

На правах рукописи



СЕМЕНОВА Дина Валерьевна

**ПЕТРОХРОНОЛОГИЯ КОЛЛИЗИОННЫХ ГРАНИТОИДОВ
ЭРЗИНСКОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ
ЗАПАДНОГО САНГИЛЕНА (ЮВ ТУВА)**

1.6.3 – Петрология, вулканология

АВТОРЕФЕРАТ

диссертации на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Новосибирск - 2025

Работа выполнена в Федеральном государственном бюджетном учреждении науки Институте геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук (ИГМ СО РАН), г. Новосибирск.

Научный руководитель:

Владимиров Владимир Геннадьевич, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник лаборатории структурной геологии ФГБУН Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН (ИГМ СО РАН), г. Новосибирск.

Официальные оппоненты:

Воронцов Александр Александрович, доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (г. Иркутск).

Каулина Татьяна Владимировна, доктор геолого-минералогических наук, главный научный сотрудник геологического института Кольского научного центра РАН» (г. Апатиты).

Ведущая организация: Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт земной коры СО РАН (ИЗК СО РАН) (г. Иркутск).

Защита состоится «11» июня 2025 года в 10.00 часов на заседании Диссертационного совета 24.1.050.01, созданного на базе ФГБУН ИГМ СО РАН, в конференц-зале по адресу: 630090, г. Новосибирск, пр-т ак. Коптюга, 3.

Отзыв в одном экземпляре, оформленный в соответствии с требованиями Минобрнауки России, просим направлять по адресу: 630090, г. Новосибирск, пр-т ак. Коптюга, 3, Котлярову А.В. Тел./факс: +7 (383) 373-05-18; +7(383) 373-05-61, e-mail: kotlyarov@igm.nsc.ru.

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке и на сайте ФГБУН ИГМ СО РАН https://www.igm.nsc.ru/images/diss/loadfiles_dzubenko/semenova/dis-Semenova.pdf

Автореферат разослан «7» мая 2025 года.

Ученый секретарь диссертационного совета
24.1.050.01, кандидат геол.-мин. наук



А.В. Котляров

ВВЕДЕНИЕ

Хронология основных рубежей и длительность коллизионного орогенеза имеет фундаментальное значение при построении моделей эволюции литосферы.

Особую сложность представляет датирование ранних коллизионных событий, поскольку инициация и коллапс орогенов ознаменуют кардинальное изменение интенсивности и кинематики взаимодействия крупных фрагментов континентальной и океанической литосферы, термального режима, обстановок магматизма и метаморфизма. Ключевым препятствием при проведении изотопно-геохронологических исследований являются масштабные тектоно-термальные события при коллапсе орогенных структур и проявление масштабного позднеколлизионного магматизма. В совокупности они маскируют, либо уничтожают признаки ранних коллизионных событий.

В настоящей работе представлены результаты геохронологических и петрохронологических исследований раннеколлизионного магматизма Западного Сангилена (Юго-Восточная Тува).

Актуальность исследования

Влияние полистадийных тектоно-термальных процессов как на сохранность геологического объекта в целом, так и на U-Th-Pb систему циркона в частности, может существенно сказаться на результатах изотопно-геохронологических исследований. В рамках диссертационной работы рассмотрены закономерности данных процессов на примере петрохронологического изучения коллизионных гранитоидов Западного Сангилена (Юго-Восточная Тува). Проведенные исследования значимы не только для геологии региона, они представляют собой пример и основу петрохронологических методических подходов к изучению объектов со сложной тектоно-термальной историей.

Объекты исследования

В качестве основного объекта исследований коллизионных гранитоидов на Западном Сангилене в диссертационной работе выбран Матутский гранитный массив, расположенный в пределах Эрзинской тектонической зоны. Для расшифровки воздействия на гранитоиды Матутского массива поздних тектоно-термальных событий проведено изучение комбинированных габбро-гранитных даек, секущих массив, а также гранитов его обрамления (участки Тавыт-Даг, Восточный).

Цель и задачи исследования

Главной целью диссертационной работы является петрохронологическая характеристика наиболее ранних этапов коллизионного орогенеза на Западном Сангилене, оценка возрастных рубежей магматизма и длительности орогенеза на северо-западной окраине Тувино-Монгольского массива (ТММ). Разработка петрохронологических подходов к анализу магматических объектов, претерпевших сложную тектоно-термальную историю.

Основные задачи:

1. Оценка возраста и происхождения наиболее ранних проявлений магматизма на Западном Сангилене на примере Матутского гранитоидного массива (северо-западная окраина Тувино-Монгольского массива).

2. Петрохронология гранитоидов Матутского массива. Комплексное изучение, включая U-Pb изотопное датирование циркона, в образцах магматических пород, претерпевших высокотемпературные деформации и частичное плавление.

3. U-Pb датирование габбро-гранитных комбинированных даек и гранитоидов в обрамлении Матутского массива.

4. Петрохронология габбро-гранитных комбинированных даек и гранитоидов ухадагского комплекса в обрамлении Матутского гранитного массива.

Научная новизна

Диссертационная работа содержит новые геохронологические данные проявления гранитоидного магматизма на ранних этапах коллизионного орогенеза на Западном Сангилене (северо-западная окраина Тувино-Монгольского массива).

С использованием современных методов изотопного датирования ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, U-Pb) прослежены основные возрастные рубежи от становления Матутского гранитоидного массива до поздних наложенных на массив тектоно-термальных событий.

При подготовке диссертационной работы исследования опирались на современные подходы петрохронологии, в том числе на комплекс независимых структурно-геологических, петрологических и аналитических методов, дополняющих друг друга и позволяющих полноценно изучать как петрогеохимические, так и деформационные характеристики отдельных зерен циркона.

В работе представлены новые данные по геохимическому составу и строению цирконов из гранитоидов Матутского массива и его обрамления.

С использованием комплексного методического подхода в изучении цирконов показано влияние тектоно-термальных процессов на сохранность U-Pb системы в цирконе, выявлены условия поздних преобразований гранитов Матутского массива.

Практическая значимость

Диссертационная работа является примером реализации методических подходов при датировании геологических объектов со сложной тектоно-термальной историей.

Защищаемые положения

1. Матутский гранитный массив сформировался на рубеже 520 млн лет и является одним из наиболее древних проявлений гранитоидного магматизма Эрзинской тектонической зоны Западного Сангилена. Граниты образовались в результате плавления корового/сиалического источника при температурах до 800°C.

2. Тектоно-термальное преобразование гранитов Матутского массива было синхронно с внедрением базитовых минглинг-даек и гранитов ухадагского комплекса

на рубеже 485 млн лет. Это событие привело к омоложению U-Pb изотопного возраста вследствие частичной твердофазной перекристаллизации циркона с очисткой от микропримесей и развитию под воздействием высокотемпературных флюидов (не менее 800°C) кайм, обогащенных U, легкими PЗЭ и неструктурными элементами-примесями.

3. Поздние термальные события на Западном Сангилене зафиксированы в биотитах и цирконах из гранитов ухадагского комплекса, а также в биотитах из гранитов Матутского массива, с возрастом 465 млн лет. Длительность коллизионного магматизма в пределах Эрзинской тектонической зоны составляет не менее 70 млн лет.

Фактический материал и личный вклад

Основной фактический материал для термохронологических и петрохронологических исследований был собран автором в процессе полевых работ в 2018 году в составе экспедиционного отряда лаборатории структурной петрологии Института геологии и минералогии СО РАН.

В основе описания геологической ситуации, петрогеохимической и структурной характеристики магматических и метаморфических пород лежат предоставленные материалы сотрудников лаборатории структурной петрологии ИГМ СО РАН.

Исследования опирались на описание 460 точек наблюдения Матутского гранитного массива и его обрамления (1998-2022). Это позволило выделить и сконцентрировать внимание на пяти опорных участках – Матутский гранитный массив (3 участка), обрамление гранитного массива (2 участка: Тавыт-Даг, Восточный).

В процессе выполнения работы был получен представительный аналитический материал с предварительным изучением изменений пород на микроуровне в петрографических шлифах (24 шт.). Для выполнения поставленных задач были использованы различные аналитические методы, в т.ч. рентгенофлуоресцентный анализ (13 проб), ИСП масс-спектрометрический анализ (12 проб), рентгеноспектральный микроанализ цирконов (9 проб), рамановская спектроскопия и картирование циркона (4 пробы), метод дифракции обратно рассеянных электронов (EBSD) (1 проба), катодолюминесценция цирконов (11 проб), масс-спектрометрический анализ (LA-ICP-MS) цирконов (3 пробы). Изотопно-геохронологические исследования включали U-Pb датирование циркона методом LA-ICP-MS (11 проб), Ar-Ar датирование биотита (2 пробы).

Большая часть работ проводилась при непосредственном участии автора, либо самостоятельно. Геохронологические (U-Pb датирование цирконов) и геохимические исследования выполнены автором лично.

Апробация работы и публикации

По теме диссертации опубликовано 4 статьи в рецензируемых журналах из перечня ВАК. Результаты работы были представлены на конференциях: VII Российская конференция по изотопной геохронологии (Москва, 2018),

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту) (Иркутск, 2018, 2019), X Всероссийская петрографическая конференция с международным участием (Томск, 2018).

Структура и объем диссертации

Диссертация состоит из Введения, 5 глав, заключения, 14 приложений и списка литературы. Глава 1 содержит краткую информацию о современном состоянии термохронологического и петрохронологического подходов. В главе 2 изложены методические подходы и аналитические методы исследований. В главе 3 приведена геологическая характеристика Западного Сангилена, систематизированы литературные изотопно-геохронологические данные. В третьей главе приведены геологическая характеристика Матутского гранитоидного массива и вещественного состава пород. В главе 4 представлены результаты изучения гранитоидов Матутского массива: петрографическое изучение пород, структурные характеристики, состав цирконов из гранитов массива, изотопно-геохронологические данные. В главе 5 приводятся результаты петрохронологических и геохронологических исследований минглинг-даек и гранитоидов обрамления Матутского массива. Диссертация изложена на 230 страницах, включая 69 рисунков, 8 таблиц и 14 приложений. Список литературы включает 130 наименований.

Благодарности

Диссертационная работа выполнена под руководством к.г.-м.н. Владимирова Владимира Геннадьевича, которому автор выражает искреннюю благодарность за неоценимую помощь и поддержку на всех этапах выполнения работы. Автор глубоко признателен сотрудникам лаборатории структурной петрологии ИГМ СО РАН (Кармышевой И.В., Яковлеву В.А., Шемелиной О.В.) за консультации и помощь при подготовке диссертации. За конструктивную критику и ценные рекомендации автор благодарит чл.-корр. РАН Крука Н.Н., д.г.-м.н. Исоха А.Э., д.г.-м.н. Руднева С.Н., д.г.-м.н. Хромыха С.В., д.г.-м.н. Травина А.В., д.г.-м.н. Пономарчука В.А., д.г.-м.н. Реутского В.Н. Особую благодарность и признательность автор выражает д.г.-м.н. Туркиной О.М. за значительную помощь и содействие в подготовке диссертации. Автор признателен сотруднику Института геологии и геохимии им. Акад. А.Н. Заварицкого к.г.-м.н. Замятину Д.А. за содействие в проведении исследований структуры, строения и состава циркона на базе ЦКП Геоаналитик (ИГиГ УрО РАН, Екатеринбург). Автор благодарит за дружескую поддержку и участие к.г.-м.н. Куликову А.В., к.г.-м.н. Котлера П.Д., к.г.-м.н. Изох О.П., к.г.-м.н. Саеву О.П., а также дружный коллектив лаборатории изотопно-аналитической геохимии ИГМ СО РАН: к.х.н Николаеву И.В., к.х.н. Палесского С.В., Карпова А.В., к.г.-м.н. Киселеву В.Ю., Докукину Г.А., Спичак О.А, к.г.-м.н. Юдина Д.С.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГМ СО РАН (№122041400171-5 и №122041400176-0).

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЙ

В качестве геологического объекта, необходимого и достаточного для планируемых исследований был выбран тектонический фрагмент Эрзинской сдвиговой зоны, расположенной на северо-восточной окраине Тувино-Монгольского массива (Центрально-Азиатский складчатый пояс) (Приложение 1).

Данный регион (Западный Сангилен, Юго-Восточная Тува) известен и детально представлен в работах многочисленных исследователей (в алфавитном порядке): Беляев С.Ю., Владимиров А.Г., Владимиров В.Г., Вознесенский В.Д., Гибшер А.С., Гибшер А.А., Гоникберг В.Е., Изох А.Э., Каргополов С.А., Кармышева И.В., Козакова И.К., Костицын Ю.А., Котов А.Б., Кузьмичев А.Б., Лебедев В.И., Лепезин Г.Г., Леснов Ф.П., Монгуш А.А., Митрофанов Ф.П., Петрова А.Ю., Пономарева А.П., Руднев С.Н., Рогов Н.В., Сальникова Е.Б., Ступаков С.И., Симонов В.А., Сугоракова А.М., Терлеев А.А., Травин А.В., Чернышов А.И., Шелепаев Р.А. и многие другие (1960-2024).

По существующим представлениям Западный Сангилен представляет собой фрагмент коллизионного горно-складчатого сооружения кембро-ордовикского возраста, сформировавшегося при столкновении Таннуольской островной дуги и Тувино-Монгольского микроконтинента (ТММ) (Гибшер и др., 2000; Кузьмичев, 2004; Владимиров и др., 2005 и др.).

В эволюции Западного Сангилена выделяют три последовательных стадии коллизионного орогенеза: раннеколлизионная (535-525 млн лет), коллизионная (525-495 млн лет) и позднеколлизионная (495-465 млн лет) (Владимиров и др., 2005, 2017)). Обстановки трансенсии и начало развала орогена приходятся на рубеж 495 ± 10 млн лет (Владимиров и др., 2005, 2017). Каждый этап характеризуется своим базитовым и гранитоидным магматизмом. Наиболее активно интрузивные процессы были проявлены на позднеколлизионной стадии (495-465 млн лет).

Эрзинская сдвиговая зона представляет собой проникающий глубинный разлом, заложение которого связано с пиком коллизионных событий на рубеже 525 млн лет. Современные скальные обнажения отвечают ее нижнекоровым уровням, где можно наблюдать происходившие в тот период процессы плавления корового материала в условиях локального сброса напряжений, признаки перемещения кислого расплава и становление синтектонической интрузии (Матутский гранитоидный массив) (Владимиров и др., 2017).

Позднее Эрзинская тектоническая зона претерпела до трех этапов реактивации (495, 485, 465 млн лет), сопровождавшиеся изменением кинематики тектонических движений и фрагментацией тектонической зоны на отдельные блоки, трассируемые интрузивными телами кислого и основного состава.

Матутский гранитный массив представляет собой гарполит площадью до 10 км^2 . Он расположен в матриксе метаморфических пород эрзинского комплекса (Приложение 1). В пределах одноименной тектонической зоны уровень

метаморфизма вмещающих пород неоднороден по своим характеристикам и достигает гранулитов и верхов амфиболитовой фации (Кармышева и др., 2022; Karmysheva et al., 2021).

В юго-западной части массива гранитоиды могут не иметь видимых контактов с вмещающими мигматитами и гнейсогранитами Эрзинского комплекса, что связано как с существованием признаков частичного плавления в породах рамы, так и с конформностью структурных элементов в метапелитах с магматической полосчатостью в эндоконтакте тела гранитов. Общность структурных элементов метаморфических пород и гранитоидов обусловлена их синтетектоническим генезисом на ранних стадиях орогенеза в обстановках сжатия и заложения Эрзинской сдвиговой зоны на юго-восточной окраине Тувино-Монгольского массива (Владимиров и др., 2005, 2017; Кармышева и др., 2022; Karmysheva et al., 2021).

Гранитоиды Матутского массива, как и метаморфические породы эрзинского комплекса, заключены в границы Эрзинской тектонической зоны (Приложение 1).

В пределах участка Тавыт-Даг изучены комбинированные дайки, прорывающие гранитоиды Матутского массива на расстоянии до 400 метров от его западного контакта.

Специфической чертой всех комбинированных даек является наличие минглинг структур течения, формирование которых возможно лишь при сосуществовании кислого и основного расплава. Иными словами, габброиды и граниты изначально должны быть разновозрастные. По цирконам как габброидов, так и гранитов комбинированной дайки ранее получен возраст 495 млн лет (Бурмакина и др., 2016; Цыганков и др., 2019; Владимиров и др., 2017). По данным Цыганкова и др., 2019 салическая часть дайки Тавыт-Даг образована из продуктов парциального плавления эрзинских гнейсогранитов, т. е. пород вмещающих (подстилающих) Матутский гранитоидный массив. Однако, как показано было раньше (Владимиров и др., 2017), спецификой минглинг даек участка Тавыт-Даг является то, что источником кислого расплава комбинированной дайки служат реоморфированные граниты Матутского массива (Владимиров и др., 2017) (рис. 3.7). Иными словами, в пределах участка Тавыт-Даг можно проанализировать термальное воздействие на гранитоиды Матутского массива, достигающие уровня плавления пород.

Гранитоиды ухадагского комплекса типичны для Западного Сангилен. Участок Восточный расположен в северо-восточном обрамлении Матутского гранитного массива. В пределах участка Восточный граниты «запечатывают» область растяжения, оказывая тепловое воздействие на вмещающие метаморфические породы и породы комбинированной дайки, аналогичные предыдущим участкам.

Оба опорных участка объединяет сходная геологическая ситуация – ниже-среднекоровые условия и проницаемые тектонические зоны, к которым приурочено внедрение кислых и базитовых расплавов.

Имеющийся геологический материал позволяет провести комплексное изучение изменений в магматических и метаморфических породах, претерпевших локальное тепловое и/или деформационное воздействие, что будет служить основанием для последующих изотопно-геохронологических исследований (U/Pb , $^{40}Ar/^{39}Ar$).

ОБОСНОВАНИЕ ЗАЩИЩАЕМЫХ ПОЛОЖЕНИЙ

Первое защищаемое положение: Матутский гранитный массив сформировался на рубеже 520 млн лет и является одним из наиболее древних проявлений гранитоидного магматизма Эрзинской тектонической зоны Западного Сангилена. Граниты образовались в результате плавления корового/сиалического источника при температурах до 800°C.

Матутский гранитный массив, располагаясь в пределах Эрзинской тектонической зоны, отражает в себе длительную историю ее эволюции (Владимиров и др., 2005). Конформное залегание гранитов с вмещающими гнейсами, гранитогнейсами и автохтонными гранитными жилами эрзинского метаморфического комплекса, признаки магматического течения указывает на автохтонный, либо параавтохтонный характер Матутских гранитоидов с признаками наложенных тектоно-термальных событий. В совокупности это существенно осложняет выбор места отбора проб для изотопно-геохронологических исследований. В связи с этим была отобрана серия проб: КТ-1324 отобрана в скальном обнажении гранитов Матутского массива на Северо-Западном участке в 500 метрах от контакта, КТ-1070 взята на востоке массива в корневой части тела примерно в 400 метрах от контакта, КТ-1256 – в скальном обнажении участка Бумбаты. Данная проба является контрольной и характеризует граниты Матутского массива с явными признаками магматического течения в скальном обнажении.

Граниты Матутского массива ($Qz - 35-40\%$, $Kfs - 45-50\%$, $Pl - 10 -20\%$, $Vt+Hbl \sim 5\%$, $\pm Ms$) характеризуются средне-крупнозернистой слабо порфиroidной структурой (вкрапленники Kfs). Текстуры варьируют от массивных в центральной части массива до отчетливо директивных – в краевых. Граниты Матутского массива характеризуются высокими содержаниями щелочей ($K_2O + Na_2O = 6.4-9.4$ мас. %, $K_2O/Na_2O = 1-2.2$) при $SiO_2 = 68.5-76.8$ мас. %. Породы высококальциевые и преимущественно магнезиальные ($\#Fe = 0.58-0.88$, относятся к известково-щелочным и щелочно-известковым разновидностям и слабопералюминиевым ($ASI = 0.97-1.12$). Спектры распределения РЗЭ наклонные с преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми при невыдержанном содержании последних ($(La/Yb)_N = 8.3-16.5$, $(Gd/Yb)_N = 1.2-2.1$) и отрицательными европиевыми аномалиями ($Eu/Eu^* = 0.4-0.7$) (Приложение 2 а). Спайдер-диаграммы демонстрируют отрицательные аномалии по Nb , Ta , Ti , U и Sr (Приложение 2 б).

Низкие значения отношений Rb/Sr и Rb/Ba в гранитах Матутского массива указывают на то, что исследуемые породы имеют сходство с гранитами,

формировавшимися при плавлении метамагматических (Simon et al. 2017), а не метапелитовых источников (Paul et al., 2014). Положение точек валового состава гранитов на диаграммах разделения гранитов по источникам расплава (Laurent et al., 2014) (Приложение 2 в) указывает на тоналитовый и метаосадочный источник для формирования расплава. На диаграмме, основанной на экспериментальных данных (Приложение 2 г), большинство точек попадает в поле парциальных выплавов из метаграувакковых источников.

Наблюдаемые петрохимические тренды отвечают модели кристаллизации расплава, образовавшегося при плавлении смешанного источника, с фракционированием амфибола, биотита и плагиоклаза. При фракционной кристаллизации происходило удаление значительного количества аксессуарных фаз, таких как монацит и ксенотим. Директивные текстуры в краевых частях массива указывают на перемещение расплава в процессе его становления, что сопровождалось процессами фракционирования.

По результатам исследования структурными методами анализа цирконов из гранитов трех опорных участков массива выявлены особенности их внутреннего строения (Приложение 3). Для цирконов характерно сложное строение: центральная часть цирконов с выраженной магматической зональностью и темная незональная кайма. Границы центральной части циркона (с ростовой зональностью) нечеткие, размытые и отделены от внешней каймы тонкой полоской, светлой в катодоллюминесценции (CL). Цирконы нередко имеют дефекты в виде трещин, проявленные в катодоллюминесценции ярким свечением и невидимые на поверхности циркона. Для пробы КТ-1256 такие дефекты структуры встречаются чаще. Некоторые зерна цирконов полностью покрыты своеобразной сеткой из таких трещин (Приложение 3), представляющие собой структуры дробления монокристаллов.

По данным рентгеноспектрального микроанализа цирконы (и отдельные участки) из гранитов Матутского массива характеризуются составом, стехиометричным цирконовому (по содержанию основных элементов Zr, Si, O) и однородным содержанием типичных для циркона элементов-примесей (Y, Hf, Th, U, P, Yb). Однако, для ярких в CL участков характерен более «чистый» состав – из элементов-примесей установлен Hf. Результаты исследования цирконов методом рамановской спектроскопии показали слабую степень разупорядочения структуры циркона (Приложение 5 б). Диапазон степени разупорядочения матрицы фиксировался по различию в интенсивности и окраске карт, построенных по параметрам рамановских линий. Ширина линии $\nu_3(\text{SiO}_4)$ варьирует в диапазоне 3-8 см^{-1} (синий цвет на рисунке Приложения 5 б), что соответствует низкой степени повреждения структуры, тогда как в участках видимых дефектов и в области темной каймы циркона она достигает 12 см^{-1} (от оранжевого к желтому) со средней степенью повреждения структуры.

В целом, микронзондовое и микроспектроскопическое изучение цирконов показало, что монокристаллы циркона характеризуется высокой степенью кристалличности, минимальной (до средней) степенью разупорядочения структуры, обладает составом, близким к стехиометричному, однородным по содержанию

основных элементов Zr, Si, O и примесного Hf и могут считаться эталонными пробами для последующих геохронологических исследований. Признаки «подплавления» центральных частей большинства монокристаллов и появление светлых промежуточных кайм и трещин, можно интерпретировать как частичную рекристаллизацию исходного циркона, происходившую перед обрастанием каймой. Результаты микрозондового анализа подтверждают гипотезу о процессах частичной рекристаллизации цирконового материала с очисткой от элементов-примесей и заполнением («залечиванием») трещин исследуемых зерен. Обрастание зерен, претерпевших частичную рекристаллизацию, темной каймой без признаков осцилляторной зональности может говорить о смене условий кристаллизации цирконов и, вероятно, наложенными термальными процессами.

Детальное изучение редкоэлементного состава (LA-ICP-MS метод) разных зон цирконов из гранитов участка Северо-Западный (проба КТ-1324) выявило следующие отличия (Приложение 6 а,б). Для центральных частей циркона характерен магматический спектр распределения РЗЭ с выраженными положительной Се-аномалией ($Ce/Ce^* = 17-43.28$) и отрицательной Eu-аномалией ($Eu/Eu^* = 0.20-0.61$), что свойственно для циркона магматического происхождения (Belousova et al., 2001; Hoskin, Schaltegger, 2003). Для циркона темной каймы спектры распределения РЗЭ имеют иной характер. Они отличаются увеличением содержания легких РЗЭ, выполаживанием или отсутствием Се-аномалии ($Ce/Ce^* = 0.4-2$) и сохранением Eu-аномалии ($Eu/Eu^* = 0.16-0.20$). Содержание несовместимых с цирконом Ва ($0.7-6.1$ г/т) и Sr (до 4.7 г/т) также повышено относительно центральных участков циркона (Ва = $0.4-0.6$ г/т, Sr до 0.9 г/т). Обогащение легкими РЗЭ, а также Ва, Sr может свидетельствовать о некотором несовершенстве структуры циркона, в результате которого становится возможным вхождение крупноионных лантаноидов, что согласуется с низкой интенсивностью свечения этих участков в катодолуминесценции, а также средней степенью разупорядочения структуры циркона (до 12 см⁻¹ по данным рамановской спектроскопии). Обогащение легкими РЗЭ также может быть свидетельством участия флюида при кристаллизации циркона (например, Geisler et al. 2003; Hoskin, 2005; Rayner et al., 2005).

Температура образования циркона (центральная часть с ростовой зональностью), по Ti-термометру составляет $752-760^\circ\text{C}$ (Watson et al., 2006). Для краевых темных зон циркона температура образования циркона по Ti-термометру заметно выше $816-830^\circ\text{C}$.

Другим явным различием центральной части циркона и темной каймы является значительное увеличение содержания урана (до 2373 г/т) в темной кайме, при низких Th/U значениях ($0.10-0.22$), по сравнению с таковыми характеристиками для участков с ростовой зональностью: U ($200-743$ г/т), Th/U ($0.63-0.94$).

Часто по значениям Th/U отношений определяют природу циркона. Отмечается, что для метаморфического циркона значения Th/U отношения менее 0.1 (Rubatto, 2000), тогда как для магматического циркона они больше 0.1 и, в среднем, варьируют в диапазоне $0.5-0.8$ (например, Belousova et al., 2002; Grimes et al., 2015). В магматическом цирконе содержания Th и U отражают дифференциацию состава

расплава, что и приводит к характерным вариациям Th/U в цирконе. Другие факторы, влияющие на величину Th/U, включают кристаллизацию и разделение ранних магматических фаз до роста циркона, более экстремальные продукты фракционирования, например, обогащение U в гранитах или пегматитах поздней стадии (Kelly et al., 2008; Appleby et al., 2010) и, что важно, скорость роста и равновесный против неравновесного роста кристаллов (Wang et al., 2011; Kirkland et al., 2015). Согласно полученным данным, можно сделать вывод, что рост циркона темной каймы проходил при смене обстановок кристаллизации из расплавов с высоким содержанием урана (в отличие от циркона центральных участков).

По результатам U-Pb датирования установлен возраст цирконов (центральной части) из гранитов Матутского массива: проба КТ-1324 – 524 ± 3 млн лет, проба КТ-1070 – 520 ± 3 млн лет (Приложение 7 а,в).

По результатам U-Pb датирования цирконов из пробы КТ-1256 получен более молодой возраст (510 ± 3 млн лет) по сравнению с цирконами из гранитов проб КТ-1324 и КТ-1070. Полученная оценка возраста может быть объяснена результатом наложенных термальных событий, которые отразились как на породе в целом (признаки магматического течения и подплавления гранитов), так и на структуре цирконов (трещиноватость, которая возникла в результате деформирования породы, а также залечивание этих трещин цирконовым материалом). По данным микрорентгеноспектрального анализа материал, заполняющий трещины исходного циркона, характеризуется цирконовым составом без явных содержаний примесных элементов. По данным CL изображений циркон, заполняющий трещины, отличается от исходного циркона более ярким свечением. Свечение в катодолюминесценции обеспечивается за счет степени упорядоченности кристаллической структуры циркона и его химического состава, в т.ч. за счет содержания элементов-люминофоров, т.е. подавляющих свечение (Rubatto and Gebauer, 2000; Nasdala et al., 2002). Участки, заполняющие дефекты отличаются более ярким свечением, соответственно, имеют более низкие содержания элементов-люминофоров. По совокупности признаков, можно предположить, что яркий материал, заполняющий дефекты структуры циркона, является более «поздним» цирконом, образованным в результате процесса перекристаллизации первичного циркона при участии расплава (Hoskin and Black, 2000; Schaltegger et al., 1999; Tichomirova et al., 2005; Rubatto et al., 2017). Подобные процессы подробно описаны в работе (Каулина, 2010) для метаморфического циркона. Процессу перекристаллизации особенно подвержены деформированные цирконы. В частности, отмечается, что деформации кристаллической структуры циркона действуют как пути быстрой диффузии микроэлементов, а также U, Th и Pb (Piazolo et al., 2016; Reddy et al., 2006; Reddy et al., 2009; Timms et al., 2006, 2011). В т.ч. упоминается, что перекристаллизация исходного циркона сопровождается очищением перекристаллизованных областей от примесей - катионов с ионными радиусами значительно отличающимися от Zr и Si. По данным микронзондового анализа для ярких участков исследованных цирконов не зафиксировано примесных элементов. В результате перекристаллизации происходит стирание U-Pb возраста. В данном случае речь не идет о полной перекристаллизации

циркона, а лишь об отдельных нарушенных участках, что вероятно могло привести к омоложению U-Pb возраста.

Полученные оценки возраста раннеколлизийного гранитообразования наиболее близки к возрасту базитового магматизма (Правотарлашкинский массив, 524 ± 9 млн лет (Изох и др., 2001; Шелепаев и др., 2018)), кианитового метаморфизма (515.7 ± 6.9 млн лет (Гибшер и др., 2017)). Данный возрастной рубеж 520-524 млн лет отвечает пику коллизийных событий на Западном Сангилене с инициацией кислого и основного магматизма в нижней коре, метаморфизмом ставролит-кианитового типа и заложением крупных тектонических нарушений (Владимиров и др., 2005, 2017).

В литературе, посвященной геологии региона, существуют два более древних определения возраста, но они не относятся к периоду коллизийного орогенеза на Западном Сангилене. Первые (569 ± 1 млн лет (Pfander et al., 2002) отвечают возрасту расслоенного Карашатского дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового массива, рассматриваемого, с учетом геологической позиции, в качестве фрагмента докембрийских офиолитов (Pfander et al., 2002). Вторые (536 ± 5.7 млн лет (Козаков и др., 1999а; Salnikova et al., 2001) – возрасту тоналитов из «серых» гнейсов Мугуро-Чинчилигского тектонического блока. В обоих случаях это до-коллизийные образования.

Второе защищаемое положение: Тектоно-термальное преобразование гранитов Матутского массива было синхронно с внедрением базитовых минглинг-даек и гранитов ухадагского комплекса на рубеже 485 млн лет. Это событие привело к омоложению U-Pb изотопного возраста вследствие частичной твердофазной перекристаллизации циркона с очисткой от микропримесей и развитию под воздействием высокотемпературных флюидов (не менее 800°C) кайм, обогащенных U, легкими РЗЭ и неструктурными элементами-примесями.

Для уточнения возможных тепловых источников, оценке характера наложенных тектоно-термальных процессов были проанализированы дополнительно пробы минглинг-дайки участка Тавыт-Даг. В пределах участка Тавыт-Даг можно наблюдать проницаемую тектоническую область внутри тела гранитов Матутского массива. Обстановки растяжения обеспечили благоприятные условия на рубеже 495 млн лет для внедрения в тело гранитоидов базитовых расплавов и формированию при их консолидации комбинированных габбро-гранитных даек (Владимиров и др., 2017). На контакте тепловое воздействие со стороны базитов было достаточно для плавления гранитов и формирования минглинг даек (Бурмакина и др., 2016; Владимиров и др., 2017, 2019; Цыганков и др., 2019).

Непосредственно на участке Тавыт-Даг можно наблюдать процесс теплового и деформационного воздействия со стороны базитов на вмещающие граниты Матутского массива. С целью характеристики подобного воздействия были проанализированы пять проб. Четыре из них отобраны на различном расстоянии от

габброидов (КТ-1252-4; КТ-1252-5; КТ-1252-8; ER-02-15). Проба КТ-1252-1 взята из базитов центральной части комбинированной габбро-гранитной дайки.

Базиты минглинг-дайки, участок Тавыт-Даг (проба КТ-1252-1). В результате исследования цирконов из базитовой составляющей комбинированной дайки выявлены особенности внутреннего строения циркона, которые являются свидетельствами преобразований циркона. По данным СL-изображений цирконы из образца КТ-1252-1 можно разделить на три группы. Первая группа представлена цирконами с преимущественно сохраненной первичной ростовой зональностью (Приложение 4). Помимо группы цирконов с сохраненной ростовой зональностью, определены две группы измененных цирконов с нарушенной зональностью и внутренней структурой циркона. Под признаками нарушения внутренней структуры понимается появление специфических участков циркона со сложным внутренним строением, которые сильно отличаются от первичного циркона на катодолюминесцентных изображениях (Приложение 4). Внутренне строение таких цирконов отличается появлением извилистых зон, прожилок, затеков, срезающих первичную ростовую зональность, появление пористых и богатых включениями участков циркона. По данным ряда авторов подобное строение цирконов является результатом процессов перекристаллизации/замещения в цирконе протекающих в присутствии водных флюидов и/или флюидонасыщенных расплавов (Каулина, 2010; Rubbato, 2017). В измененном цирконе наблюдается частичное или полное нарушение первичного внутреннего строения циркона с появлением участков, контрастно различающихся в катодолюминесцентных изображениях и отличающихся химическим составом. Вторая группа характеризуется кристаллами неправильной формы. При этом следует отметить, что по внешнему облику цирконов, а именно по форме граней (частично развитые, нечеткие, «оплавленные») можно сделать вывод, что форма данных цирконов – это результат условий среды их кристаллизации и последующих наложенных преобразований. По внутреннему строению цирконы характеризуется конвюльной зональностью с признаками локальной рекристаллизации, проявленной в результате вторичных преобразований циркона (Каулина, 2010; Corfu, 2003; Rubbato, 2017). В пределах одного кристалла присутствуют фрагменты со слабовыраженной ростовой зональностью, прерывающейся светлыми участками аморфного вида, которые не имеют признаков выраженной зональности (Приложение 4). Третья группа включает зерна из «переработанного исходного циркона». Они имеют как признаки перекристаллизации, так и признаки химического растворения циркона. Последние, как правило, преобладают по размерам над участками перекристаллизации и ростовой зональности, либо полностью ее замещают (Приложение 4).

По данным рентгеноспектрального микроанализа участки с сохраненной зональностью имеют состав, стехиометричный цирконовому. Несмотря на то, что по данным СL изображений цирконы третьей группы утратили цирконовый облик, по содержанию основных элементов они характеризуются составом близким к стехиометрии циркона. Помимо типичных для циркона элементов-примесей (Y, Hf, Th, U, P, Er, Yb), следует отметить присутствие таких неформульных примесных

элементов, как Cl (до 0.07 мас.%), Ca (до 0.44 мас.%), Fe (0.46 мас.%), Al (до 0.25 мас.%), Mg (до 0.07 мас.%). Участки с признаками химического растворения циркона характеризуются наличием целого ряда примесных элементов – Y (до 1.63 мас.%), Cl (до 0.19 мас.%), Ca (до 3.20 мас.%), Hf (до 1.98 мас.%), Fe (2.21 мас.%), Th (1.04 мас.%), U (0.89 мас.%), K (0.51 мас.%), Al (2.33 мас.%), Mg (0.79 мас.%), P (1.22 мас.%), Yb (0.38 мас.%). Наличие таких примесных элементов как Ca, Cl, K и т.д. указывает на участие водного флюида при вторичных преобразованиях циркона, т.е. на процесс химического растворения циркона (например, Geisler et al. 2003; Rayner et al. 2005; Hoskin, 2003).

Детальное изучение редкоэлементного состава в цирконах (LA-ICP-MS метод) выявило следующие отличия (Приложение 6 д,е,ж). Участки с сохраненной ростовой зональностью характеризуются сильно дифференцированным спектром распределения PЗЭ ($(Yb/La)_N = 75-3583$) с выраженной положительной Ce-аномалией ($Ce/Ce^* = 2-14$) и отрицательной Eu-аномалией ($Eu/Eu^* = 0.24-0.61$). Подобное распределение PЗЭ характерно для циркона магматического происхождения. По содержанию Ti (3.5-11.0 г/т) оценена температура кристаллизации циркона, которая составила 683-789°C. Для участков с признаками перекристаллизации циркона характерен иной более пологий спектр распределения PЗЭ ($(Yb/La)_N = 6-45$) с редуцированным Ce максимумом ($Ce/Ce^* = 1.3-3$) и сохранением Eu-аномалии ($Eu/Eu^* = 0.39-0.61$). Подобное распределение PЗЭ не характерно для магматического циркона и свидетельствует о значительных преобразованиях. Содержание легких PЗЭ, а также примесных элементов (Ba до 7.1 г/т, Sr до 14.3 г/т, P до 3871 г/т, Nb до 19.2 г/т) повышено по сравнению с участками ростовой зональности. Температура по Ti-термометру составляет 690-879°C.

Участки с признаками химического осаждения имеют пологий спектр распределения PЗЭ ($(Yb/La)_N = 2-20$, $(Yb/Gd)_N = 2-12$) с исчезновением Ce-аномалии и слабой отрицательной Eu-аномалией ($Eu/Eu^* = 0.43-0.52$). Для данных участков характерно самое высокое содержание PЗЭ (2489-11547 г/т) и Y (до 6825 г/т), в особенности легких PЗЭ (908-6951 г/т). По другим проанализированным элементам также наблюдается существенное увеличение содержания: Ba = 917.5-151.4 г/т, Sr = 15.1-135.3 г/т, P = 276-1595 г/т, Nb = 4.9-40.6 г/т. Содержание Ti в анализируемых участках циркона слишком высокое для вычисления температур кристаллизации циркона. Кроме того, использование Ti-термометра, учитывая природу анализируемых цирконов, будет некорректно (Fu et al., 2008). Для проанализированных участков наблюдается сильное обогащение U (1233-6533 г/т) и Th (1300-11553 г/т), что может быть связано с наличием твердых микровключений (Tomaschek et al., 2003).

Изменение первичного циркона, вероятно, происходило в результате воздействия процессов замещения/перекристаллизации, заключавшихся в изменении химического состава существующего циркона и протекавших при температурах выше 800°C при активном участии флюида. Подобные преобразования циркона привели к уничтожению «магматических» меток в полученных PЗЭ-спектрах. Экспериментальные исследования и изучение природного циркона показали, что

процессы изменения первичного циркона проходят путем протекания двойного процесса растворения-пересадки при взаимодействии с водным флюидом и/или флюидонасыщенным расплавом (Каулина, 2010; Geisler et al., 2007; Rubatto, 2017). Водные фазы проникают внутрь и «катализируют» структурную перестройку циркона. Прореагировавшие области обогащаются значительными количествами катионов растворителя, например, Ca, Al, Fe, которые могут достигать нескольких массовых процентов (Geisler et al. 2003, 2007; Rayner et al., 2005).

U/Pb-датирование цирконов образца КТ1252-1 проводилось как по участкам с ростовой зональностью, так и по участкам с признаками перекристаллизации циркона (Приложении 8 а).

Возраст, полученный по верхней точке пересечения с конкордией составил 486 ± 16 млн лет. Большинство из проанализированных зерен циркона (25 из 45) располагается под и вдоль конкордии в диапазоне от 250 до 452 млн лет. Наиболее дискордантные значения возраста получены для участков с признаками перекристаллизации циркона. По 20 конкордантным и субконкордантным точкам, т.е. точкам, пересекающим конкордию в пределах погрешности единичного измерения, получен средневзвешенный возраст 469 ± 5 млн лет.

Несмотря на то, что полученные оценки возраста цирконов 486 ± 16 и 469 ± 5 млн лет пересекаются в пределах погрешностей, следует отметить серьезную разницу в полученных значениях. В ряде работ по исследованию циркона упоминается, что, помимо прироста катионов растворителя, циркон может терять Zr, Si, Hf, REE, U, Th и радиогенный Pb (Pidgeon et al. 1966, 1995; Geisler et al. 2003). При этом отмечается, что в экспериментах, проведенных при температурах флюида выше 600°C , U-Pb возраст циркона показывал конкордантные значения (например, Geisler et al. 2003). Однако экспериментально измененные домены обычно сохраняли только память об их U-Pb изотопном составе, что приводило на диаграмме конкордии к линейному массиву точек данных (дискордии), указывающих на время события потери Pb. Основываясь на данной информации, можно сделать вывод, что оценка возраста, рассчитанная по верхнему пересечению с конкордией (486 ± 16 млн лет) является более достоверной.

Таким образом, изменение первичного циркона происходило в результате воздействия процессов замещения/перекристаллизации, заключающихся в изменении химического состава (обогащение неформульными элементами-примесями, в т.ч. легкими PЗЭ, Cl, Ca, K, Al, Fe, Mg) уже существующего циркона и протекавших при активном участии флюида или флюидонасыщенного расплава при температурах, достигающих 870°C . Кроме того, под действием флюидов активно протекал вынос радиогенного свинца, что отразилось на U-Pb возрасте анализируемых цирконов – 486 ± 16 млн лет по верхнему пересечению с дискордией.

Граниты минглинг-дайки, участок Тавыт-Даг (проба КТ-1252-4) взята из зоны контакта минглинг дайки с гранитами Матутского гранитоидного массива. Циркон из образца КТ-1252-4 условно можно разделить на две группы (Приложение 4). К первой группе относятся длиннопризматические кристаллы, ко второй группе относятся призматические, короткопризматические. В целом, для цирконов обеих групп

характерна осцилляторная магматическая зональность и неравномерное обрастание темной в КЛ каймой. В пределах кристалла наблюдаются участки с нарушенной зональностью, находящиеся на границе внутренней зональной части циркона и внешней темной каймы. Цирконы второй группы схожи по строению с цирконами из проб КТ-1324, КТ-1070, КТ-1256 из гранитов Матутского массива, но имеют явные признаки дефектов кристаллической структуры циркона, проявленных в виде участков с размытой зональностью и ярких прожилок и кайм (Приложение 4). Исходя из места отбора пробы, можно предположить, что это захваченные цирконы из вмещающих гранитов Матутского массива.

По данным микрозондового анализа особых отличий между цирконами не обнаружено: цирконы характеризуются стехиометричным составом и набором типичных элементов-примесей. Однако для темной каймы и для участков с нарушенной зональностью наблюдается повышение содержания типичных примесных элементов и появление неформульных элементов, таких как, Ca, Fe, Al, Mg, Mn, F, что также указывает на участие водного флюида при вторичных преобразованиях циркона.

По результатам датирования большинство проанализированных зерен циркона распределились на два разновозрастных кластера (Приложение 8 б,в). Для цирконов первой группы получен возраст 482 ± 4 млн лет, что совпадает с возрастом цирконов из базитов минглинг дайки (проба КТ-1252-1). Таким образом, базитовая и гранитная составляющие комбинированной дайки одновозрастные – 486 ± 16 и 482 ± 4 млн лет. Другой кластер составляют цирконы из второй группы. Хотя для датирования этих цирконов выбирались участки с сохраненной зональностью, тем не менее для большинства цирконов получен возраст с высокой степенью дискордантности. Возраст кластера составил 519 ± 7 млн лет при нулевой вероятности конкордантности (Приложение 8 в). Средневзвешенный возраст, рассчитанный по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрасту составил 512 ± 9 млн лет. Учитывая, что проба отобрана из зоны контакта минглинг дайки и гранитов Матутского массива, а также схожесть внутреннего строения циркона из проб КТ-1324, КТ-1070, вероятнее всего считать, что это цирконы из вмещающих гранитов Матутского массива. Дискордантное значение возраста (и более молодой $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возраст, по сравнению с возрастом гранитов Матутского массива) может быть результатом нарушения устойчивости U-Pb изотопной системы, вследствие непосредственного теплового воздействия со стороны базитовой интрузии, что косвенно подтверждается особенностями внутреннего строения цирконов и данными микроанализа.

Граниты Матутского массива. Как уже было отмечено ранее, для характеристики теплового и деформационного воздействия со стороны базитовой интрузии были проанализированы пробы из гранитов массива, отобранные на расстоянии от интрузии: проба КТ-1252-5 отобрана в гранитоидах Матутского массива на расстоянии до 15 см от контакта с комбинированной габбро-гранитной дайкой, проба КТ-1252-8 - приблизительно в 60 см от контакта, проба ER-02-15* - примерно в одном метре от контакта (* по данным Бурмакина и др., 2016; Цыганков и др., 2019).

Исследование цирконов катодолюминесцентным методом показало, что они имеют внутреннее строение, схожее с изученными цирконами из других образцов гранитов Матутского массива (проба КТ-1324, КТ-1070) - ярко выраженная осцилляционная зональность центральной части циркона, темная кайма и яркие в СЛ прожилки, отделяющие кайму от центральной части кристалла (Приложение 4). Несмотря на общую схожесть в строение, в большинстве цирконов наблюдаются дефекты: твердые включения, трещины, секущие зональность (яркие в КЛ), участки с нарушенной зональностью, проявленные в виде затеков.

По данным микронзондового анализа цирконы характеризуются стехиометричным составом по основным элементам. Среди примесных элементов определяются типичные для циркона - Hf, Y, P, Yb, Th, U. Для участков с темной каймой выявлено присутствие неформульных примесных элементов (Cl, F, Ca, Fe, Al, Mg), а также существенная гидратация матрицы ($O_{изб} = 6.41$ мас.% в отдельных проанализированных участках). Для участков с нарушенной зональностью и метамиктных центральных частей циркона (Приложение 4, например, проба ER-02-15) также характерны повышенные содержания как типичных элементов - Y, Th, U, P, Yb, Hf, так и элементов индикаторов флюидного режима - Cl, F, S, Ca, K, Fe, Al, Mg. По рассчитанному стехиометричному содержанию кислорода гидратация матрицы таких участков циркона составляет в среднем 4.85 мас.%, в некоторых анализах достигает значения 15.84 мас.%, что говорит о существенной гидратации структуры циркона.

По данным рамановской спектроскопии оценена степень кристалличности (разупорядочения) структуры циркона (Приложение 5 а, проба ER-02-15). Метод дифракции отраженных электронов (EBSD) был использован для построения фазовых и ориентационных карт. В каждой точке анализа одновременно регистрировался характеристический рентгеновский спектр и дифракционные карты Кикучи, по которым определялся состав и пространственная группа (ориентировка кристаллитов), соответственно. На основании построенных карт были определены участки цирконов с максимальным нарушением ориентации кристаллической решетки, возникающей в условиях деформации породы и отдельных минеральных зерен.

Ориентационные карты демонстрируют блочное строение кристалла с малоугловым разбросом ориентаций, достигающем 6° (Приложение 5 а, проба ER-02-15). Максимальная степень поврежденности структуры циркона наблюдается в центральной части зерна, она имеет сложную форму и представляет фрагмент циркона, вокруг которого сформировалась срединная часть кристалла с осциллирующей ростовой зональностью и оформленными гранями роста. Темная в СЛ изображении кайма циркона находится в состоянии средней степени метамиктности (v_3 от 14 до 20 см^{-1}). Минимальная степень метамиктности циркона наблюдается для промежуточной зональной части циркона и ярких в СЛ трещин, секущих циркон (v_3 от 3 до 6 см^{-1}). Последнее позволяет предполагать, что они сформировались в результате заполнения трещин на границах разориентированных блоков, которые образовались как результат деформирования кристалла в условиях

наложенных значимых термальных событий. Центральный фрагмент зерна отличается по ориентации от остальных участков зерна на угол более 1° , что может быть объяснено возникновением напряжений и компенсационных сдвигов при локальном радиационном увеличении объема в зерне циркона. В совокупности, полученные данные указывают, что существуют признаки деформационного воздействия на зерна цирконов образца ER-02-05 с появлением трещин растяжения (нарушение сплошности), секущих ростовую зональность. В последнем случае трещины «залечиваются» в процессе рекристаллизации цирконом с малой степенью метамиктности, что говорит о динамических и достаточно высокотемпературных геологических процессах. Поскольку образец отбирался вблизи от синтетонических базитовых даек, внедрение и становление которых происходило в нижне-, среднекоровых условиях, то деформации и наложенные тепловые процессы наиболее логично связать с внедрением базитовых минглинг-даек.

Наблюдаемые особенности строения циркона в разных зонах в пределах одного зерна отражаются и в их химическом составе. Для участков с ростовой зональностью характерен дифференцированный спектр распределения РЗЭ ($(Yb/Gd)_N = 9-43$, $(Yb/La)_N = 56-3915$) и характеризуется значимой положительной Ce-аномалией ($Ce/Ce^* = 4-76$) и слабовыраженным Eu минимумом ($Eu/Eu^* = 0.37-0.62$) (Приложение 6 в), что, в целом, свойственно для циркона магматического происхождения (Hoskin, Schaltegger, 2003). По содержанию Ti оценена температура кристаллизации циркона, которая составила $720-854^\circ C$.

Иной график распределения РЗЭ наблюдается в краевых участках циркона (темная кайма) (Приложение 6 г). Спектр РЗЭ в темной кайме слабо дифференцирован ($Yb/La_N = 15-28$). Отмечается значительное увеличение содержания легких РЗЭ (суммарное содержание легких РЗЭ увеличивается до 483 г/т по сравнению с ростовой зональностью, где максимальное содержание легких РЗЭ составляет 176 г/т) с исчезновением максимума Ce и сохранением отрицательной Eu аномалии ($Eu/Eu^* = 0.32-0.41$). Содержание примесных элементов заметно выше, чем в участках с ростовой зональностью. Для темной каймы также характерны высокие содержания Ti (до 172.9 г/т), что делает некорректным использование Ti-термометра. Наблюдается повышенные содержания U ($428-1258$ г/т) и Th ($324-1294$ г/т) по сравнению с участками с ростовой зональностью, однако диапазон вариаций Th/U значений ($0.5-1.03$) совпадает с таковым для участков с ростовой зональностью и характерен для магматического циркона.

Подобное значительное обогащение циркона несовместимыми элементами (легкие РЗЭ, Ba, Sr, Ti) характерно для цирконов из базитов минглинг-дайки (проба КТ-1252-1), в которых, по совокупности данных исследования, есть признаки воздействия флюидов на кристаллическую структуру циркона. Учитывая, что проба КТ-1252-5 отобрана в непосредственной близости от контакта с минглинг-дайкой (15 см), можно ожидать «следы» участия флюидов в кристаллической структуре цирконов. Судя по РЗЭ-спектрам циркона из внешней зоны (темная кайма) действие флюидов привело к распределению РЗЭ элементов, несвойственному магматическому циркону, а, скорее, схожему со спектрами гидротермального циркона

(Hoskin, Schalteger, 2003). Для зональной части цирконов такое влияние было проявлено в меньшей степени и выразилось в увеличении содержания легких РЗЭ.

По результатам датирования цирконов из гранитов Матутского массива, отобранных на разном удалении от базитовой интрузии получен следующий диапазон возрастов: 516 ± 4 млн лет (проба КТ-1252-5), 511 ± 5 млн лет (проба КТ-1252-8), 508 ± 3 млн лет (проба ER-02-15) (Приложение 7). Иными словами, возраст $520-524$ млн лет, полученный для гранитоидов Матутского массива «омолаживается».

Учитывая специфику метода ЛА-ИСП-МС следует отметить, что данные оценки возраста пересекаются в пределах погрешности единичного измерения. Как следствие, можно допустить, что одним из объяснений различия полученных оценок возраста, может быть погрешность метода анализа (в сравнении с классическим методом U-Pb датирования ТИМС или «in situ» масс-спектрометрия вторичных ионов) или некорректный лазерный пробоотбор, затрагивающий несколько зон в цирконе, в т.ч. участки с дефектами. Тем не менее, разброс полученных оценок возраста направлен в одну сторону – сторону омоложения возраста циркона. Данную гипотезу подтверждают результаты исследования цирконов:

- изменение внутреннего строения циркона: признаки деформации структуры, проявленные в виде трещин, участки рекристаллизации характерны для цирконов из всех изученных проб;

- изменение химического состава циркона (обогащение неформульными элементами-примесями, в частности легкими РЗЭ), что указывает на несовершенство структуры циркона вследствие вторичных преобразований;

- данные рамановской спектроскопии и EBSD-анализа, которые подтверждают поврежденность структуры циркона (от слабой до средней) в местах деформаций кристаллической решетки;

В совокупности признаков можно утверждать, что термическое и деформационное влияние со стороны базитовой интрузии было отражено в структуре циркона вмещающих гранитов и привело к перераспределению микроэлементов и частичному раскрытию U-Pb изотопной системы.

Граниты ухадагского комплекса. Участок Восточный расположен в зоне проникающего тектонического нарушения в восточном обрамлении Матутского гранитоидного массива. Здесь мы можем наблюдать как гранитоиды ухадагского комплекса с признаками течения и комбинированные габбро-гранитные дайки «запечатывают» область растяжения, оказывая тепловое воздействие на вмещающие метаморфические породы и, возможно, гранитоиды Матутского массива. Выбранная для изучения проба КТ-1201 из гранитов ухадагского комплекса была отобрана в тектонической зоне вблизи серии комбинированных габбро-гранитных даек.

По данным катодолюминесценции циркон из образца КТ-1201 характеризуется ярко выраженной осцилляторной магматической зональностью (Приложение 3). Внешняя зона кристаллов характеризуется менее ярким свечением в CL и слабовыраженной зональностью. В пределах кристаллов наблюдаются участки с нарушенной «резорбированной» зональностью. Такие участки, как правило,

располагаются вдоль трещин или в краевых зонах зерен на границе с внешней зоной, что указывает на признаки локальных вторичных преобразований циркона.

По результатам микрозондового анализа отличий между центральной частью и каймой не выявлено – обе зоны характеризуются цирконовым составом и однородным распределением типичных для циркона элементов-примесей (Hf, Y, U, P и др.).

По результатам рамановской спектроскопии установлено, что спектры циркона образца КТ-1201 характеризуются слабой степенью разупорядочения структуры ($2\text{-}6\text{ см}^{-1}$) (Приложение 5 в). Максимальная степень поврежденности структуры циркона наблюдается в центральной части зерна, которая представляет ксенокристаллическое ядро циркона. Здесь ширина линии $\nu_3(\text{SiO}_4)$ варьирует в диапазоне $25\text{-}33\text{ см}^{-1}$, что соответствует сильной степени повреждения структуры циркона, близкой к метамиктной. (Приложение 5 в).

По данным EBSD-метода ориентационные карты демонстрируют монокристаллическое строение кристалла с разбросом ориентаций не более 2° (Приложение 5 г). Различную ориентацию блоков можно наблюдать лишь в небольшой части зерна и вдоль трещин, которые видимо образовались в результате радиационного «разбухания» циркона. Никаких других признаков деформаций не обнаружено.

Согласно полученным U-Pb геохронологическим данным гранит пробы КТ-1201 имеет возраст 483 ± 2 млн лет (Приложение 7 д). Учитывая магматическую природу, исследуемых цирконов, можно принять полученную оценку возраста за возраст гранитов ухадагского комплекса. Возраст темной каймы составил 460 ± 5 млн лет (Приложение 7 е). Полученная оценка возраста указывает на поздние термальные события, существовавшие на этом рубеже.

Таким образом, U-Pb геохронологические данные, детали строения и состава цирконов указывают на существование тектоно-термальных событий на рубеже 485 млн лет, что зафиксировано при датировании и анализе темных кайм цирконов из гранитов Матутского массива (проба КТ-1324), цирконов минглинг-даек (проба КТ-1252-1, базиты; проба КТ-1252-4, граниты), гранитов ухадагского комплекса). Комплексное изучение строения и состава циркона позволили установить, что в этот период происходила частичная рекристаллизация циркона гранитов Матутского массива под действием расплава с высокотемпературными растворами (820°C), которая выражалась в «подплавленных» границах первичного циркона, залечивании дефектов (трещин) и обрастании цирконов внешней каймой.

Третье защищаемое положение: Поздние термальные события на Западном Сангилене зафиксированы в биотитах и цирконах из гранитов ухадагского комплекса, а также в биотитах из гранитов Матутского массива, с возрастом 465 млн лет. Длительность коллизионного магматизма в пределах Эрзинской тектонической зоны составляет не менее 70 млн лет.

По результатам $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования биотита из гранитов Матутского массива (проба КТ-1070) и биотита из гранитов ухадагского комплекса (проба КТ-1201) получен возраст 466 ± 6 млн лет и 459 ± 6 млн лет, соответственно (Приложение 9).

По результатам исследования цирконов из гранитов ухадагского комплекса (проба КТ-1201, Приложение 7) установлены два возрастных рубежа: 483 ± 2 и 460 ± 5 млн лет. Первый рубеж отвечает возрасту ухадагских гранитов и составляет 483 ± 2 млн лет. Вторая оценка возраста получена по датированию внешних кайм, которые обрастают зерна циркона. Таким образом, можно предполагать, что на рубеже 460 млн лет происходило тепловое воздействие не только на граниты Матутского массива, но и на гранитоиды ухадагского комплекса в его обрамлении. Условия термального воздействия были выше температуры закрытия Ag-Ag изотопной системы в биотите ($\geq 300^\circ\text{C}$) и ниже РТ-параметров устойчивости U-Pb изотопной системы ($\leq 700^\circ\text{C}$). Вторая группа возраста коррелирует с общим тепловым прогревом в регионе в период внедрения и становления крупных базитовых интрузий (Башкымугурский габбромонцодиоритовый массив) на завершающих стадиях коллизионных процессов (Башкымугурский массив) (Козаков, 1999; Шелепаев и др., 2018).

Завершением коллизионных событий в Западном Сангилене можно считать появление постколлизионных камптонитовых даек с возрастом (444 ± 7.5 млн лет (Гибшер и др., 2012)) и даек пикродолеритов (Ярмолук и др., 2024). В структурном плане они занимают секущее положение относительно типичных коллизионных структур юго-западного простиранья.

С учетом полученных данных возраст гранитоидов Матутского массива отвечает возрастному рубежу 520-524 млн лет (520 ± 3 и 524 ± 3 млн лет), а длительность коллизионного магматизма в пределах Западного Сангилена составляет не менее 70 млн лет. Следует отметить, что данные оценки не противоречат и хорошо коррелируются с общей периодичностью в 90 млн лет зарождения и развития суперплюмов в Евразии (Руднев и др., 2004), что подчеркивает их связь между собой.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе приведены результаты комплексного петрохронологического подхода при изучении геологических объектов. Данный подход позволяет получить расширенный набор данных о состоянии циркона (строение, дефектность, разупорядочение структуры, химический состав), широко используемого в качестве минерала-геохронометра.

На примере гранитоидов Матутского массива показано, что петрохронологический подход позволяет сделать выводы об истории формирования, вторичных преобразованиях и сохранности U-Pb изотопной системы в цирконе в обстановках воздействия поздних тектоно-термальных событий.

Установлено, что формирование гранитов Матутского массива связано с плавлением смешанного (тоналитового и метаграуваккового) источника. Кристаллизация расплава сопровождалась фракционированием амфибола, биотита и плагиоклаза. При фракционной кристаллизации происходило удаление аксессуарных фаз (монацит и ксенотим). Процесс фракционирования происходил в ходе перемещения магм и/или их внедрения.

Детальное изучение цирконов позволило выявить условия и последовательность тектоно-термальных событий, происходивших в истории Матутского гранитного массива.

Петрохронологический подход позволил предопределить корректный выбор проб для геохронологических исследований и тем самым получить новые данные и/или уточнить их.

На примере Матутского гранитного массива показано, что в пределах массива полученные оценки возраста могут отличаться. При этом для цирконов с характерными признаками дефектов структуры оценки возраста «омолаживались», несмотря на то что в петрографических шлифах признаки деформаций могли быть неясными.

По результатам комплексного изучения цирконов установлено два основных возрастных рубежа в истории Матутского гранитного массива, зафиксированных в структуре циркона – возраст становления (522 млн лет) и возраст позднего термального события (485 млн лет), а также выявлены геологические условия этих событий.

В сочетании с использованием дополнительного геохронологического метода – Ar-Ar датирования биотита был установлен еще один более поздний рубеж в истории Матутского массива (465 млн лет).

По данным изучения участка Тавыт-Даг установлено, что поздний рубеж, отразившийся на цирконах из гранитов Матутского массива, проходил одновременно с внедрением базитовых интрузий. Кроме того, детальное изучение цирконов на контакте с базитовой интрузией показало тенденцию омоложения возраста под действием температуры от базитового расплава и флюидов, сопровождавших процесс внедрения дайки.

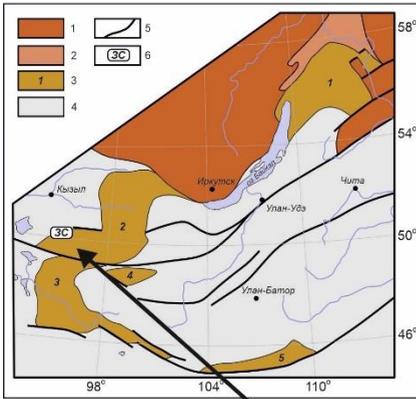
СПИСОК ОСНОВНЫХ РАБОТ ПО ТЕМЕ ДИССЕРТАЦИИ

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 settings // Journal of Asian Earth Sciences, 2021. Т. 220. С. 104919.

Кармышева И.В., Владимиров В.Г., Куйбида М.Л., Семенова Д.В., Яковлев В.А. Петрогенезис и тектонические обстановки образования высококалийевых гранитов (Западный Сангилен, Тувино-Монгольский массив) // Геосферные исследования. 2022. № 1. С. 6-32.

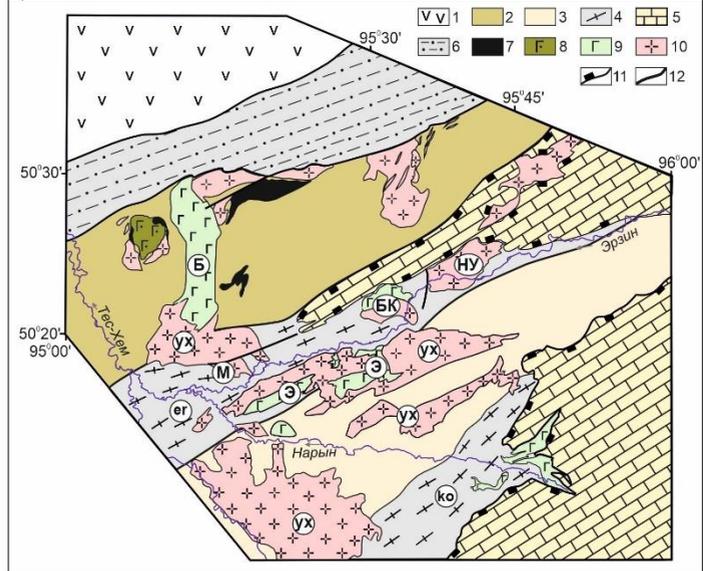
Яковлев В.А., Кармышева И.В., Владимиров В.Г., Семенова Д.В. Геологическое положение, источники и возраст комбинированных даек СЗ окраины Тувино-Монгольского массива (Западный Сангилен, ЮВ Тува) // Геология и геофизика, 2024, т. 65 (2), с. 222–243.

Семенова Д.В., Владимиров В.Г., Кармышева И.В., Яковлев В.А. Возраст раннеколлизийных гранитоидов Западного Сангилена (Юго-Восточная Тува): значение для оценки длительности орогенеза на окраине Тувино-Монгольского массива // Геодинамика и тектонофизика, 2024, т.15(4), с. 767.



Положение Западного Сангилен в структурах южного обрамления Сибирской платформы (по [Kuzmichev et al., 2001; Кузьмичев, 2004] с упрощениями).

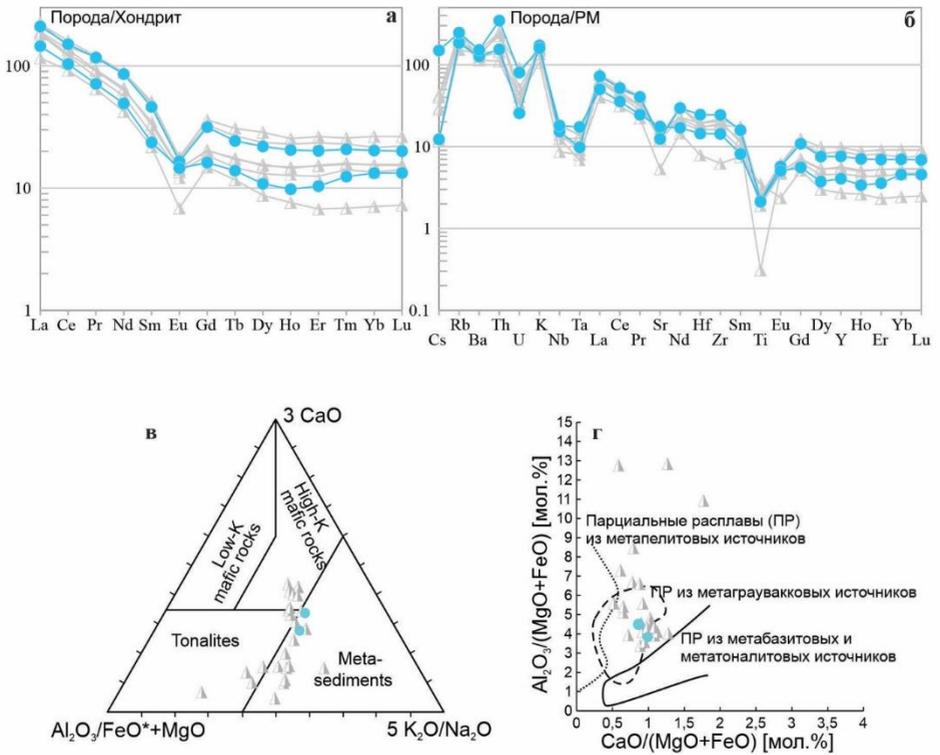
- 1 – Сибирский кратон; 2 – пассивные окраины;
- 3 – докембрийские террейны
(1 - Байкало-Муийский пояс,
2 - Тувино-Монгольский массив,
3 – Дзабханский массив,
4 – Тарбагатайский массив,
5 – Центрально-Монгольский массив);
- 4 – палеозойды Центрально-Азиатского складчатого пояса;
- 5 – разломы;
- 6 – положение Западного Сангилен.



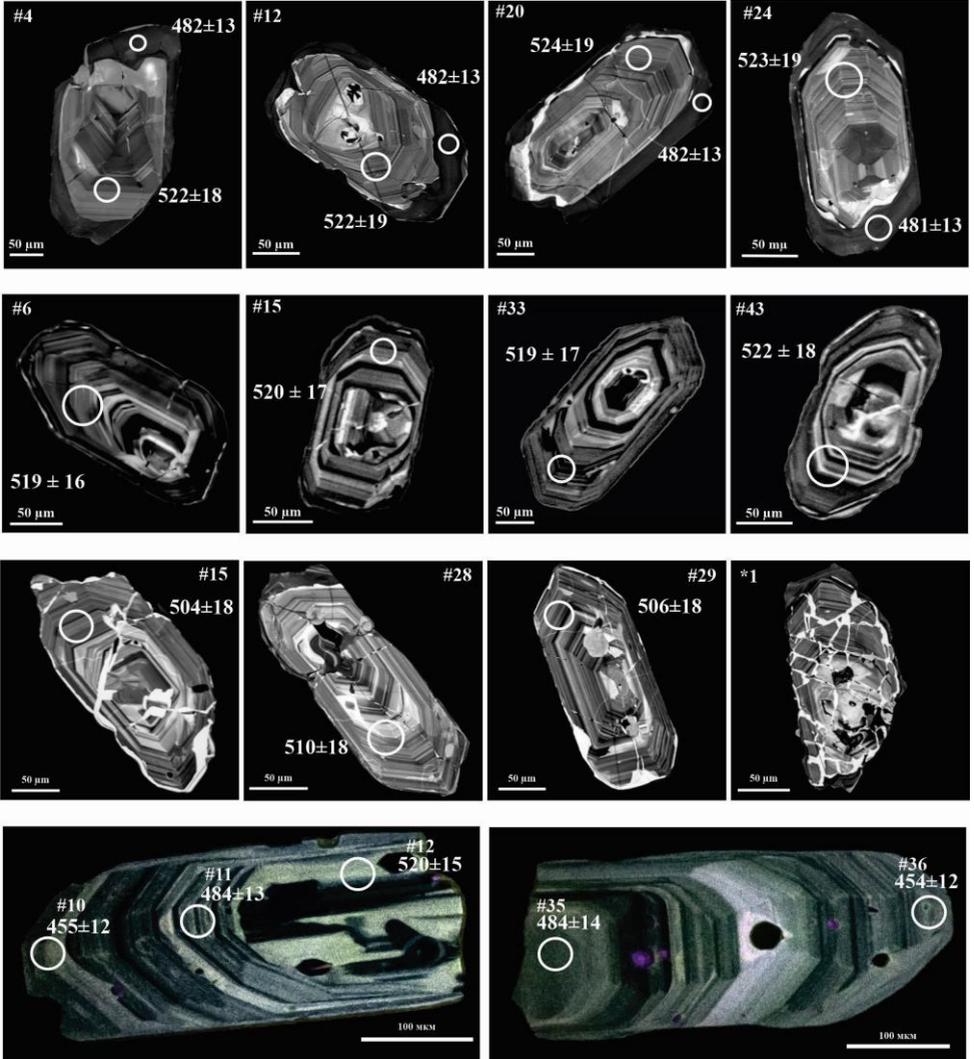
Геологическая схема Западного Сангилен (Юго-Восточная Тува)

(по (Гоникберг, 1995; Козаков и др., 1999; Владимиров и др., 2005, 2017; Шелепаев, 2006; Кармышева и др., 2017, 2022)).

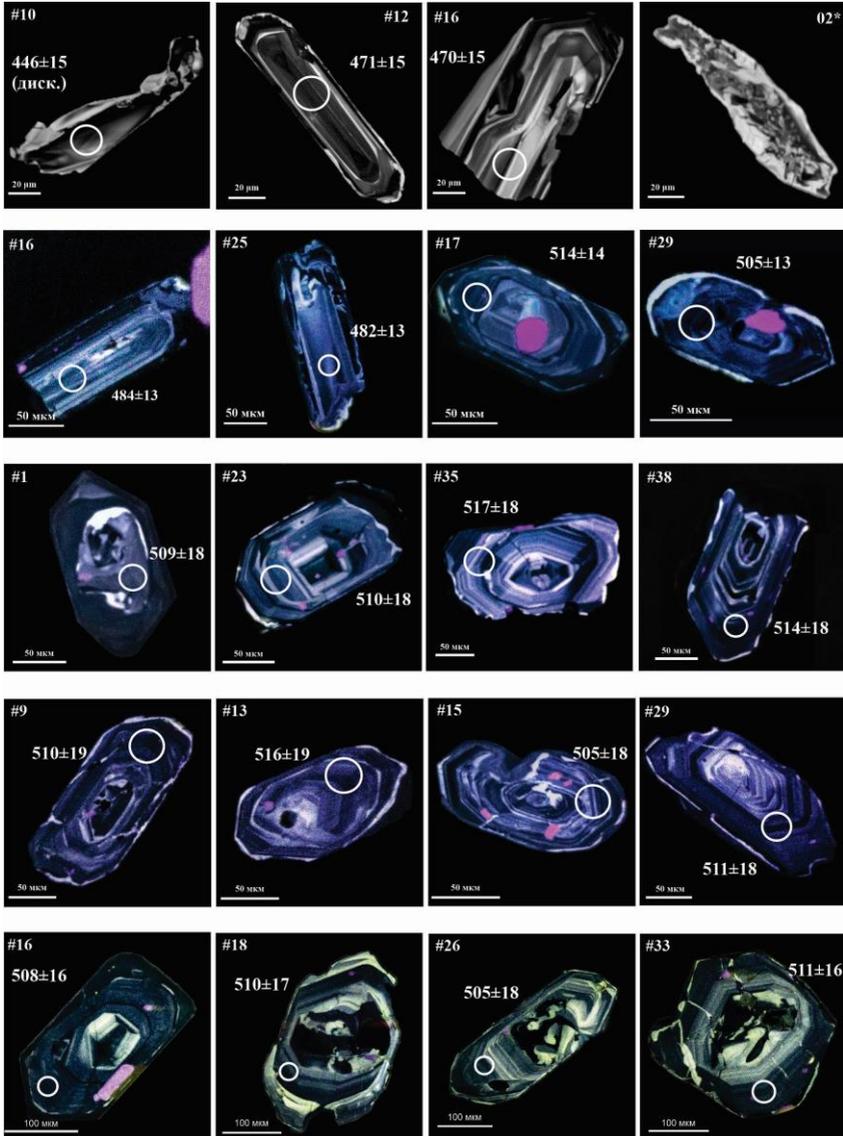
- 1 – образования Таннуольской островной дуги; *метаморфические комплексы* (2-4):
- 2 – моренский, 3 – нижеэрзинский, 4 – эрзинский; 5 – карбонатно-терригенный чехол (сангиленская серия); 6 - Агардагский сутурный шов; 7) дунит-гарцбургитовый комплекс;
- 8) Правотарлашкинский анортозит-габброноритовый массив; 9) габброидные массивы (Б - Башкымугурский, БК - Баянкольский, Э - Эрзинский), 10) гранитоидные массивы (нерасчлененные) и комплексы: БК - Баянкольский массив, М - Матутский массив, НУ - Нижнеулурский массив, ух - ухадагский комплекс); 11 - границы тектонических покровов; 12 - разломы. *Тектонические зоны:* (er) Эрзинская, (ko) Кокмолгаргинская.



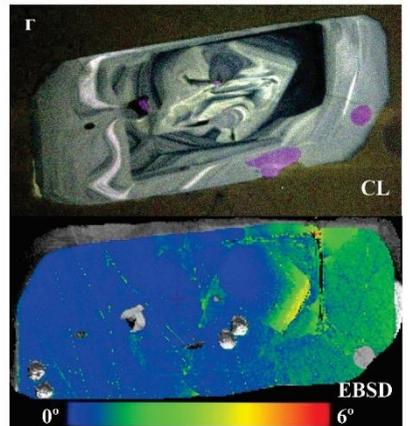
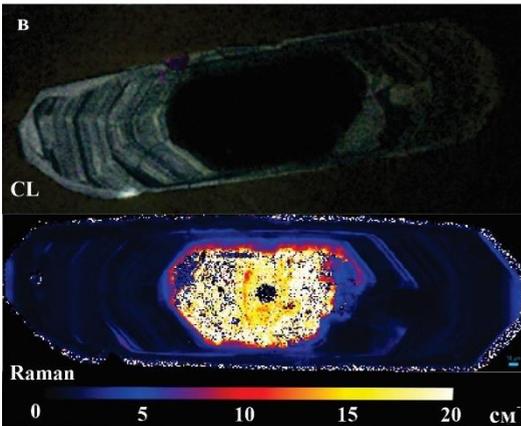
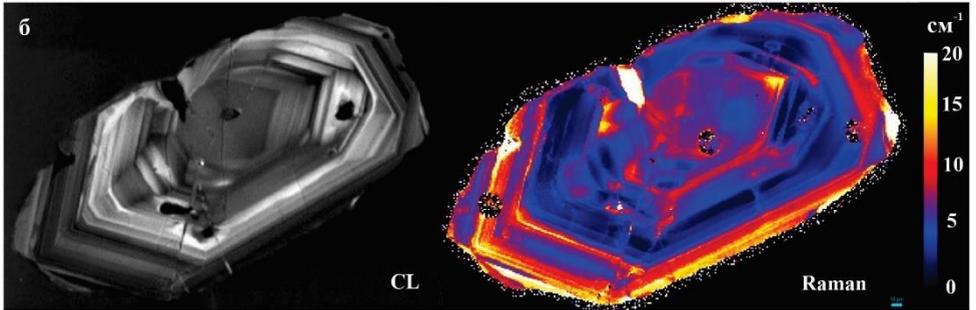
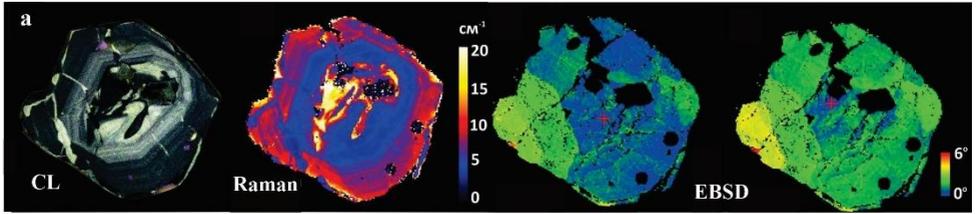
Спектры РЗЭ (а), спайдер-диаграммы (б) для гранитов Матутского массива. Данные для хондрита и примитивной мантии по (Sun, McDonough, 1989). Диаграммы определения состава протолита для гранитов Матутского массива: а - $3CaO - Al_2O_3/FeO^*+MgO - 5K_2O/Na_2O$ (Laurent et al., 2014); б - $Al_2O_3/(MgO+FeO) - CaO/(MgO+FeO)$ (Altherr et al., 2000). Кружками показаны анализы рэперных проб КТ-1070, КТ-1324.



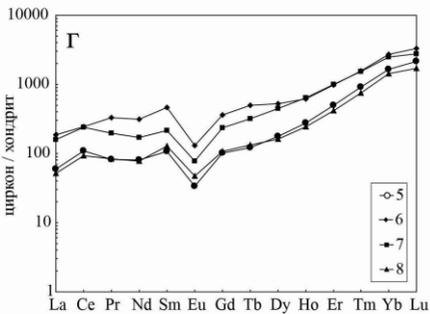
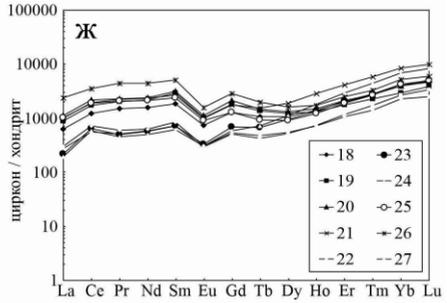
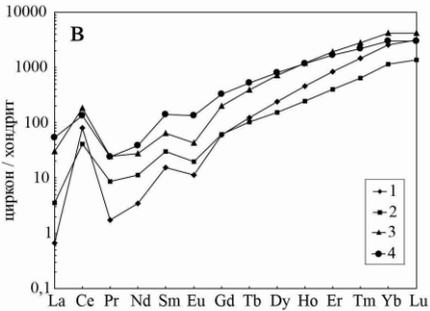
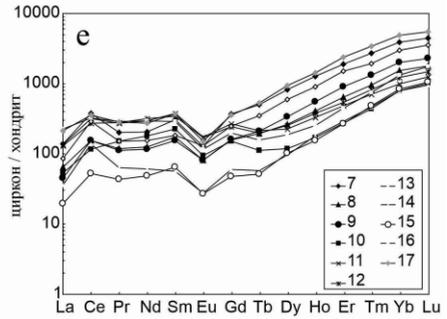
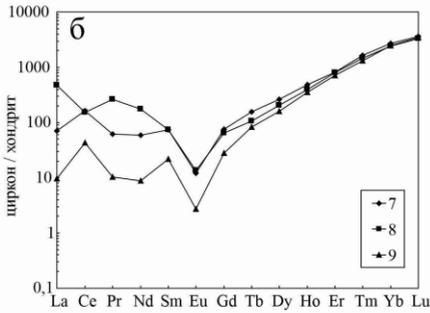
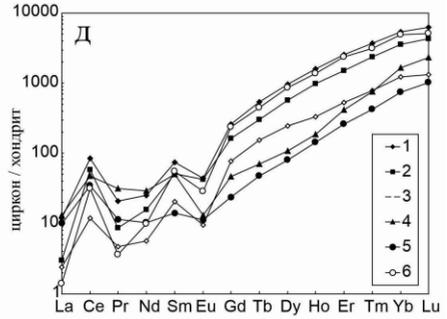
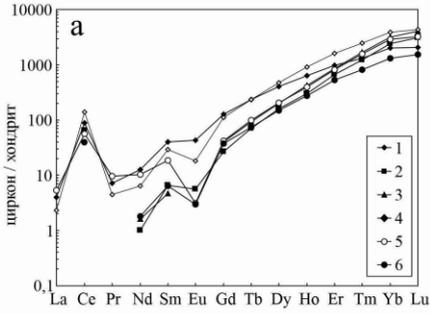
Катодолуминесцентные изображения представительных зерен циркона: граниты Матутского массива: 1-й ряд – участок Северо-Западный(проба КТ-1324), 2-й ряд – участок Центральный (проба КТ-1070), 3-й ряд – участок Бумбаты (проба КТ-1256); 4-й ряд – граниты ухадагского комплекса, участок Восточный.



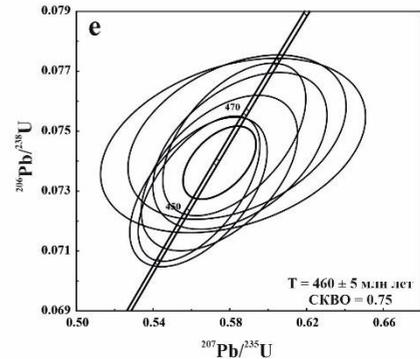
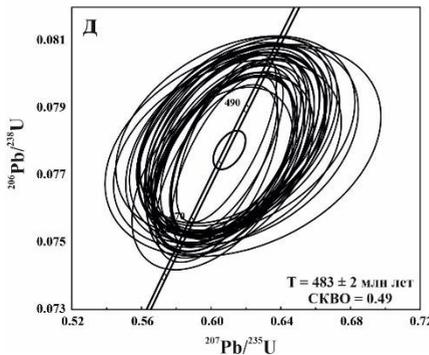
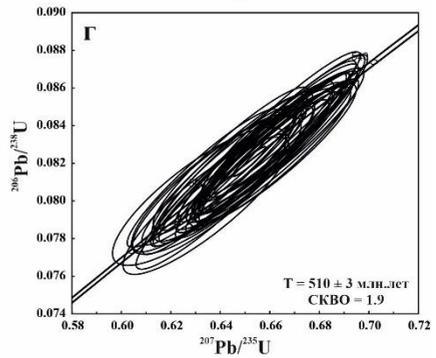
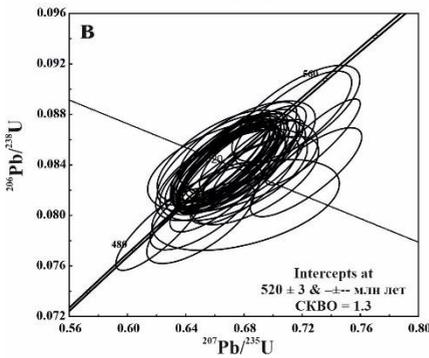
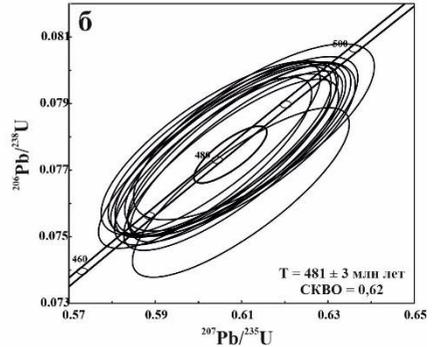
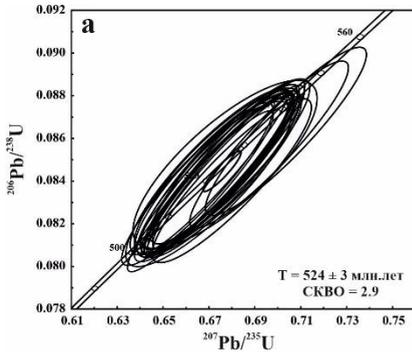
Катодолуминесцентные изображения представительных зерен циркона (участок Тавыт-Даг): 1-й ряд – базитовая часть минглинг-дайки (проба КТ-1252-1), 2-й ряд – салическая часть минглинг-дайки (проба КТ-1252-4); граниты Магутского массива: 3-й ряд – проба КТ-1252-5, 4-й ряд – проба КТ-1252-8, 5-й ряд – проба ER-02-15.



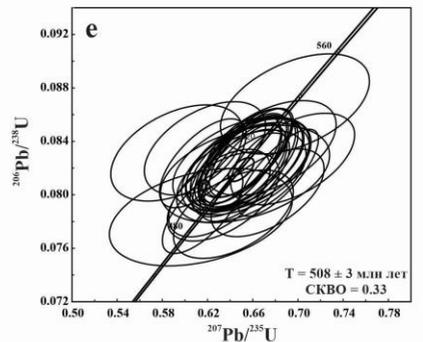
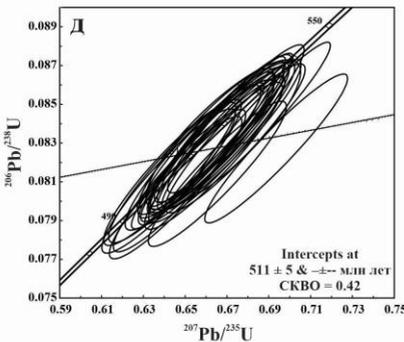
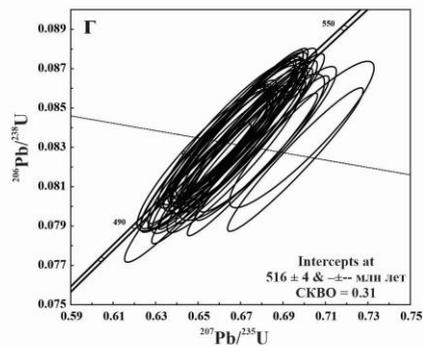
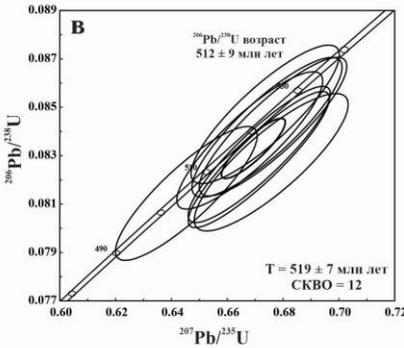
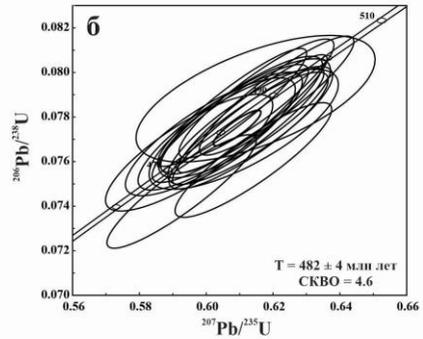
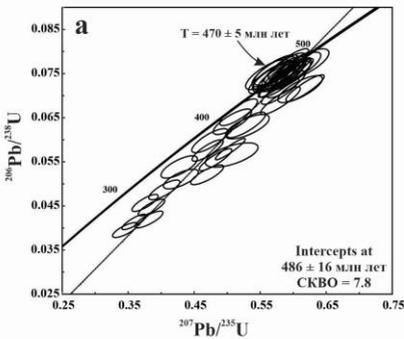
Катодолуминесцентные изображения (CL), картирование циркона (Raman) по параметрам рамановской линии $\nu_3(\text{SiO}_4)$, ориентационные карты (EBSD) представительных зерен циркона: а - граниты Матутского массива, участок Тавыт-Даг (проба ER-02-15), б – граниты Матутского массива, участок Центральный (проба КТ-1070), в, г – граниты ухадагского комплекса, участок Восточный (проба КТ-1201).



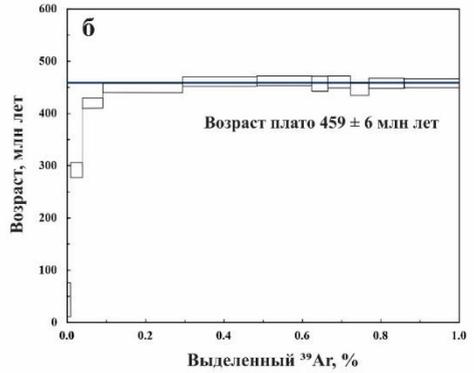
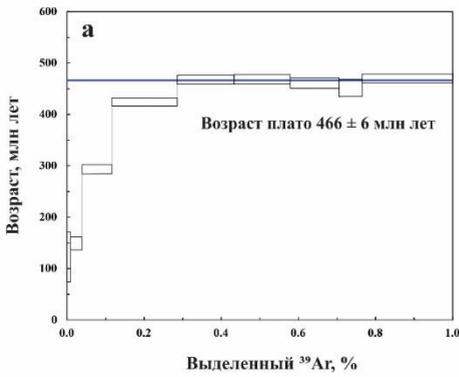
Спектры РЗЭ из цирконов:
 гранитов Матугского массива:
 проба КТ-1324, участок Центральный
 а- центральная часть, б - темная кайма цирконов;
 проба КТ-1252-5, участок Тавыт-Даг:
 в - центральная часть циркона, г - темная кайма;
 проба КТ-1252-1, базиты минглинг-дайки,
 участок Тавыт-Даг:
 д - неизмененные цирконы,
 е - цирконы с признаками рекристаллизации,
 ж - цирконы с признаками химического растворени.



U-Pb возраст цирконов: граниты Магутского массива: а – центральная часть циркона, участок Северо-западный (проба КТ-1324), б – темная кайма циркона, участок Северо-западный (проба КТ-1324), в - участок Центральный (проба КТ-1070), г – участок Бумбагы (проба КТ-1256); граниты ухадагского комплекса, участок Восточный (д- центральная часть циркона, е – темная кайма). Эллипсы и значения U-Pb возраста соответствуют 2σ, включая погрешность констант распада.



U-Pb возраст цирконов из пород минглинг дайки и вмещающих гранитов Магутского массива, участок Тавыт-Даг: а – базитовая составляющая минглинг-дайки; участок Тавыт-Даг (проба КТ-1252-1); б, в – калийная составляющая минглинг дайки (образец КТ-1252-4); г - граниты (проба КТ-1252-5); д – граниты (проба КТ-1252-8); е – граниты (проба ER-02-15). Эллипсы и значения U-Pb возраста соответствуют 2σ, включая погрешность констант распада.



$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -возрастные спектры для биотита из: а – гранитов Матутского массива, участок Центральный (проба КТ-1070); б - гранитов ухадагского комплекса, участок Восточный (образец КТ-1201).