комбинированной дайки Сайзырал.

Y68-6, диорит													
Амфибол													
SiO ₂	46.0	47.8	45.3	46.4	47.4	47.2	47.5	47.2	46.8	47.2	46.8	46.3	46.5
TiO ₂	0.9	0.5	0.7	0.5	0.5	0.5	0.5	0.6	0.7	0.6	0.7	1.0	0.6
Al ₂ O ₃	9.2	7.6	9.3	8.6	7.7	8.2	8.6	7.8	8.3	8.1	7.9	8.3	8.0
FeO	15.7	14.5	16.1	15.6	14.8	15.0	15.2	14.8	15.2	15.2	15.1	15.4	15.1
MgO	12.5	13.1	11.7	12.4	12.9	12.6	13.1	13.0	12.5	12.6	12.7	12.4	12.8
MnO	0.4	0.4	0.5	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4
CaO	11.9	12.1	12.0	12.0	12.1	12.1	11.7	12.0	12.1	12.1	12.0	12.0	12.1
Na ₂ O	1.1	0.7	0.9	0.9	0.8	0.8	0.8	0.8	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9
K ₂ O	0.6	0.5	0.8	0.7	0.6	0.7	0.8	0.6	0.7	0.7	0.7	0.8	0.7
Сумма	98.3	96.1	97.3	97.4	97.1	97.4	98.6	97.2	97.6	97.6	97.3	97.5	97.1
Плагиоклаз													
X _{Ab}	62.7	41.6	43.9	42.7	53.2	52.6	52.9	49.8	54.5	39.7	46.0	43.0	46.8
X _{An}	57.8	43.1	51.8	57.8	55.3	55.3	57.5	37.1	39.7	32.9	53.7	58.4	56.1
T (°C)/P (Кбар), Holland, Blundy, 1994	727/ 3.8	732/ 2.6	759/ 3.4	760/ 2.8	704/ 3.0	699/ 3.5	710/ 3.6	724/ 2.8	712/ 3.4	759/ 2.4	749/ 2.6	768/ 2.5	754/ 2.5
Y68-2, габбро													
Амфибол													
SiO ₂	43.4	47.0	47.1	43.8	43.3	45.8	44.5	47.3	43.8	42.7	44.0	42.6	44.8
TiO ₂	0.8	0.6	0.5	0.7	0.6	0.7	0.7	0.4	1.4	0.7	0.6	0.8	0.8
Al ₂ O ₃	12.0	9.2	9.4	11.7	11.8	10.3	11.0	8.8	11.1	12.5	11.9	12.5	11.2
FeO	15.6	13.9	14.3	15.5	15.7	14.5	15.1	13.9	15.2	16.0	15.7	16.2	15.0
MgO	11.7	13.5	13.7	12.0	12.1	12.8	12.5	14.2	12.2	11.5	12.0	11.7	12.3
MnO	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
CaO	11.4	11.6	11.3	11.3	11.4	11.6	11.5	11.2	11.4	11.4	11.3	11.4	11.2
Na ₂ O	1.8	1.2	1.5	1.7	1.7	1.4	1.6	1.3	1.6	1.8	1.9	1.9	1.6
K ₂ O	0.5	0.2	0.2	0.3	0.3	0.3	0.3	0.2	0.6	0.4	0.4	0.5	0.4
Сумма	97.3	96.1	98.2	97.3	97.0	97.6	97.3	97.4	97.4	97.3	98.0	97.6	97.5
Плагиоклаз													
X _{Ab}	42.0	56.7	47.9	40.5	44.5	44.1	42.2	62.8	57.9	54.1	46.2	41.4	43.8
X _{An}	57.8	43.1	51.8	57.8	55.3	55.3	57.5	37.1	39.7	32.9	53.7	58.4	56.1
T (°C)/P (Кбар), Holland, Blundy, 1994	811/ 3.9	719/ 3.9	775/ 3.0	814/ 3.7	820/ 3.5	773/ 3.7	804/ 3.5	720/ 3.5	769/ 4.5	762/ 5.7	805/ 4.0	844/ 3.2	789/ 4.0

Таблица П17. Исходные данные и результаты термобарометрических вычислений для диоритов (образец 7-192-3) и гранитов (образец 7-163-2-3) синплутонических даек участка Стрелка.

7-192-3, диорит													
Амфибол													
SiO ₂	46.1	46.7	46.2	44.7	44.9	46.6	46.2	46.1	46.4	46.1	46.5	46.1	47.4
TiO ₂	0.7	0.7	0.9	1.0	1.0	0.8	0.9	0.9	0.8	1.0	0.8	0.9	1.0
Al ₂ O ₃	8.4	8.0	8.3	8.2	9.4	8.4	8.6	8.3	8.1	8.4	8.2	8.5	9.8
FeO	17.4	16.9	17.0	16.5	17.7	16.9	17.3	17.3	17.0	16.9	17.0	17.3	17.4
MgO	11.2	11.6	11.2	11.2	10.7	11.3	11.0	11.2	11.7	11.4	11.7	11.4	9.8
MnO	0.4	0.4	0.5	0.5	0.4	0.4	0.4	0.5	0.5	0.4	0.4	0.5	0.4
CaO	11.7	11.8	11.7	11.3	11.7	11.7	11.7	11.8	11.7	11.8	11.7	11.8	11.7
Na ₂ O	1.0	0.9	1.0	1.0	1.1	0.9	1.0	0.9	0.9	1.0	1.0	0.9	0.9
K ₂ O	0.7	0.7	0.8	0.8	0.9	0.7	0.8	0.7	0.7	0.8	0.7	0.7	0.9
Сумма	97.7	96.1	97.5	95.1	97.8	97.8	97.8	97.8	97.8	97.8	98.1	98.2	99.4
Плагиоклаз													
X _{Ab}	65.5	68.2	67.7	66.7	68.5	65.8	67.8	68.7	68.3	66.6	68.2	68.3	62.4
X _{An}	34.0	31.3	32.0	32.9	30.9	33.6	31.5	30.8	31.3	33.0	31.4	31.1	37.0
T (°C)/P (Кбар), Holland, Blundy, 1994	695/ 3.7	677/ 3.6	681/ 3.8	710/ 3.6	697/ 4.5	675/ 3.9	673/ 4.1	684/ 3.8	692/ 3.5	695/ 3.7	694/ 3.5	691/ 3.9	634/ 5.3
7-163-2-3, гранит													
Амфибол													
SiO ₂	47.0	45.0	45.6	47.0	45.4	45.7	47.0	45.6	46.8	45.4	46.1	46.2	46.1
TiO ₂	0.9	1.0	1.1	1.1	1.1	1.2	0.8	0.8	1.0	1.0	0.9	1.0	1.0
Al ₂ O ₃	8.0	8.6	8.4	7.5	8.4	8.6	7.8	8.6	7.5	8.2	8.3	8.3	8.4
FeO	16.4	17.5	17.1	16.4	17.3	17.3	16.7	17.0	16.3	17.0	16.9	17.1	17.1
MgO	11.9	11.2	11.2	11.9	11.4	11.2	11.8	11.4	12.0	11.0	11.7	11.3	11.5
MnO	0.3	0.4	0.4	0.4	0.4	0.3	0.4	0.4	0.3	0.4	0.4	0.4	0.4
CaO	11.9	11.6	11.8	11.8	11.7	11.7	11.8	11.7	11.8	11.7	11.8	11.7	11.7
Na ₂ O	1.0	1.3	1.2	0.9	1.2	1.1	1.1	1.1	1.1	1.1	1.1	1.2	1.1
K ₂ O	0.9	1.0	1.0	0.8	1.0	1.0	0.9	1.0	0.8	1.0	0.9	1.0	1.0
Сумма	98.4	96.1	97.7	97.9	98.0	98.1	98.3	97.5	97.7	96.8	98.0	98.1	98.2
Плагиоклаз													
X _{Ab}	67.2	65.7	67.3	70.9	69.3	73.9	68.8	66.8	71.2	72.0	65.3	65.0	65.4
X _{An}	31.6	33.7	31.9	28.2	29.9	25.3	30.4	32.3	28.4	27.3	33.9	34.5	34.1
T (°C)/P (Кбар), Holland, Blundy, 1994	680/ 3.5	732/ 3.4	702/ 3.7	675/ 3.2	720/ 3.4	679/ 4.1	682/ 3.4	704/ 3.8	682/ 3.1	674/ 3.9	714/ 3.4	705/ 3.5	713/ 3.5