

УДК 552

МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ МОНЦОГАББРОДИОРИТ-СИЕНИТ-ГРАНИТОИДНЫХ ИНТРУЗИВОВ НА ПРИМЕРЕ МАССИВА АКЖАЙЛЯУ (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН)

© 2024 г. П. Д. Котлер^{a, b, c, *}, С. В. Хромых^a, А. В. Захарова^b, Д. В. Семенова^{a, c},
А. В. Куликова^{a, c}, А. Г. Бадретдинов^c, Е. И. Михеев^{a, b}, А. С. Волосов^{a, b}

^aИнститут геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

^bНовосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

^cКазанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия

*e-mail: pkotler@yandex.ru

Поступила в редакцию 21.08.2023 г.

После доработки 14.09.2023 г.

Принята к публикации 19.10.2023 г.

Представлена модель формирования многофазного плутона Акжайляу, сформированного в пределах блока земной коры с каледонским основанием в герцинское время. В основу работы положены результаты исследований поведения петрогенных и редких элементов, геохронологических, минералогических и изотопно-геохимических исследований. Выделены три этапа становления массива Акжайляу, существенно отличающиеся от принятых ранее представлений о многокомплексности и полихронности данного интрузива: 1) становление умеренно-щелочных лейкогранитов А₂-типа (308–301 млн лет); 2) внедрение в основание лейкогранитов монцодиоритов (~295 млн лет), повышение степени плавления исходных субстратов с формированием сиенитов и умеренно-щелочных гранитов I-типа (294–292 млн лет); 3) внедрение на западе и севере плутона даек и малых тел щелочных ферроэгерманитовых лейкогранитов А₁-типа (~289 млн лет). Плутон Акжайляу сформировался около 15 млн лет назад в средней–верхней коре при взаимодействии субщелочных базитовых магм плюмовой природы с коровыми субстратами орогенного сооружения.

Ключевые слова: гранитоиды, многофазные интрузивы, мантийно-коровое взаимодействие, Восточный Казахстан, Центральная Азия

DOI: 10.31857/S0869590324020025 **EDN:** DDFVNX

ВВЕДЕНИЕ

Несмотря на огромный объем эмпирического материала по гранитоидам (Frost et al., 2001; Розен, Федоровский, 2001; Frost, Frost, 2011; Гребенников, 2014; Ярмолюк и др., 2016а и др.) и значительный прогресс экспериментальных исследований в этой области (Beard, Lofgren, 1991; Vielzeuf, Montel, 1994; Patiño Douce, 1999 и др.), до сих пор нет единого подхода к объяснению генезиса и геохимического разнообразия этих пород. Состав первичных магм, продолжительность внедрения и формирования массивов, возможные пути дифференциации гранитоидных расплавов, их металлогеническая специализация объясняются исследователями неоднозначно.

Особое значение для расшифровки закономерностей генезиса гранитоидных магм имеют сложнопостроенные плутоны, состоящие из

множества интрузивных фаз, характеризующихся геохимическим разнообразием. По традиционным представлениям, основанным, прежде всего, на геологических взаимоотношениях разнотипных пород, такие плутоны относили к полихронным образованиям с длительной историей формирования (Дьячков, 1972; Ермолов и др., 1977, 1983; Лопатников и др., 1982 и др.). Вместе с тем в связи с развитием в последние годы массовых изотопно-геохронологических исследований появляется все больше данных о субсинхронном формировании геохимически разнотипных интрузивных пород (Цыганков и др., 2016; Хубанов и др., 2016; Хромых и др., 2016; Ярмолюк и др., 2016б; Kotler et al., 2021 и др.), что свидетельствует о сложных механизмах генерации магм в земной коре, вероятно, из разных источников и при возможном участии магм мантийного происхождения. При этом важное значение для построения петрогенетических

моделей приобретает расшифровка механизмов генерации магм, их взаимодействия и дифференциации, основанная на детальном исследовании геологических взаимоотношений пород, петрографии, минералогии, вещественного и изотопного составов.

Данный подход применен нами к породам массива Акжайляу, который располагается в зоне сочленения герцинской Обь-Зайсанской и каледонской Чингиз-Тарбагатайской складчатых систем. Изучение массива имеет богатую историю (Ермолов и др., 1977; Бескин и др., 1979 и ссылки в этих работах), а интерес к этому массиву был обусловлен, во-первых, разнообразием типов интрузивных гранитов, во-вторых, широким развитием полей и участков проявления хрусталеносных гранитных пегматитов, в-третьих, связанным со щелочными лейкогранитами редкометалльно-редкоземельного месторождения Верхнее Эспе в северо-восточной части массива (Фролова, 2018; Левашова и др., 2022). Несмотря на большое количество накопленных данных по геологическому строению, петрографии и минералогии пород массива, современные аналитические возможности практически не применялись при его исследовании. В настоящей работе представлена новая петрологическая модель формирования пород данного массива, основанная на результатах современных геохронологических, минералогических и изотопно-геохимических исследований.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

Полигон исследований локализован в западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса и рассматривается в составе герцинской Обь-Зайсанской (Иртыш-Зайсанской) складчатой области (рис. 1). Массив Акжайляу расположен в западной части Жарма-Саурской зоны, которая в среднем—позднем палеозое представляла активную окраину Обь-Зайсанского океана (на западе в современных координатах). В восточной части Жарма-Саурской зоны развиты преимущественно позднепалеозойские вулканические породы — фрагменты позднедевонской—раннекаменноугольной островной дуги. В западной части зоны развиты преимущественно терригенные осадочные толщи, которые, согласно (Дегтярев, 2012), формировались в задуговом прогибе на каледонском основании. В районе плутона Акжайляу на современном уровне эрозионного среза распространены терригенные осадки коконьской свиты визейского возраста (песчаники, алевролиты). В конце раннего карбона (серпухов) произошло закрытие Обь-Зайсанского океанического бассейна и сближение Казахстана и Сибирского континентов, возраст коллизионного события оценивается как граница раннего и среднего карбона (Зоненшайн и др.,

1990; Владимиров и др., 2008). Процессы коллапса орогенного сооружения происходили в позднем карбоне, а в раннепермское время на постколлизийной стадии фиксируется масштабное проявление магматизма (прежде всего, гранитоидного), которое связывается с растяжением литосферы на фоне термической аномалии, вызванной активностью Таримского мантийного плюма (Khromykh et al., 2019; Хромых, 2022).

Детальные геологические исследования интрузивного магматизма Жарма-Саурской зоны были проведены в 60–70-х годах (Щерба и др., 1976; Ермолов и др., 1977). Многообразие интрузивных пород Жарма-Саурской зоны, различающихся по структурно-текстурным особенностям, минеральному и вещественному составу, было основанием для выделения нескольких габброидных, габбро-гранитоидных, гранитоидных серий, комплексов, вулcano-плутонических ассоциаций. На основании взаимоотношений различных интрузивных фаз общая продолжительность интрузивного магматизма была оценена от конца раннего карбона до поздней перми—триаса.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В основу работы положена авторская коллекция 58 образцов, собранная в ходе полевых работ.

Петрографические исследования (25 шлифов) проводились с помощью поляризационного микроскопа Carl Zeiss Axio Lab в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск). Изображения шлифов документировались с помощью подключенной к микроскопу цифровой фотокамеры Canon PowerShot A 590.

Анализ состава петрогенных компонентов проводился в ИГМ СО РАН методом рентгено-спектрального флуоресцентного анализа плавленных таблеток из образцов горных пород. Измерения выполнялись на рентгеновском спектрометре ARL-9900-XP фирмы ARL (Applied Research Laboratories) (аналитик Н.Г. Карманова). Анализ редкоэлементного состава горных пород проводился в ИГМ СО РАН методом ICP-MS на масс-спектрометре Finnigan Element, согласно методике, описанной в (Николаева и др., 2012).

Анализ состава амфиболов, полевых шпатов (800 определений) проводился в ИГМ СО РАН методом энергодисперсионной спектроскопии на электронном сканирующем микроскопе MIRA 3LMU (Tescan Orsay Holding) с системой микроанализа Aztech (Oxford Instruments Nanoanalysis Ltd., аналитик М.В. Хлестов. Обработка полученных данных проводилась в Microsoft Excel, для классификации минералов использовались работы (Leake et al., 1997; Rieder et al., 1998). Анализ состава

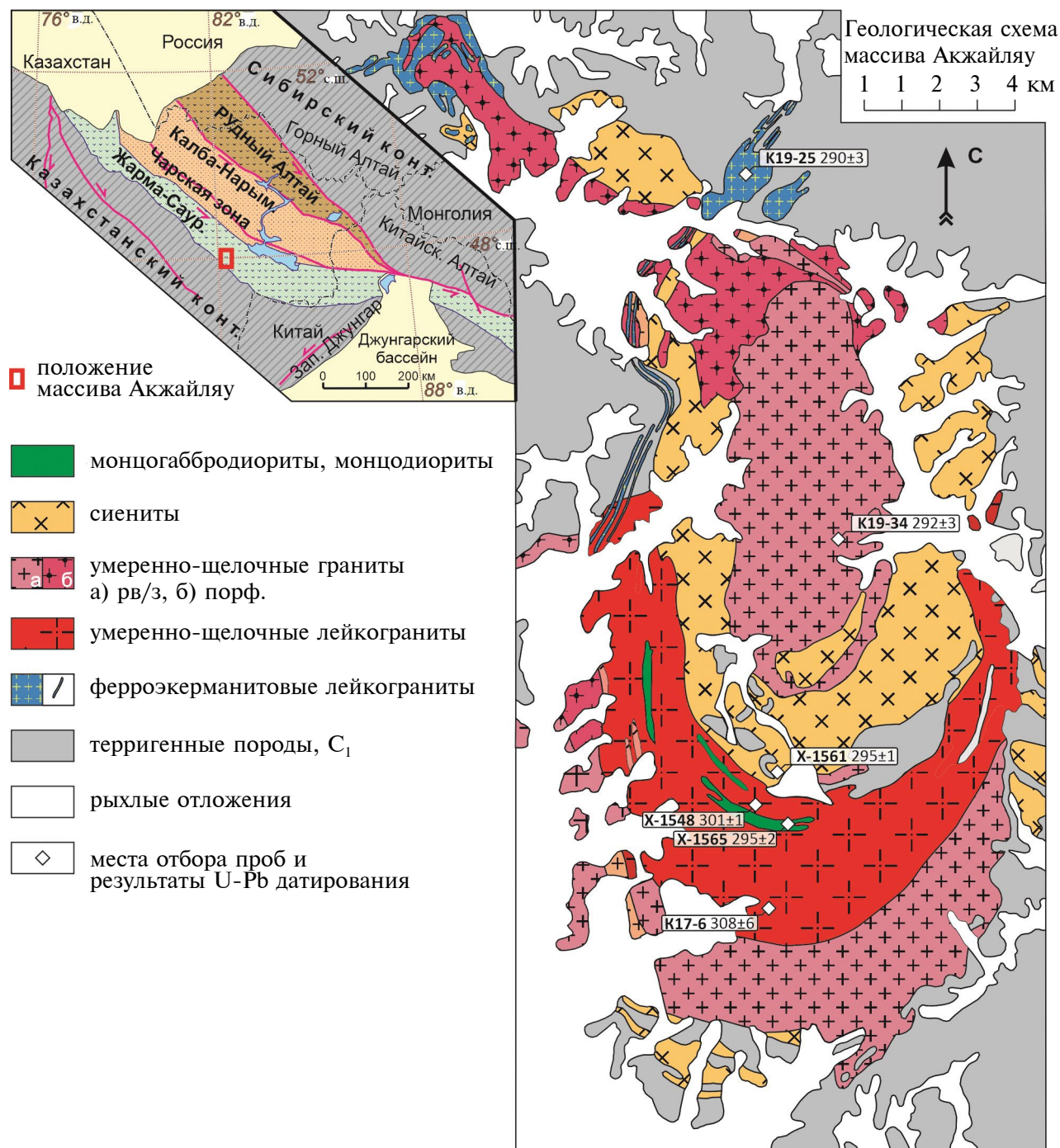


Рис. 1. Геологическая схема массива Акжайляу.

Врезка – положение массива Акжайляу в структурах Обь-Зайсанской складчатой системы по (Khromykh et al., 2019).

биотитов производился с применением электронно-зондового микроанализатора JXA-8100 (Jeol Ltd.) (ЦКП МИИ СО РАН, г. Новосибирск), аналитик В. Н. Королук. Исследование слюд проводилось при ускоряющем напряжении 20 кВ, силе тока 40 нА, времени набора спектра 10 с (для всех элементов, кроме фтора) и 30 с (для фтора), диаметре

анализируемого участка 2 мкм. Для точности анализа после каждого десятого измерения образца проводилось измерение стандартов: BD (диопсид, измерение SiO_2 , MgO , CaO), 359–1 (ортоклаз, измерение Al_2O_3), альбит (измерение Na_2O), O-145 и IGEM (гранаты, измерение FeO и MnO соответственно), F-flog и Cl-flog (флогопиты, измерение F

и Cl соответственно), Gl-6 (синтетическое стекло, измерение TiO_2).

U-Pb датирование циркона выполнено в Центре коллективного пользования многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН (ЦКП МИИ ИГМ СО РАН, г. Новосибирск), аналитик Д.В. Семенова. Для выбора точек датирования на поверхности зерен использовались катодолюминесцентные изображения, полученные с помощью сканирующего электронного микроскопа LEO-1430VP. Для измерения концентраций изотопов U, Th, Pb использовался масс-спектрометр высокого разрешения с индуктивно связанной плазмой Thermo Scientific Element XR (Thermo Fisher Scientific, Германия), соединенный с системой лазерной абляции UP 213 (New Wave Research, США), согласно методике, описанной в (Хубанов и др., 2016). Диаметр лазерного луча составлял 25 или 30 мкм, частота повторения импульсов 5 Гц и плотность энергии лазерного излучения ~ 3 Дж/см². Данные масс-спектрометрических измерений обрабатывали с помощью программы Glitter (Griffin et al., 2008). U-Pb изотопные отношения нормализовали на соответствующие значения изотопных отношений стандартных цирконов TEMORA-2 (Black et al., 2004), Plešovice (Slama et al., 2008). Погрешности единичных анализов (отношений, возрастов) приводились на уровне 1σ , погрешности вычисленных конкордантных возрастов — на уровне 2σ . Расчет возраста проводился методом рассмотрения U-Pb ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$) системы на конкордии. Диаграммы с конкордией построены с использованием программы Isoplot (Ludwig, 2003). Также одна проба была продатирована с помощью системы лазерной абляции на основе эксимерного лазера (длина волны 193 нм) Analyte Excite (Teledyne Cetac Technologies), соединенной с квадрупольным масс-спектрометром с ионизацией в индуктивно-связанной плазме ThermoScientific iCAP Q в НОЦ Геотермохронологии ИГиНГТ КФУ.

Ag-Ag изотопное датирование проводилось ЦКП МИИ ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) по навескам монофракций амфиболов методом ступенчатого прогрева, согласно методике, описанной в (Травин и др., 2009). Отбор мономинеральных фракций для исследований производился вручную под микроскопом после дробления пород из фракции 0.5–0.25 мм и магнитной сепарации. Образцы минеральных фракций заворачивались в алюминиевую фольгу и после откачки воздуха запаивались в кварцевую ампулу вместе с образцами биотитов МСА-11 и LP-6, мусковита Bern 4m в качестве мониторов. Затем образцы облучались в кадмированном канале реактора ВВР-К типа в учебно-научном центре «Исследовательский ядерный реактор» при Томском политехническом университете. Градиент нейтронного потока не превышал 0.5% в размере образца. После необходимой паузы для

снижения радиоактивности образцы доставлялись в ИГМ СО РАН для измерений. Эксперименты по ступенчатому прогреву образцов проводились в кварцевом реакторе с печью внешнего прогрева. Холостой опыт по ^{40}Ar (10 мин при 1200°C) не превышал 5×10^{-10} см³. Очистка аргона производилась с помощью Ti- и ZrAl SAES геттеров. Изотопный состав аргона измерялся на масс-спектрометре “Noble Gas 5400” (Micromass, Англия). Ошибка измерений соответствует $\pm 1\sigma$.

Определения концентраций и изотопного состава Sm и Nd были выполнены в ЦКП “Геоаналитик” (ИГГ УрО РАН, Екатеринбург). Процедура химической подготовки образцов состояла из разложения проб смесью минеральных кислот (при 120°C) с добавлением изотопной метки ^{149}Sm - ^{150}Nd , хроматографического выделения суммы РЗЭ и ступенчатого разделения Sm, Nd. Измерения изотопных отношений проводили методом ТИМС на спектрометре Triton Plus (Thermo Finnigan) в статическом режиме. Оценка качества измерений контролировалась по изотопному стандарту JNd_i-1 (GSJ). Значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в стандарте во время работы составило 0.512111 ± 9 (2 SD, N = 7). Rb-Sr изотопные исследования проводились по валовым пробам пород в ИГМ СО РАН на твердофазном масс-спектрометре МИ-1201-АТ. Первичные изотопные отношения стронция рассчитаны с использованием константы распада ^{87}Rb , равной 1.42×10^{-11} лет⁻¹ (Steager, Jäger, 1977).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Геологическая позиция, петрография и минералогия

На современном уровне эрозионного среза массив Акжайляу имеет форму субмеридионального овала, расширяющегося к югу, протяженностью более 35 км при ширине от 10 до 20 км. Исходя из данных геофизических работ (Ермолов и др., 1977), современная форма массива Акжайляу определяется сочетанием двух тел: ассиметричного пологозалегающего этмолита с крутым магмоподводящим каналом в центральной части массива и дугообразным коническим в разрезе гарполитом в южной части массива. Согласно ранним исследованиям, на основе геологических взаимоотношений и петрографии пород в составе плутона выделялись три магматических комплекса, породы которых сформировались в ходе 11 различных фаз внедрения (Ермолов и др., 1977). Пермский возраст комплексов массива принимался условно на основе геологических соотношений (граниты секут каменноугольные осадочные породы) и усредненных значений K-Ar возраста. По представлениям предшественников, формирование массива происходило в гомодромной последовательности — к ранним фазам относились габброиды, граносиениты и граниты, объединенные



Рис. 2. Обнажения пород массива Акжайляу; минглинг—контакты между лейкогранитами и монцогаббродиоритами.

в жарминскую серию (P_1). Второй этап формирования связывался со щелочными гранитами и гранит-порфирами керегетас-эспенского комплекса (P_2), а фазы, сложенные средне-крупнозернистыми лейкогранитами, считались наиболее поздними и рассматривались в составе каракольского комплекса позднепермского возраста.

Проведенные исследования петрографии, минералогии пород, состава петрогенных и редких элементов, изотопно-геохимического состава, а также результаты U-Pb изотопного датирования позволили выделить в составе массива пять групп интрузивных пород, соответствующих интрузивным фазам (см. рис. 1): 1) монцогаббродиориты и монцодиориты, 2) сиениты, 3) умеренно-щелочные граниты, 4) умеренно-щелочные лейкограниты, 5) ферроэкерманитовые лейкограниты.

Монцогаббродиориты и монцодиориты обнажены в виде небольших протяженных линзообразных тел в центральной части массива среди лейкогранитов. Ранее эти тела описывались как останцы и ксеноблоки в лейкогранитах, простирающиеся согласно с основным кольцевым планом интрузии и полого погружающиеся в северном направлении (Ермолов и др., 1977). Обнаженность тел плохая, обычно они слагают понижения в рельефе. Наиболее представительные обнажения располагаются в основании лейкогранитных скал, где удалось задокументировать контакты. Контакт монцодиоритов с гранитоидами неровный, фестончатый, со следами взаимопроникновения ксенолитов (рис. 2), что отвечает признакам взаимодействия базитовой магмы с магмой кислого состава или со слабо консолидированными гранитоидами (Renna et al., 2006; Бурмакина, Цыганков, 2013).

Среди пород данной группы преобладают среднезернистые роговообманково-биотитовые монцодиориты (рис. 3), сложенные плагиоклазом (An_{26-57}) до 60 об. %, калиевым полевым шпатом 5–20 об. %, кварцем в интерстициях до 5 об. %, буро-зеленой

роговой обманкой 15–45 об. % (рис. 4), бурым биотитом <1–10 об. %, редкими единичными зернами диопсид-авгита. Акцессорные минералы — апатит, сфен, циркон, ильменит, титан- и ванадийсодержащий магнетит, эпидот, рутил.

Сиениты слагают краевые части пологозалегающего чашеобразного интрузива (этмолита) в центральной части массива Акжайляу. На изученных нами участках массива контакты сиенитов с гранитоидами задернованы. Породы представлены лейкократовыми биотитовыми сиенитами, состоящими из микроклин-пертита 45–70 об. %, кислого плагиоклаза (An_{2-12}) 10–25 об. %, кварца 5–15 об. %, биотита до 15 об. % и амфибола (ферро-эденит) до 5 об. % (см. рис. 4). Акцессорные минералы — церийсодержащий апатит, сфен, циркон, ильменит, ванадийсодержащий магнетит, монацит.

Умеренно-щелочные граниты занимают значительные площади на современном эрозионном срезе массива Акжайляу и представлены равномернозернистыми и порфировидными разновидностями. Согласно (Ермолов и др., 1977), равномернозернистые граниты образуют основной объем ассиметричного этмолита в центральной части массива, имеющего форму правильного эллипса на современном уровне эрозионного среза. Порфировидные граниты слагают относительно узкое линейное тело северо-западного простирания в северной части массива, вытянутое согласно с простиранием разломных структур, ограничивающих Жарма-Саурскую зону. Среднезернистые граниты сложены микроклин-пертитом 40–50 об. %, кварцем 15–25 об. %, плагиоклазом 20–25 об. %, биотитом 5–10 об. % и амфиболом до 1 об. %. Мелкозернистые граниты состоят из микроклин-пертита 35–40 об. %, плагиоклаза (An_{4-7}) 35–40 об. %, кварца 25–30 об. %, биотита 3–5 об. %) и мусковита в единичных образцах <1 об. %. Порфировидные граниты имеют средне-мелкозернистую

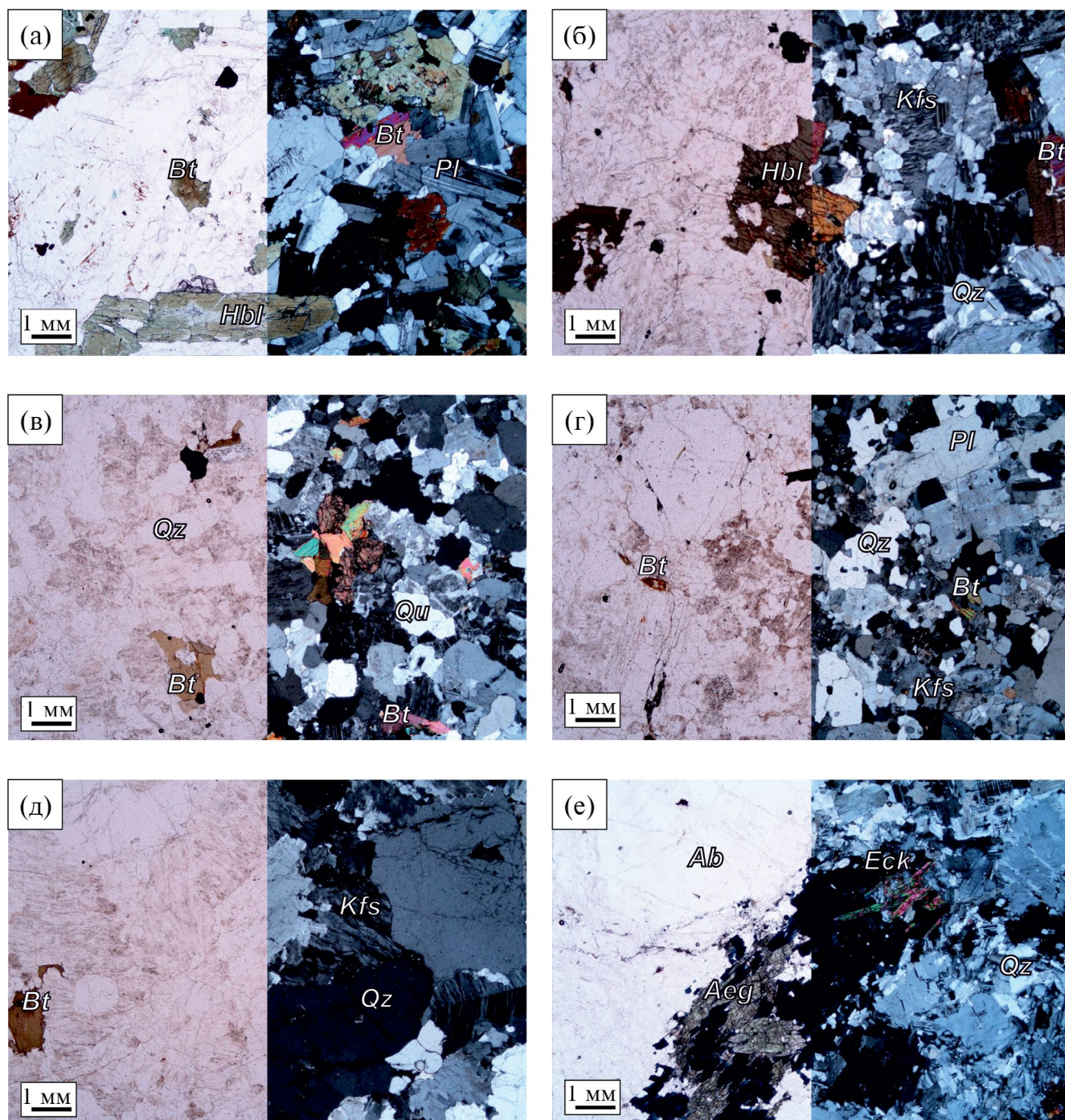


Рис. 3. Фотографии шлифов пород массива Акжайляу (слева – проходящий свет, справа – в скрещенных николях): (а) – монцогаббродиорит, (б) – сиенит, (в) – гранит равномернозернистый, (г) – гранит порфировидный, (д) – лейкогранит, (е) – ферроэкерманитовый лейкогранит. *Bt* – биотит, *Pl* – плагиоклаз, *Hbl* – роговая обманка, *Kfs* – калиевый полевой шпат, *Qz* – кварц, *Ab* – альбит, *Eck* – экерманит, *Aeg* – эгирин.

структуру основной массы, вкрапленники представлены микроклин-пертитом. Основная масса состоит из микроклина-пертита 45–50 об. %, кварца 25–30 об. %, плагиоклаза 15–20 об. %, биотита 2–5 об. %, амфибола (до 1%). Акцессорные

минералы во всех разновидностях – циркон, сфен, рутил, ильменит.

Умеренно-щелочные лейкограниты располагаются преимущественно в южной части массива, формируют серпообразное в плане и коническое

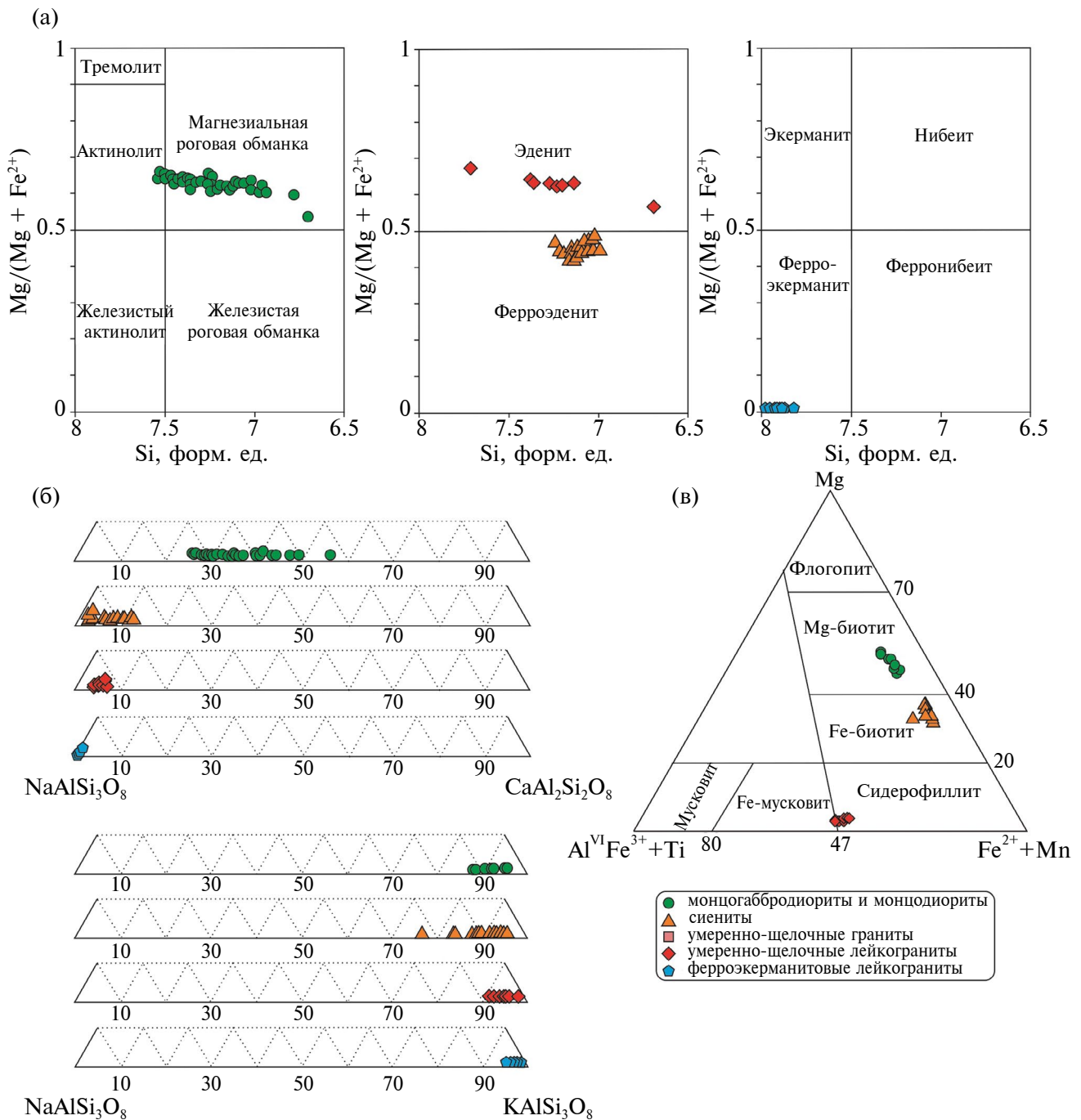


Рис. 4. Состав породобразующих минералов пород массива Акжайлыу: (а) — составы амфиболов, классификация по (Leake et al., 1997); (б) — состав плагиоклазов (сверху) и полевых шпатов (снизу); (в) — состав слюд.

в разрезе тело. Лейкограниты хорошо выражены в рельефе в виде крупных скальных гребней. Выпуклая сторона дуги обращена к югу, максимальная ширина ~4 км, ширина на замыкании ~1.5 км. Падение пологое с углом наклона 30° на север. Следует отметить, что к центральной части серпообразного тела приурочено значительное

количество пегматитовых тел, которые разрабатывались для добычи горного хрусталя. Среди этой группы выделяется несколько разновидностей. Порфириовидные лейкограниты имеют крупные вкрапленники калиевого полевого шпата (от 15 до 40% объема породы) и мелко-среднезернистую основную массу. Содержание кварца 25–30 об. %,

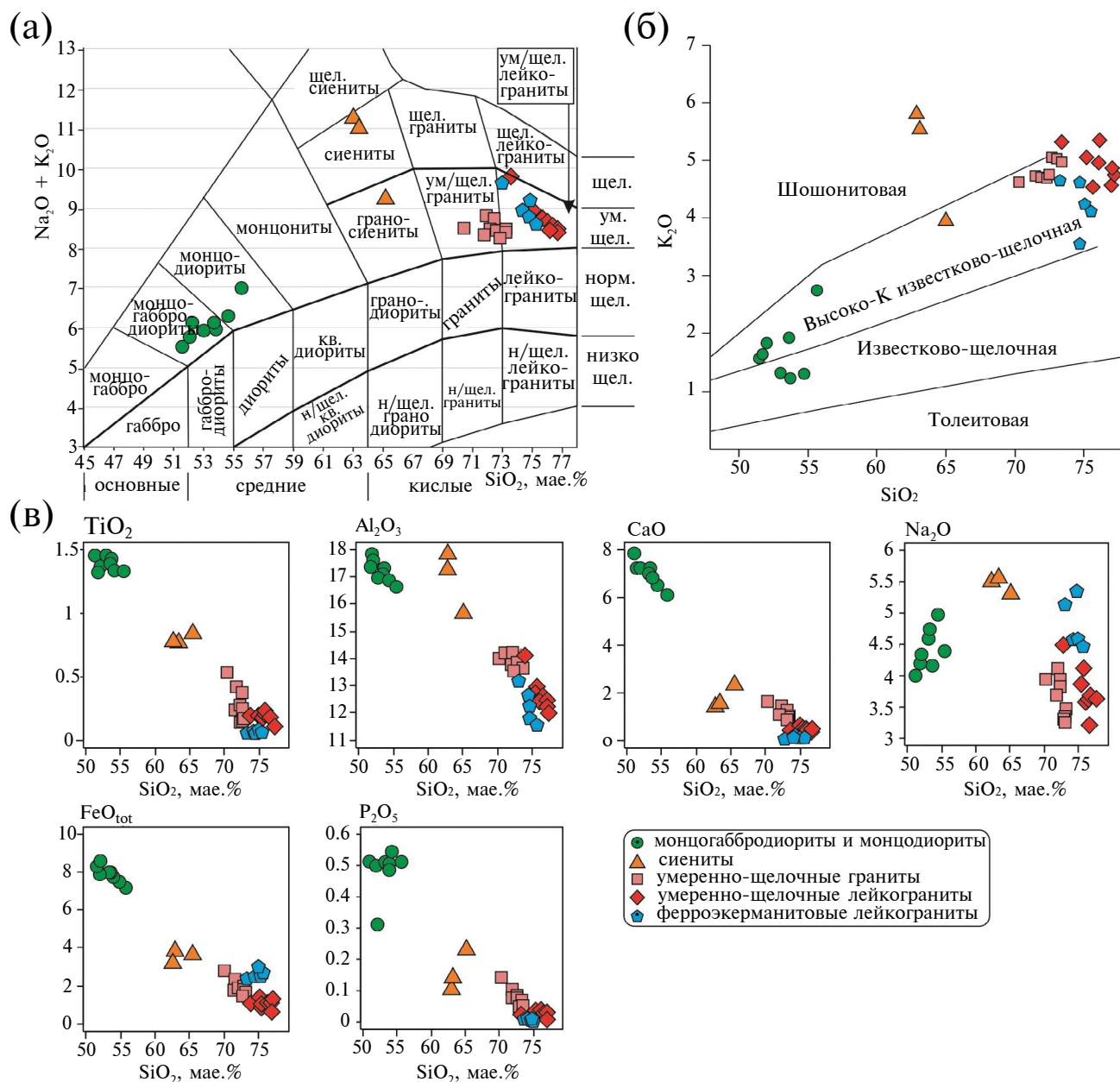


Рис. 5. Состав петрогенных компонентов пород массива Акжайля на TAS-диаграмме (Шарпенюк и др., 2013) (а), на диаграмме SiO₂-K₂O (Rickwood, 1989) (б) и на бинарных диаграммах (в). Содержания всех оксидов приведены в мас. %.

биотита до 3 об. %, встречаются единичные зерна амфибола, который представлен эденитом. Слюды в умеренно-щелочных лейкогранитах низкомагнетизальные с умеренно-повышенными содержаниями Ti и Al и по составу занимают промежуточное положение между сидерофиллитом и железистым мусковитом. Равномернозернистые лейкограниты состоят из микроклин-пертита 40–50 об. %, плагиоклаза 10–25 об. %, кварца 25–40 об. % и биотита 1–3 об. %. Акцессорные минералы – сфен,

циркон, ильменит, ильменорутил и фторсодержащий оксид церия, лантана, тория и неодима, бастнезит и рутил.

Ферроэкерманитовые лейкограниты образуют пояс даек, секущих умеренно-щелочные граниты в западной части массива, а также три интрузивных штока в северной части plutона Акжайля размером до 3 км² (Большой и Малый Эспе на северо-востоке и Ийсор на северо-западе). Размещение тел ферроэкерманитовых лейкогранитов

Таблица 1. Вещественный состав представительных проб пород массива Акжайляу

Компо- ненты	Монцонаббродиориты				Сиениты			Умеренно-щелочные граниты			
	X-1549	X-1553	X-1556	X-1557	X-1545	X-1561	K17-13	X-1550	K19-34	K19-36	K19-37
SiO ₂	52.11	53.60	55.60	54.49	63.08	62.84	65.13	72.69	73.12	71.86	72.27
TiO ₂	1.36	1.38	1.34	1.35	0.78	0.78	0.83	0.37	0.16	0.26	0.27
Al ₂ O ₃	17.59	17.23	16.56	16.81	17.35	17.90	15.69	13.64	13.97	14.23	14.23
Fe ₂ O ₃ *	9.51	8.82	8.01	8.29	4.50	3.72	4.16	2.11	1.51	2.07	2.12
MnO	0.17	0.15	0.14	0.17	0.12	0.10	0.11	0.04	0.03	0.07	0.08
MgO	4.12	4.21	3.55	3.88	0.56	0.59	1.06	0.38	0.24	0.39	0.42
CaO	7.28	7.28	6.10	6.57	1.62	1.47	2.39	0.95	1.07	1.08	1.17
Na ₂ O	4.36	4.74	4.39	5.01	5.54	5.53	5.33	3.94	3.38	3.69	3.78
K ₂ O	1.84	1.21	2.69	1.31	5.56	5.83	3.92	4.74	5.01	4.68	4.68
P ₂ O ₅	0.50	0.51	0.51	0.54	0.14	0.12	0.24	0.09	0.05	0.08	0.08
П.п.п.	0.45	0.64	0.53	0.54	0.15	0.37	0.38	0.21	0.51	0.57	0.46
Сумма	99.51	99.98	99.62	99.12	99.72	99.80	99.43	99.30	99.23	99.17	99.73
Rb	25	25	66	34	72	52	79	115	177	161	159
Sr	736	695	663	581	194	212	353	135	210	197	206
Y	47	29	31	26	30	21	36	31	13.0	21	18.9
Zr	330	261	299	283	887	888	373	276	127	192	205
Nb	25	24	27	24	37	23	36	38	21	23	24
Cs	0.50	0.89	1.44	0.89	0.66	0.48	3.9	1.48	3.0	3.3	3.1
Ba	996	792	864	536	1864	3591	982	549	1050	962	939
La	51	46	51	44	47	30	52	53	32	57	45
Ce	104	92	97	87	91	57	101	100	49	80	77
Pr	13.6	10.5	11.5	10.4	10.5	7.0	11.4	10.9	5.0	10.2	8.2
Nd	53	40	42	39	42	27	41	36	15.4	33	27
Sm	10.6	7.2	7.7	7.1	7.5	5.0	7.7	6.2	2.6	5.2	4.3
Eu	2.9	2.00	2.00	1.89	2.3	3.3	1.76	0.99	0.49	0.92	0.86
Gd	10.5	6.7	7.0	6.3	7.0	4.4	6.9	5.5	2.3	4.4	3.7
Tb	1.51	0.99	0.96	0.87	0.96	0.64	1.04	0.85	0.32	0.66	0.58
Dy	8.6	5.3	5.6	5.3	5.5	3.8	6.6	5.3	1.99	3.5	3.1
Ho	1.72	1.08	1.10	0.98	1.07	0.77	1.39	1.18	0.40	0.70	0.64
Er	5.0	3.0	3.1	2.7	3.2	2.2	4.0	3.3	1.22	2.0	1.85
Tm	0.73	0.43	0.47	0.39	0.49	0.36	0.66	0.53	0.20	0.30	0.29
Yb	4.5	2.9	3.1	2.5	3.3	2.3	4.3	3.4	1.44	2.00	2.1
Lu	0.67	0.42	0.45	0.39	0.53	0.35	0.64	0.52	0.23	0.32	0.32
Hf	7.3	6.1	6.6	6.5	18.5	16.9	9.4	7.5	3.9	5.2	5.5
Ta	1.10	1.25	1.55	1.24	1.46	1.03	3.3	2.8	2.0	2.1	2.1
Th	2.5	3.9	8.0	6.0	5.8	1.99	16.7	19.1	31	22	25
U	0.91	1.88	2.1	1.20	2.9	1.04	2.8	2.8	5.6	1.83	1.54

Компо- ненты	Умеренно-щелочные лейкограниты						Fe-экерманитовые лейкограниты				
	X-1543	X-1547	X-1548	X-1560	K17-7	K17-8	K19-24	K19-27	K19-28	K19-29	K19-31
SiO ₂	76.11	76.97	76.05	75.15	77.03	76.80	75.42	74.88	73.10	75.01	74.55
TiO ₂	0.22	0.12	0.23	0.16	0.16	0.16	0.08	0.07	0.06	0.09	0.07
Al ₂ O ₃	12.45	12.24	12.41	12.70	12.04	12.19	11.63	11.73	13.23	12.18	12.64
Fe ₂ O ₃ *	1.33	0.93	1.33	1.56	1.36	1.16	2.91	3.18	2.67	2.85	2.80
MnO	0.01	0.02	0.03	0.04	0.04	0.03	0.06	0.07	0.06	0.05	0.06
MgO	0.15	0.05	0.15	0.11	0.09	0.10	0.05	0.03	0.03	0.07	0.05
CaO	0.28	0.38	0.36	0.41	0.38	0.47	0.13	0.08	0.05	0.08	0.18
Na ₂ O	3.21	3.71	3.59	3.89	3.66	3.67	4.46	4.53	5.07	4.55	5.38
K ₂ O	5.34	4.55	4.95	5.03	4.77	4.83	4.13	4.63	4.70	4.17	3.54
P ₂ O ₅	0.03	0.01	0.03	0.03	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02
П.п.п.	0.49	0.11	0.23	0.37	0.21	0.29	0.45	0.39	0.31	0.55	0.32
Сумма	99.70	99.14	99.45	99.54	99.82	99.80	99.38	99.67	99.32	99.67	99.68
Rb	117	75	158		207	224		401		389	362
Sr	63	7.9	30		11.7	10.4		7.2		6.1	8.3
Y	23	6.0	20		20	24		107		270	108
Zr	173	125	197		169	161		113		1 330	292
Nb	44	8.6	31		38	54		19.3		158	51
Cs	1.67	0.27	1.70		3.9	4.9		5.5		4.1	3.0
Ba	261	43	206		49	45		34		14.3	16.0
La	63	21	33		42	48		56		165	55
Ce	82	35	62		72	81		145		354	136
Pr	9.0	3.4	7.1		7.0	8.2		21		70	16.1
Nd	28	11.3	24		21	25		73		278	58
Sm	4.5	1.88	4.1		3.5	3.9		21		90	17.0
Eu	0.51	0.16	0.45		0.23	0.23		0.30		1.15	0.26
Gd	4.3	1.32	3.7		3.1	3.4		22		91	16.9
Tb	0.66	0.19	0.61		0.48	0.53		3.4		14.0	3.0
Dy	3.6	1.05	3.7		3.0	3.3		18.0		75	19.2
Ho	0.72	0.22	0.73		0.63	0.71		2.8		12.3	3.6
Er	2.1	0.74	2.2		2.0	2.3		6.1		28	10.0
Tm	0.35	0.14	0.35		0.34	0.37		0.80		3.3	1.41
Yb	2.4	1.08	2.4		2.6	2.8		5.5		20	9.3
Lu	0.35	0.19	0.35		0.41	0.45		0.95		2.9	1.41
Hf	6.2	4.6	6.0		6.2	6.3		6.3		41	11.6
Ta	3.3	0.36	2.9		3.3	5.8		0.89		11.0	3.0
Th	37	22	25		36	39		4.4		50	14.4
U	2.2	2.4	4.1		4.2	8.8		0.91		11.6	3.4

контролируется плоскостями контактов тела умеренно-щелочных гранитов с вмещающими песчано-сланцевыми толщами, а также сетью разноориентированных трещин и разломов, секущих гранитоиды предыдущих фаз массива. Данные породы представлены преимущественно среднезернистыми равномернозернистыми или порфировидными лейкократовыми гранитами. Выделено две разновидности пород — ферроэкерманитовые (штоки Большой и Малый Эспе) и ферроэкерманит-арфведсонитовые лейкограниты (массив Ийсор). Породы сложены (в об. %): микроклин-пертитом 30–60, кварцем 35–50, альбитом 10–30, ферроэкерманитом 3–10, арфведсонитом 0–5, эгирином <1. Акцессорные минералы — фторсодержащие оксиды церия, лантана, празеодима и неодима, ниобийсодержащий гематит и оксид тория.

Вещественный состав

Вещественный состав всех разновидностей представлен в табл. 1.

Монцогаббродиориты и монцодиориты. Для этих пород характерны содержания (в мас. %): SiO_2 51.9–55.9, CaO 6.12–7.9; Al_2O_3 16.6–17.9; TiO_2 1.34–1.47, $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ 5.6–7.11 с $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0.26–0.61$ (рис. 5); фемических компонентов $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}) = 11.6–14.1$ мас. % с железистостью $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) = 0.66–0.7$. На TAS-диаграмме (Шарпенюк и др., 2013) точки составов данных пород локализуются в полях монцогаббродиоритов и монцодиоритов. Согласно диаграмме $\text{SiO}_2\text{--K}_2\text{O}$ (Rickwood, 1989), монцогаббродиориты и монцодиориты относятся к известково-щелочной и высококальциевой известково-щелочной сериям. В редкоземельном спектре пород (рис. 6) LREE преобладают над HREE, наблюдается слабовыраженная отрицательная Eu-аномалия ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.83–0.88$), $\text{La}_n/\text{Yb}_n = 8.2–8.83$, сумма редкоземельных элементов составляет 194–268 г/т. На мультиэлементных спектрах проявлены отрицательная Ti-аномалия и положительная по Sr.

Сиениты содержат (в мас. %): SiO_2 62.9–65.5, CaO 1.48–2.4, Al_2O_3 15.8–17.9, TiO_2 0.78–0.83, $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ 9.3–11.4 с $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0.74–1.06$; фемических компонентов $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}) = 4.32–5.25$ мас. % с железистостью $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) = 0.79–0.89$. На TAS-диаграмме (Шарпенюк и др., 2013) (рис. 6) точки составов данных пород локализуются в полях сиенитов и граносиенитов и относятся к шошонитовой и высококальциевой известково-щелочной сериям, согласно диаграмме $\text{SiO}_2\text{--K}_2\text{O}$. В редкоземельном спектре пород LREE преобладают над HREE, Eu-аномалия практически отсутствует ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.74–0.96$), а в обр. X-1561 — положительная (2.13), $\text{La}_n/\text{Yb}_n = 8.2–8.83$, сумма редкоземельных элементов составляет

144.08–241.33 г/т. В мультиэлементных спектрах проявлены отрицательные P-, Ti-аномалии и положительная Zr. Также в обр. X-1561 наблюдается высокое содержание Ba = 3591 г/т (в других образцах сиенитов Ba = 982–1864 г/т).

Умеренно-щелочные граниты содержат (в мас. %): SiO_2 70.5–73.8, CaO 0.91–1.54, Al_2O_3 13.7–14.35, TiO_2 0.17–0.54, $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ 8.35–8.82 с $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1.15–1.55$; фемических компонентов $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}) = 1.76–3.85$ мас. % с железистостью $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) = 0.82–0.87$; высокое содержание Ba 549–1050 г/т. На TAS-диаграмме (рис. 6) точки составов данных пород практически полностью локализуются в поле умеренно-щелочных гранитов и относятся к высококальциевой известково-щелочной серии, согласно диаграмме $\text{SiO}_2\text{--K}_2\text{O}$. В редкоземельном спектре пород LREE преобладают над HREE, наблюдается отрицательная Eu-аномалия ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.83–0.88$), $\text{La}_n/\text{Yb}_n = 8.2–8.8$, сумма редкоземельных элементов составляет 113–228 г/т. В мультиэлементных спектрах проявлены отрицательные аномалии Ba, Nb, P, Ti и положительные Th, Zr.

Умеренно-щелочные лейкограниты содержат (в мас. %): SiO_2 73.5–77.6, CaO 0.28–0.47, Al_2O_3 12.05–14.25, TiO_2 0.12–0.23, $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ 8.33–9.8 с $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1.1–1.67$; фемических компонентов $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}) = 0.99–1.67$ мас. % с железистостью $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) = 0.89–0.94$. На TAS-диаграмме (рис. 6) точки составов данных пород локализуются в поле умеренно-щелочных лейкогранитов и относятся к высококальциевой известково-щелочной серии, согласно диаграмме $\text{SiO}_2\text{--K}_2\text{O}$. В редкоземельном спектре пород LREE преобладают над HREE, наблюдается выраженная отрицательная Eu-аномалия ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.14–0.35$), $\text{La}_n/\text{Yb}_n = 9.33–17.71$, сумма редкоземельных элементов составляет 77–222 г/т. В мультиэлементных спектрах проявлены отрицательные аномалии Ba, P, Nb, Ti, Sr и положительные Th, Zr.

Ферроэкерманитовые лейкограниты содержат (в мас. %): SiO_2 73.6–75.9, CaO 0.05–0.18, Al_2O_3 11.7–13.32, TiO_2 0.05–0.09, $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ 8.65–9.83 с $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0.66–1.03$; фемических компонентов $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}) = 2.71–3.22$ мас. % с железистостью $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) = 0.97–0.99$. На TAS-диаграмме (рис. 6) точки составов данных пород локализуются в поле умеренно-щелочных лейкогранитов и относятся к высококальциевой известково-щелочной серии, согласно диаграмме $\text{SiO}_2\text{--K}_2\text{O}$. В редкоземельном спектре сильно выражена отрицательная Eu-аномалия ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.04–0.05$), LREE преобладают над HREE, $\text{La}_n/\text{Yb}_n = 3.96–6.87$, сумма редкоземельных элементов составляет 347–1204 г/т. В мультиэлементных спектрах проявлены отрицательные аномалии Ba, P, Nb, Ti, Sr наблюдаются положительные Zr и Th.

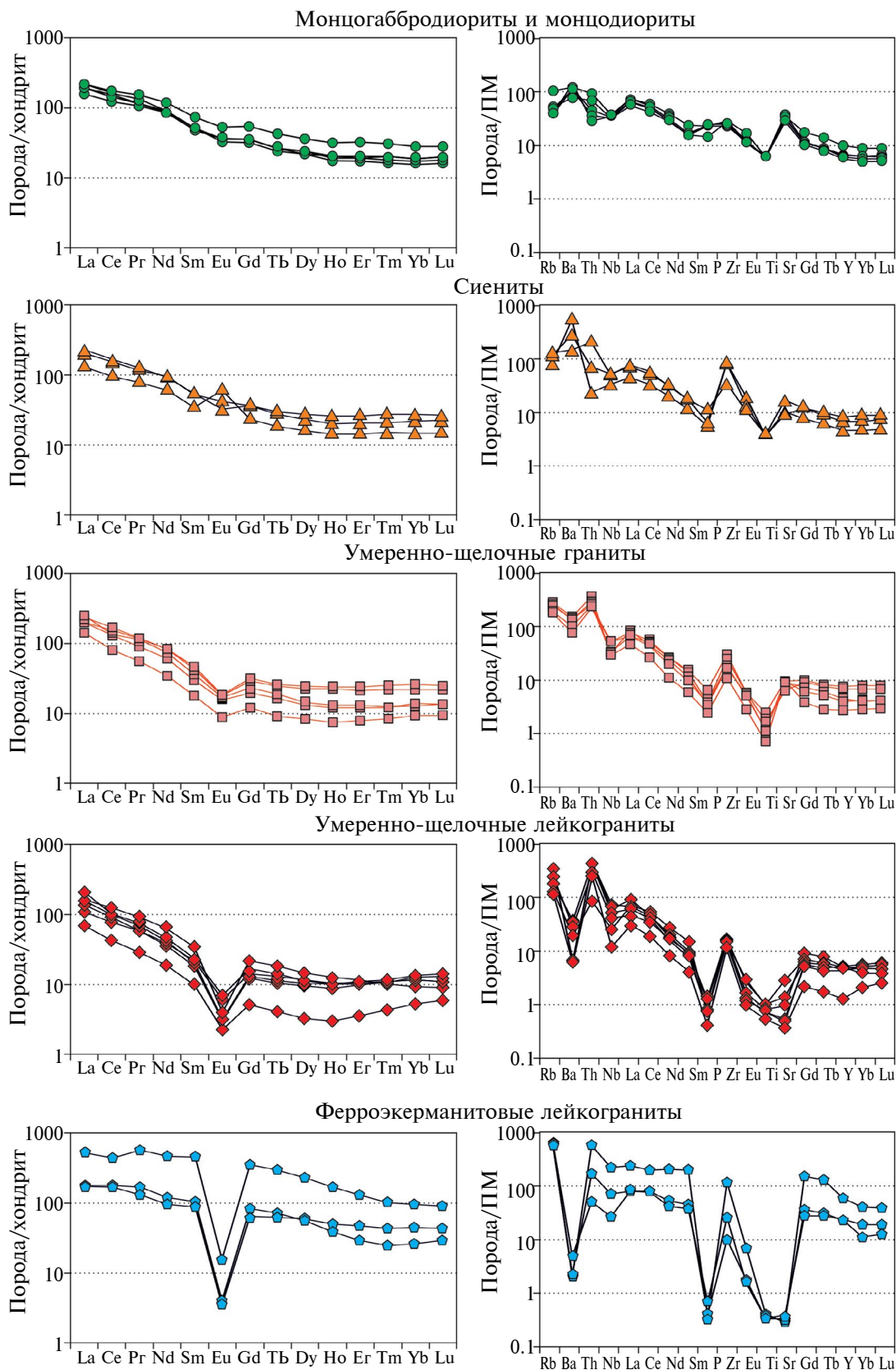


Рис. 6. Спектры распределения редкоземельных элементов, нормированных на хондрит C1 (Boynnton, 1984) (слева), и редких элементов, нормированных на примитивную мантию (ПМ) (Sun, McDonough, 1989) (справа).

Геохронологические данные

Для установления возраста формирования пород массива Акжайляу было проведено U-Pb датирование цирконов методом LA-ICP-MS и Ar-Ar датирование амфиболов.

Монцогаббродиориты и монцодиориты содержат тонкие сильно вытянутые зерна цирконов призматического габитуса длиной от 200 до 300 мкм; в катодолюминесцентных изображениях для цирконов из монцодиоритов характерно отсутствие зональности, в небольшом числе зерен присутствует слабовыраженная зональность, также встречаются единичные зерна с нарушенной зональностью (рис. 7). Полученный возраст по 39 экспериментальным точкам равен 294 ± 2 млн лет (обр. X-1556).

Для изотопного датирования Ar-Ag методом из образца монцодиорита была выделена монофракция (навеска в 80–100 мг) амфибола, отвечающего по составу магнезиальной роговой обманке (обр. X-1556). Были отобраны наиболее крупные зерна размерностью 300–500 мкм, не подверженные постмагматическим изменениям, контроль осуществлялся визуально под бинокулярным микроскопом. В $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ спектре (обр. X-1556) наблюдается устойчивое плато, отвечающее 75% выделенного ^{39}Ar , которому соответствует возраст 289 ± 7 млн лет (рис. 8). Этот возраст в пределах ошибки совпадает с таковым, установленным U-Pb методом по циркону.

Сиениты (обр. X-1561) содержат крупные (200–300 мкм) зерна цирконов призматического габитуса с развитыми дипирамидами. Особенностью цирконов из сиенитов является наличие ядер — в катодолюминесцентных изображениях центральные части зерен представлены более темными участками со слабовыраженной зональностью или без нее, часто округлой формы. Ядра обрастают более светлой каймой с осцилляторной зональностью, также присутствуют зерна с осцилляторной зональностью без ядер. U-Pb датирование проводилось как для участков с осцилляторной зональностью, так и для ядер. Возраст, полученный по цирконам без ядер и краевым частям зерен, равен 295 ± 1 млн лет по 19 точкам; возраст ядерных частей цирконов несколько древнее — 301 ± 1 млн лет.

Умеренно-щелочные граниты содержат цирконы размером 150–250 мкм, с короткопризматическим обликом и развитой дипирамидой (обр. K19-34). В катодолюминесцентных изображениях цирконы имеют выраженную осцилляторную зональность, редко встречаются зерна с более темными ядерными частями, также присутствует большое количество включений и небольшое количество участков с нарушенной зональностью. Полученный возраст равен 292 ± 3 млн лет (по 16 точкам), два

продатированных ядра циркона показали возраст 386–387 млн лет, что отвечает среднему девону.

Умеренно-щелочные лейкограниты содержат крупные цирконы длиной около 300–400 мкм с дипирамидально-призматическим габитусом. В катодолюминесцентных изображениях цирконы имеют темные оболочки, с хорошо проявленной осцилляторной зональностью. Особенностью этих цирконов является наличие большого количества минеральных включений, проявленных в проходящем свете, что приводит к большому количеству точек с некорректными значениями при датировании методом лазерной абляции. Для умеренно-щелочных лейкогранитов (обр. X-1548) получен возраст 301 ± 1 млн лет (25 точек), для умеренно-щелочных лейкогранитов (обр. K17-6) — 308 ± 6 млн лет (10 точек).

Ферроэкерманитовые лейкограниты: на данный момент по породам этой группы опубликовано три U-Pb датировки, полученные разными методами: 292 ± 2 млн лет (альбитизированный гранит, метод SHRIMP-II, ЦИИ ВСЕГЕИ, Фролова, 2018), 287 ± 4 млн лет (апогранит, метод LA-ICP-MS, Музей Истории Природы, Лондон, Байсалова, 2018), 283 ± 4 млн лет (гранит, метод SHRIMP-II, ЦИИ ВСЕГЕИ, Левашова и др., 2022). Нами для проведения геохронологических исследований была выделена монофракция цирконов из обр. K19-25 ферроэкерманитового лейкогранита. Для цирконов характерны небольшие размеры (100–200 мкм), неясная морфология, часто с неровными растворенными краями. В катодолюминесцентных изображениях цирконы имеют множество светлых включений и метамиктное внутреннее строение; возраст равен 290 ± 3 млн лет (10 точек). Помимо этого, нами была продатирована монофракция ферроэкерманита. В $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ спектре наблюдается плато, отвечающее 65% выделенного ^{39}Ar . Возраст плато составляет 281 ± 5 млн лет (см. рис. 8). Измеренные нами данные совпадают с полученными ранее датировками 292–281 млн лет. Вероятней всего, такой разброс может быть связан с широким развитием постмагматических процессов, которые могли приводить к метамиктизации зерен цирконов, а также значительным содержаниям редкоземельных и радиоактивных элементов в их включениях (монацит, коффинит, плюмбобетафит и др.).

Sm-Nd, Rb-Sr изотопный состав

Результаты определения изотопного состава для Rb-Sr и Sm-Nd систем представлены в табл. 2 и на рис. 9. Все полученные значения ϵ_{Nd} по породам массива Акжайляу достаточно близки между собой и показывают относительно низкую зрелость возможных протолитов гранитоидов. Для монцогаббродиоритов (обр. X-1554 и X-1556) характерны

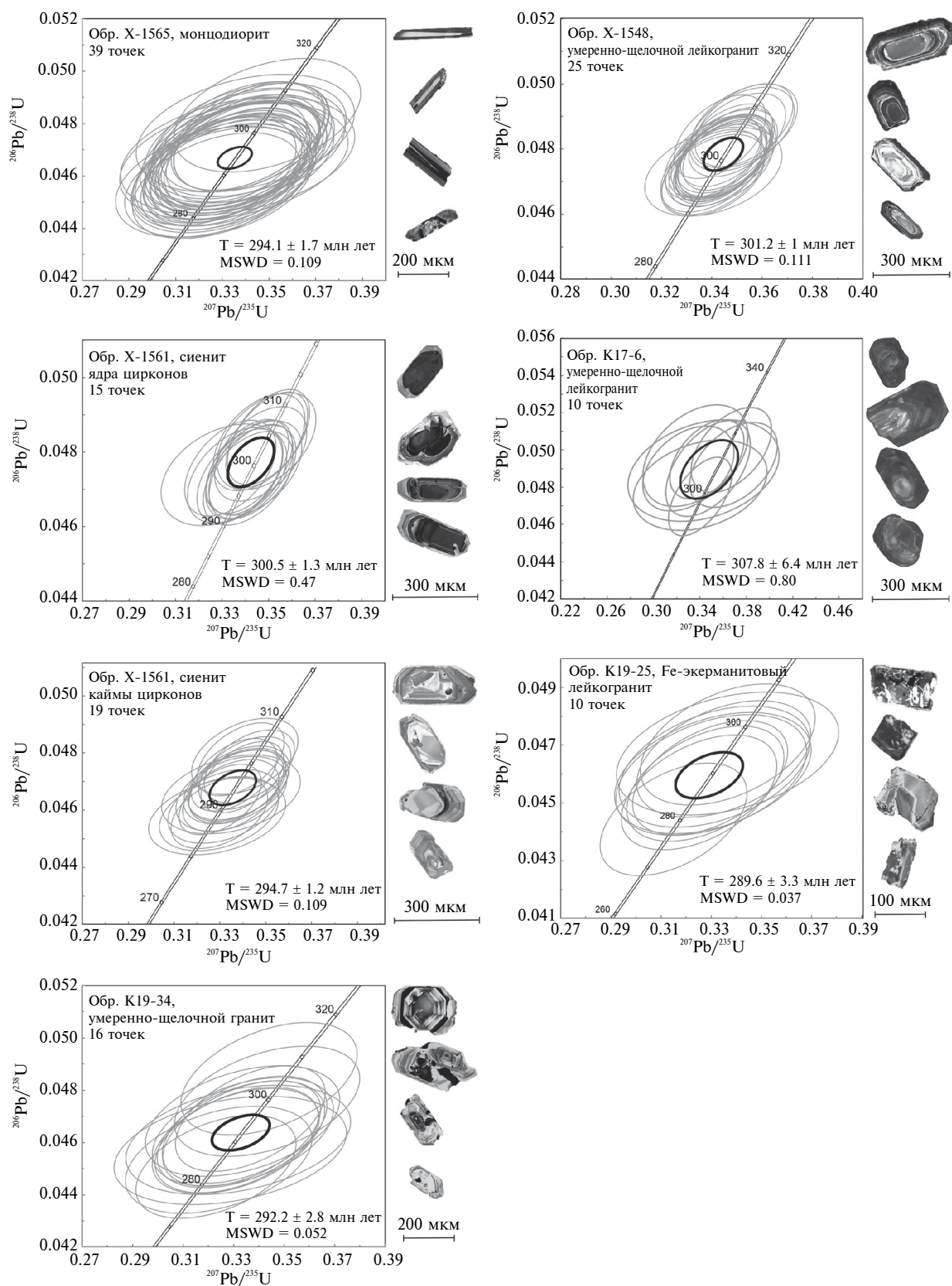


Рис. 7. Результаты U-Pb изотопного датирования и катодолуминесцентные изображения представительных зерен цирконов из пород массива Акжайлыу.

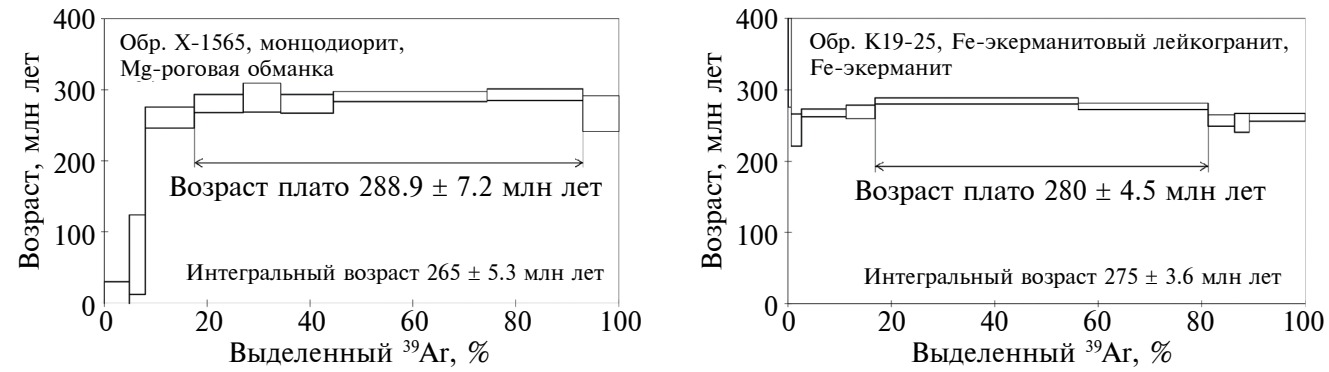


Рис. 8. Результаты Ar-Ar изотопного датирования амфиболов из пород массива Акжайляу.

самые высокие среди пород массива значения $\epsilon_{Nd}(T) = +4.57$ и $+5.82$ ($T_{Nd}(DM-2st) = 658$ и 559 млн лет). Для сиенитов (обр. X-1545), умеренно-щелочных гранитов (обр. X-1550) и умеренно-щелочных лейкогранитов (обр. X-1547) характерны практически идентичные значения $\epsilon_{Nd}(T) = +4.36 - +4.50$. Модельные возрасты этих пород варьируют в интервале $T_{Nd}(DM-2st) = 664 - 674$ млн лет. Для ферроэкерманитовых лейкогранитов полученные значения изотопных отношений близки к значениям,

полученным для монцогаббродиоритов $\epsilon_{Nd}(T) = +5.64$ ($T_{Nd}(DM-2st) = 574$ млн лет).

Полученные значения Rb/Sr изотопных отношений по породам массива Акжайляу варьируют в достаточно широких пределах. При этом значения, полученные для монцодиоритов и сиенитов, близки $(^{87}Sr/^{86}Sr)_T = 0.70382$ и 0.70376 соответственно. Значения, полученные по исследуемым гранитоидам, имеют значительные отличия — для умеренно-щелочных гранитов они намного

Таблица 2. Изотопный состав Nd и Sr в породах массива Акжайляу

Номер образца	Порода	Возраст	Sm	Nd	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$\epsilon_{Nd}(T)$	$T_{Nd}(DM-2st)$	Rb	Sr	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_T$
X-1556	Монцодиорит	294	7.7	42	0.1088	0.51277	+5.82	559	66	663	0.28744	0.70502	0.703817
X-1564	Монцодиорит	294	7.4	38.3	0.1167	0.51272	+4.57	658	—	—	—	—	—
X-1545	Сиенит	295	8.1	43.5	0.1162	0.51271	+4.50	664	52	212	0.69585	0.70668	0.703759
X-1550	Ультращелочной гранит	292	7.3	40.0	0.1106	0.51269	+4.41	671	177	210	2.3137	0.71491	0.705298
X-1547	Ультращелочной лейкогранит	301	1.8	11.1	0.1006	0.51268	+4.36	674	158	30	16.51553	0.77136	0.700620
K19-27	Fe-экерманитовый лейкогранит	290	23	85	0.1629	0.51286	+5.64	574	389	6.1	224.730	1.57475	0.647402

*Возраст пород и модельный возраст ($T_{Nd}(DM-2st)$) приведены в млн лет; концентрации элементов приведены в г/т.

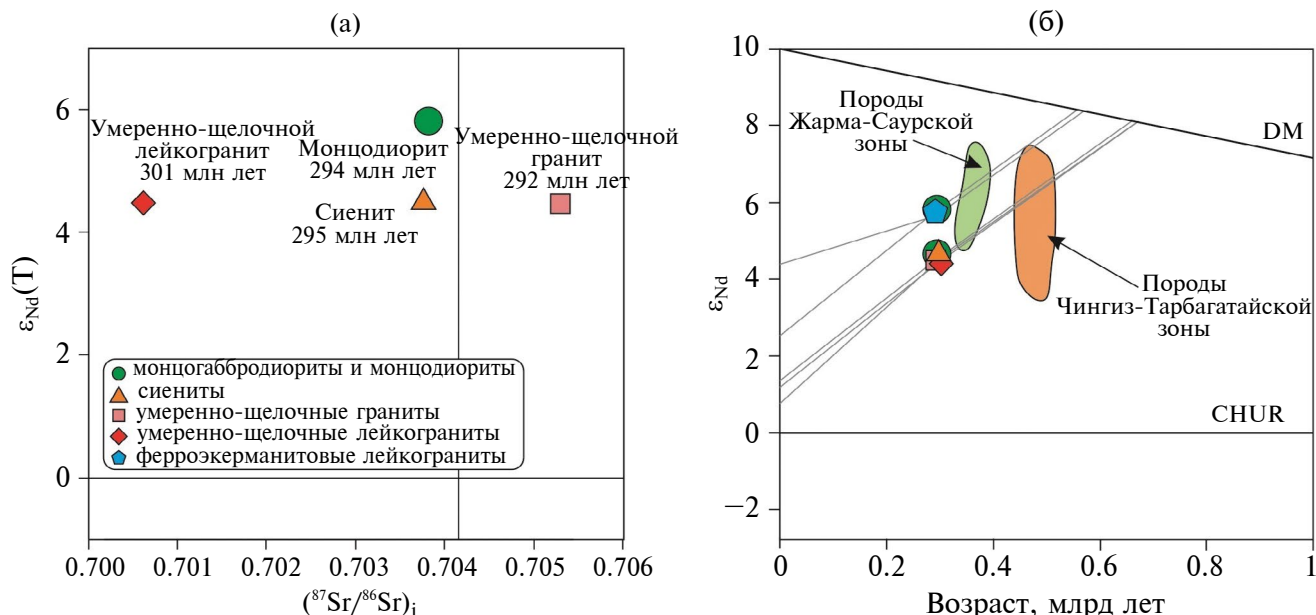


Рис. 9. Результаты определения Sm-Nd и Rb-Sr изотопных составов пород массива Акжайлю на диаграммах $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i - \epsilon_{Nd}(T)$ (a) и ϵ_{Nd} —возраст (б).

больше, чем для умеренно-щелочных лейкогранитов (0.70530 и 0.70062 соответственно). Изотопные характеристики Rb-Sr для ферроэкерманитовых гранитов показывают значения $(^{87}Sr/^{86}Sr)_T = 0.647402$. Вероятнее всего, полученные столь низкие значения $(^{87}Sr/^{86}Sr)_T$ для умеренно-щелочных и ферроэкерманитовых лейкогранитов являются некорректными из-за низкого содержания Sr в этих породах и их не следует принимать в расчет.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Классификация и геохимические типы пород

Для классификации гранитоидных пород массива Акжайлю использовалась петрохимическая классификация, основанная на трех индикаторных индексах: железистость ($FeO^*/(FeO^* + MgO)$), MALI ($Na_2O + K_2O - CaO$), ASI ($Al/(Ca - 1.67P + Na + K)$) (Frost et al., 2001) (рис. 10а–10в). Составы всех гранитоидов массива Акжайлю попадают в поле железистых пород, при этом ферроэкерманитовые ($FeO^*/(FeO^* + MgO) = 0.97–0.99$) и умеренно-щелочные лейкограниты ($FeO^*/(FeO^* + MgO) = 0.89–0.94$) имеют более высокие показатели железистости, а умеренно-щелочные граниты $FeO^*/(FeO^* + MgO) = 0.82–0.87$ и сиениты $FeO^*/(FeO^* + MgO) = 0.79–0.89$ относительно более низкие. По индексу MALI основной объем пород массива Акжайлю относится к известково-щелочному типу. Все исследованные сиениты, а также часть анализов ферроэкерманитовых и умеренно-щелочных лейкогранитов попадают в поле щелочных

пород. На диаграмме ASI–A/NK составы умеренно-щелочных гранитов и лейкогранитов попадают в поле слабопералюминиевых пород ($1 < ASI < 1.1$). Сиениты и монцодиориты относятся к умеренно-глиноземистым разновидностям, а ферроэкерманитовые граниты к щелочным разновидностям ($(Na + K) > Al$).

Для дальнейшей классификации пород массива Акжайлю (кроме монцогаббродиоритов) использовалась “алфавитная” номенклатура, предложенная и развитая в работах (Chappell, White, 1974; Collins et al., 1982; Barbarin, 1999; Eby, 1992). Вопросы петрогенезиса этих пород и потенциальные источники рассмотрены ниже.

Монцогаббродиориты и монцодиориты характеризуются пониженным содержанием кремнезема, повышенными содержаниями мафических компонентов (см. рис. 5), слабовыраженными Eu- и Nb-минимумами, высокими изотопными значениями $\epsilon_{Nd}(T) = +4.57$ и $+5.82$. Вероятнее всего, они произошли из родоначальных базитовых магм мантийного происхождения. Судя по высоким концентрациям легких лантаноидов, Rb, Ba и K_2O , родоначальные базитовые магмы являлись субщелочными и высококалийными. По совокупности геохимических характеристик они могут быть сопоставлены с внутриплитными базальтами или базальтами океанических островов (рис. 10г). Аналогичными геохимическими характеристиками обладают раннепермские ультрабазит-базитовые породы, формирующие малые интрузии агримбайского и максутского комплексов, участвующие

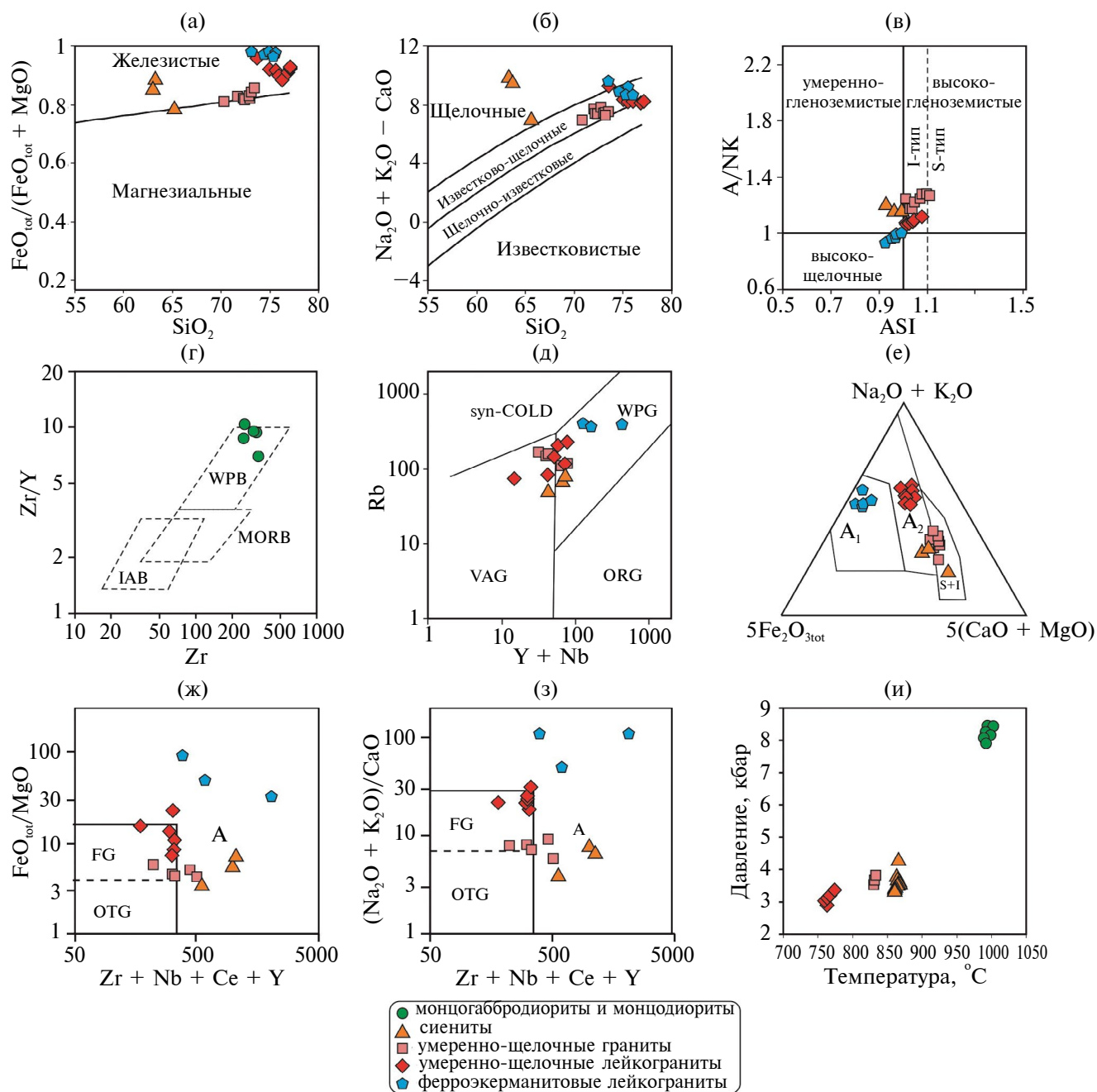


Рис. 10. Геохимическая классификация гранитоидов массива Акжайлю на диаграммах.

(a) SiO_2 — $\text{FeO}_{\text{tot}}/(\text{FeO}_{\text{tot}} + \text{MgO})$ (Frost et al., 2001); (б) SiO_2 — MALI (Frost et al., 2001); (в) $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ — ASI , мол. кол. (Frost et al., 2001); (r) Zr — Zr/Y (Pearce, Norgy, 1979) поля IAB — островодужные базальты, MORB — базальты срединно-океанических хребтов, WPB — внутриплитные базальты; (д) Rb — $(\text{Y} + \text{Nb})$ (Pearce et al., 1984) поля VAG — граниты вулканических дуг, syn-COLG — граниты коллизионных орогенов, WPG — внутриплитные граниты, ORG — граниты океанических хребтов; (e) $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ — $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{tot}} \times 5$ — $(\text{CaO} + \text{MgO}) \times 5$, мол. кол. (Гребеншиков, 2014); (ж) $\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y}$ vs. $\text{FeO}_{\text{tot}}/\text{MgO}$ (Whalen et al., 1987) поля FG — фракционированные граниты, OTG — нефракционированные граниты; (з) $\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y}$ vs. $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{CaO}$ (Whalen et al., 1987); (и) результаты определения P - T параметров формирования пород массива Акжайлю.

в строении многофазных габбро-монцодиорит-гранитных plutонов в сопряженной Чарской зоне Восточного Казахстана (Khromykh et al., 2019). Вероятным источником базитовых магм могла являться литосферная мантия, подстилающая орогенное сооружение (Хромых, 2022).

Сиениты. По классификации (Frost et al., 2001), это щелочные, высокожелезистые, низкоглиноземистые породы, они содержат Ва-полевоый шпат, железистый биотит и железистый амфибол (ферроэденит). Среди акцессорных минералов в сиенитах встречаются сфен, Се-содержащий апатит, ильменит, магнетит, монацит, эпидот. Также для них характерно высокое содержание бария (982–3591 г/т). Эти данные позволяют классифицировать сиениты как породы высококалийевого I-типа (Barbarin, 1999).

Умеренно-щелочные граниты. По петрогеохимическим характеристикам они промежуточные между магнезиальными и железистыми сериями, слабопералюминиевые, известково-щелочные (рис. 10а–10в). Точки их составов на диаграмме (Pearce et al., 1984) расположены на границе полей гранитов вулканических дуг, синколлизонных и внутриплитных гранитов (рис. 10д). Исходя из представленных данных, умеренно-щелочные граниты могут быть рассмотрены как граниты I-типа или переходные между I- и S-типами. При этом тренды уменьшения содержания P_2O_5 для ряда редких элементов при увеличении SiO_2 свидетельствуют в пользу их принадлежности к гранитоидам I-типа.

Умеренно-щелочные лейкограниты. По петрохимической классификации (Frost et al., 2001), данные породы соответствуют щелочно-щелочноизвестковой серии, высокожелезистые, слабопералюминиевые (рис. 10а–10в). По соотношению петрогенных компонентов на диаграмме (Гребенников, 2014) они соответствуют гранитоидам A_2 -типа (рис. 10е). Вместе с тем по содержанию высокозарядных элементов (Zr, Nb, Ce Y) эти породы сходны с умеренно-щелочными гранитами и на диаграммах (Whalen et al., 1987) располагаются на границе полей фракционированных гранитов и гранитов A-типа (рис. 10ж, 10з).

Ферроэкерманитовые лейкограниты сложены калиевым шпатом, преобладающим над альбитом, щелочным амфиболом (ферроэкерманит), эгирином, акцессории представлены цирконом, фторидами и оксидами легких редких земель, Nb-содержащим гематитом, оксидами Th и As. Лейкограниты по индексу MALI щелочные-щелочно-известковистые, по индексу ASI перщелочные и очень высокожелезистые. Так же как и для умеренно-щелочных лейкогранитов, для этих пород характерны высокие значения Rb/Sr, низкое содержание CaO, очень высокие содержания высокозарядных элементов (Nb, Ta, Zr, Y) и низкие Sr, P, Ti. Ферроэкерманитовые лейкограниты могут

однозначно быть отнесены к гранитам A-типа (рис. 10е, 10ж, 10з), по содержаниям индикаторных элементов соответствуют гранитам A_1 -типа.

Петрогенезис

Широкое развитие в пределах массива Акжайляу пород I-типа (более 70%) предполагает, что главным механизмом формирования магм были процессы частичного плавления коровых субстратов. Умеренная глиноземистость магм может сказать об отсутствии в потенциальных источниках зрелых осадочных комплексов (высокоглиноземистых сланцев, алевролитов и т.п.) и преобладание в них вулканических и вулканогенно-осадочных пород. Широкое развитие относительно низкокремнистых сиенитов I-типа позволяет предполагать достаточно высокие степени плавления, а также то, что плавящийся субстрат имел относительно низкое содержание SiO_2 , т.е. относится к основным и средним породам.

Ближние концентрации редких элементов умеренно-щелочных лейкогранитов и умеренно-щелочных гранитов, а также одинаковые характеристики по изотопии Nd позволяют предполагать генетическое родство лейкогранитов, классифицированных как породы A_2 -типа, и гранитов I-типа. Лейкограниты по сравнению с гранитами демонстрируют сильное обеднение Sr, Ba, Eu, P, что может быть обусловлено фракционированием плагиоклаза и калиевого полевого шпата. Фракционирование полевых шпатов при кристаллизации гранитоидных магм не является обычным процессом в силу высокой вязкости расплавов, следовательно, более вероятным процессом, обеспечивающим различия составов, представляется частичное плавление. Можно предполагать, что лейкограниты A_2 -типа и граниты были сформированы при плавлении коровых субстратов схожего состава при разных степенях плавления.

На данный момент предлагается несколько различных моделей формирования пород A_1 -типа, аналогичных ферроэкерманитовым лейкогранитам массива Акжайляу, включающих как дифференциацию щелочных магм мантийного происхождения (Eby, 1990), так и плавление различных нижнекоровых субстратов (Whalen et al., 1987) или субстратов более высоких уровней земной коры (Patiño Douce, 1999; Tsygankov et al., 2021).

В случае с массивом Акжайляу наличие субсинхронных высокощелочных базитовых магм, близкие значения изотопных характеристик Nd, малые объемы щелочных гранитов позволяют говорить о формировании ферроэкерманитовых лейкогранитов в результате дифференциации щелочно-базитовых магм. Процессы дифференциации, скорее всего, происходили на относительно больших глубинах, превышавших уровень выплавки остальных

гранитоидов массива — в нижней—средней коре. Однако высокое содержание SiO_2 (более 73 мас. %) может ставить под вопрос формирование лейкогранитов в процессе дифференциации базитовых магм из-за необходимости значительного числа промежуточных камер и повышения вязкости магм. На данном этапе исследований недостаточно фактического материала, чтобы полностью отвергнуть одну модель формирования ферроэгерманитовых магм и принять другую. Вполне возможно, что формирование этих пород происходило при сочетании процессов дифференциации и контаминации.

Потенциальные источники гранитоидов

В пределах западной части Жарма-Саурской зоны современный уровень эрозионного среза практически полностью представлен осадочными породами коконьской свиты. Согласно данным (Дегтярев, 2012), в основании этого разреза должны быть развиты раннепалеозойские породы — фрагменты каледонских островных дуг, которые аккретировали друг к другу и образовали Казахстанский составной континент (Чингиз-Тарбагатай). Также возможным основанием западной части Жарма-Саурской зоны могут являться девонские—раннекаменноугольные вулканогенно-осадочные комплексы собственно Жарма-Саурской островной дуги. Жарма-Саурская островная дуга сложена преимущественно базальтами, андезибазальтами и андезитами, а осадочные толщи в западной части, в том числе и породы коконьской свиты, представляют собой продукты разрушения этой дуги и каледонских дуг. Сопоставление изотопных характеристик потенциальных источников и пород массива Акжайляу показано на рис. 9. Изотопный состав рассматриваемых гранитоидов соответствует полю вулканитов, распространенных в пределах Чингиз-Тарбагатайской зоны (Дегтярев и др., 2015), так же как и породам Жарма-Саурской островной дуги (авторские неопубликованные данные). Другими словами, на данном этапе изученности этого региона недостаточно данных, позволяющих достоверно установить какие комплексы развиты в основании западной части Жарма-Саурской зоны и какие являются источниками рассматриваемых гранитоидов — раннепалеозойские или средне-позднепалеозойские. В любом случае этот источник представлял собой вулканические и вулканогенно-осадочные островодужные породы (базальты, андезибазальты и т.п.), что соотносится с широким развитием в массиве Акжайляу сиенитов и гранитов I-типа.

P-T параметры формирования магм

Определение *P-T* параметров формирования гранитоидов проводилось на основе геотеромо-

рометра биотит—расплав, построенного методом машинного обучения на основе экспериментов по плавлению различных субстратов (Li, Zhang, 2023). Данный термобарометр охватывает значительный интервал температур и давлений ($T = 625\text{--}1325^\circ\text{C}$, $P = 1\text{--}48$ кбар), а также позволяет оценить параметры выплавления всех гранитоидных фаз массива Акжайляу (кроме ферроэгерманитовых лейкогранитов), поскольку биотит является сквозным минералом. Результаты анализа приведены на рис. 10и. Согласно полученным данным, наиболее низкотемпературными разновидностями пород массива Акжайляу являются умеренно-щелочные лейкограниты, для которых получены оценки $755\text{--}765^\circ\text{C}$. Также для этих пород получены самые низкие оценки давления — 2.8–3 кбар. Для умеренно-щелочных гранитов характерны более высокие значения температур — $800\text{--}835^\circ\text{C}$ и вариации давления от 3.9 до 4.8 кбар. Несмотря на низкие суммы элементов в анализах, полученных по биотитам из умеренно-щелочных гранитов, рассчитанные по ним данные соответствуют оценкам *P-T* параметров, полученных по аналогичным гранитам из сопряженных массивов Жарма-Саурской зоны (авторские неопубликованные данные). Сиениты массива Акжайляу, согласно оценкам данного геотеромобарометра, имеют температуру формирования $855\text{--}876^\circ\text{C}$ и давление от 3.4 до 4.9 кбар. Наиболее высокотемпературными и глубинными магмами являются монцогаббродиориты, для которых характерна температура, достигающая 1000°C ($988\text{--}1002^\circ\text{C}$), и давление выше 8 кбар (8.1–8.5 кбар).

Сопоставление полученных данных показывает, что формирование основного объема сиенитов и гранитов происходило при достаточно близких оценках в 3–4 кбар, что отвечает глубинам 9–12 км. В первом приближении это соответствует данным геофизических работ (Ермолов и др., 1977), согласно которым корневая система интрузива прослеживается до глубин ~13 км. Повышение температуры плавления от наиболее высокотемпературных лейкогранитов к гранитам и сиенитам может говорить о том, что вариации составов выплавов, в первую очередь, определялись степенью плавления исходного субстрата. Таким образом, при низких температурах происходили низкие степени плавления с формированием лейкогранитов, а повышение температуры приводило к повышению степени плавления и формированию гранитов и в дальнейшем сиенитов.

Петрологическая модель и геодинамическая интерпретация

Судя по изотопным данным, формирование сиенитов, умеренно-щелочных гранитов и лейкогранитов происходило в результате плавления близкого по составу субстрата, что также может

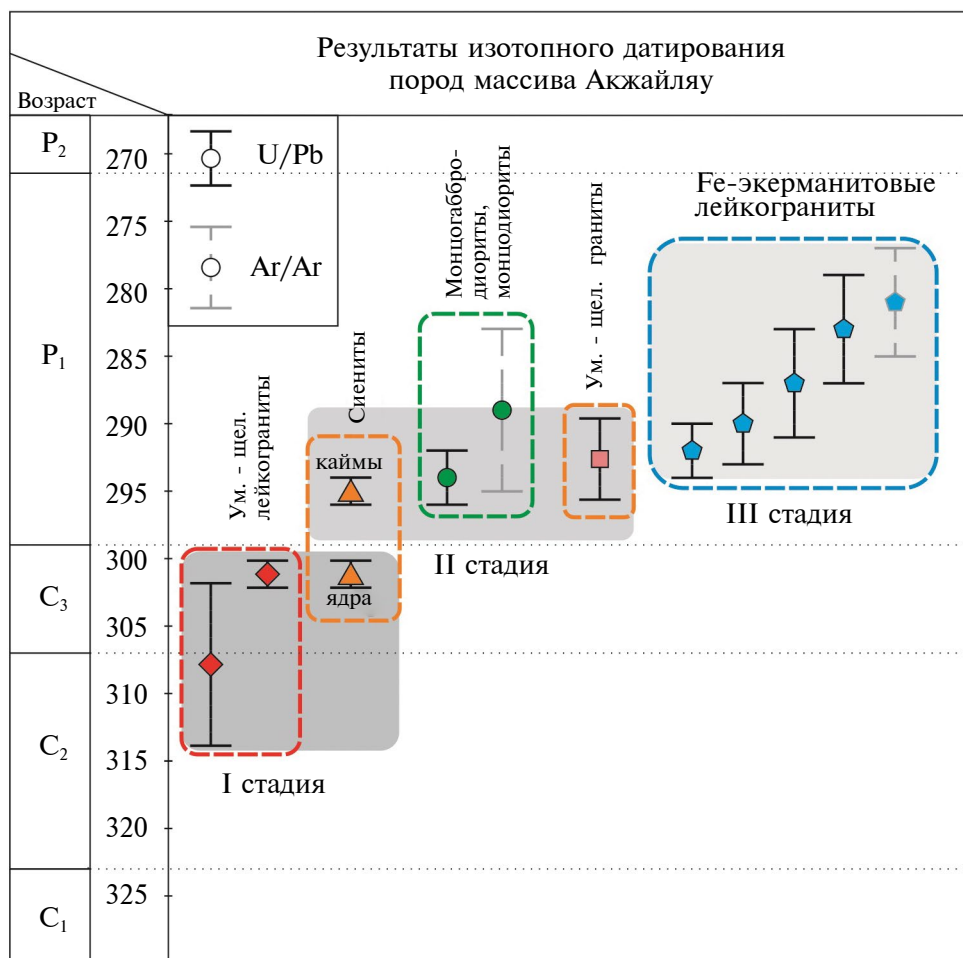


Рис. 11. Стадии формирования массива Акжайляу, на основании обобщения геохронологических данных. Помимо авторских данных, приведены данные по возрасту ферроэкерманитовых гранитов штока Большой Эспе (Байсалова, 2018; Фролова, 2018; Левашова и др., 2022).

свидетельствовать о “петрологической гомогенности” пород изучаемого блока на глубинах 10–15 км. Увеличение полученных оценок температур соответствует уменьшению кремнекислотности пород массива Акжайляу: сиениты (63–65 мас. % SiO_2) – 855–876°C, граниты (70–73 мас. % SiO_2) – 800–835°C, лейкограниты (75–77 мас. % SiO_2) – 755–765°C. Эта зависимость, схожий изотопный состав и близкие оценки давлений позволяют предполагать, что формирование сиенитов-гранитов-лейкогранитов являлось результатом плавления одного и того же субстрата с разными степенями плавления. Исходя из результатов U-Pb изотопного датирования, формирование наиболее низкотемпературных умеренно-щелочных лейкогранитных расплавов предшествовало формированию более высокотемпературных разновидностей. Поскольку оценки возраста формирования сиенитов и умеренно-щелочных гранитов практически одинаковы, мы не можем установить последовательность

выплавления этих двух фаз. Исходя из геологического строения массива, где умеренно-щелочные граниты частично занимают осевое положение, можно предположить, что формирование умеренно-щелочных гранитов могло являться результатом фракционирования исходных сиенитовых магм.

Обобщение геологических (рис. 1), геохронологических (рис. 7, 8, 11), петрогеохимических и изотопных (рис. 5, 6, 9, 10) данных позволяет сформулировать общую модель формирования плутона Акжайляу. На первой стадии, 308–300 млн лет назад, были сформированы умеренно-щелочные лейкограниты. Вторая стадия, интервал которой можно оценить в 295–292 млн лет, характеризуется внедрением монцогаббродиоритов и монцодиоритов и формированием сиенитов и умеренно-щелочных гранитов, в это время был сформирован главный объем плутона. Третья стадия – завершающая, около 289 млн лет назад, характеризуется внедрением даек и штоков щелочных (ферроэкерманитовых)

лейкогранитов на западе и севере плутона. Таким образом, общая продолжительность формирования плутона Акжайляу не превышала 15 млн лет, т.е. плутон был сформирован в ходе единого эндогенного события в конце карбона—начале ранней перми. Присутствие в составе плутона монцогаббродиоритов и монцодиоритов как производных базитовых магм позволяет предполагать, что процессы формирования плутона были инициированы внедрением родоначальных базитовых магм в основание коры. Это подтверждается также проявлением субсинхронного базитового магматизма в сопряженной Чарской зоне Восточного Казахстана — континентальные субщелочные базальты и андезиты в Сарыжальском прогибе и Тюрешокинской мульде, 297 ± 1 млн лет (Хромых и др., 2020), малые интрузии субщелочных габбро-аргимбайского комплекса, 293 ± 2 млн лет (Khromykh et al., 2019).

Стадия 1. Появление теплового источника в основании коры могло вызвать повышение температурных градиентов и, согласно имеющимся представлениям (Ревердатто и др., 2017), высокотемпературный метаморфизм гранулитовой фации. При этом переход к метаморфизму гранулитовой фации подразумевает дегидратацию водосодержащих минералов (прежде всего, слюд и амфиболов) и высвобождение существенного количества флюидов (Cuney, Barbey, 2014; Антипин и др., 2019). Флюиды, поднимаясь выше на средние уровни коры, могли вызвать мигматизацию и частичное плавление субстратов с относительно низкими степенями плавления, что могло привести к формированию небольших порций расплавов лейкогранитного состава. Данное событие произошло в интервале 308—301 млн лет и привело к формированию умеренно-щелочных лейкогранитов и их становлению как первой интрузивной фазы массива.

Стадия 2. Развитие процессов дифференциации в подкоровом базитовом очаге привело к появлению дифференцированных монцогабброидных и монцодиоритовых магм. Исходя из оценок давления, процессы формирования монцогаббродиоритовых магм происходили на глубинах около 25 км. В силу меньшей плотности, согласно модели MASH (Melting, Assimilation, Storage, and Homogenization, Sen, 2014), эти магмы могли подниматься на более высокие уровни земной коры. Воздействие базитовых магм на разогретые ранее коровые субстраты привело к увеличению масштабов и степени плавления коровых субстратов, в результате чего были сформированы менее кислые сиенитовые магмы и умеренно-щелочные граниты, занимающие наибольшую часть плутона Акжайляу на современном уровне эрозионного среза.

Стадия 3. Последним магматическим эпизодом развития массива Акжайляу являлось внедрение даек и малых тел щелочных ферроэкерманитовых лейкогранитов, которые могли являться

результатом дифференциации щелочных базитовых магм или плавлением нижнекоровых субстратов. Внедрение щелочных лейкогранитовых магм в более высокие горизонты земной коры стало возможным лишь после консолидации основного объема массива и образования систем трещин, по которым происходило внедрение щелочных магм в виде даек.

Для анализа геодинамических обстановок формирования магматических пород изученного района необходимо обратиться к данным о геологической эволюции литосферы региона, эти сведения приведены в работах (Щерба и др., 1976; Ермолов и др., 1977, 1983; Хромых, 2022). Формирование орогенного складчатого сооружения в Жарма-Саурской зоне происходило в конце раннего—начале среднего карбона, что фиксируется по появлению в межгорных впадинах континентальных молассовых отложений с конгломератами в основании. На ранних стадиях орогении, в серпуховское время, в пределах Жарма-Саурской зоны была проявлена саурская габбро-диорит-гранитоидная серия, гранитоиды в ней представлены бугазским комплексом (327—326 млн лет) и сложены низкощелочными биотитовыми гранодиоритами с геохимическими характеристиками, характерными для субдукционных серий (Хромых и др., 2019). В среднем карбоне начались процессы коллапса орогенного сооружения со сдвигово-раздвиговыми движениями по крупным региональным разломам, сопровождавшиеся появлением континентального андезит-базальтового вулканизма (311 ± 3 млн лет, Хромых и др., 2020) и поясов среднекарбонных базитовых даек (315 ± 4 млн лет, Хромых и др., 2019).

Наиболее масштабный как базитовый, так и гранитоидный магматизм проявился на всей территории Восточного Казахстана в ранней перми, именно этот возраст (305—280 млн лет) имеет значительное число гранитоидных массивов, сформировавших крупные Калбинский и Жарминский батолитовые пояса (Котлер и др., 2015; Хромых и др., 2016; Khromykh et al., 2019; Kotler et al., 2021). Раннепермские базитовые магматические комплексы принадлежат субщелочной серии и имеют обогащенные геохимические характеристики, а гранитоидные плутоны (и плутон Акжайляу, в первую очередь) характеризуются субсинхронным образованием значительных объемов геохимически разнотипных гранитоидов с заметной долей пород геохимического А-типа. Сопоставление данных о возрасте и составе магматизма в соседних регионах свидетельствует о том, что в ранней перми (300—270 млн лет назад) в западной части ЦАСП, на территории, охватывающей Южную и Юго-Западную Монголию, Таримскую плиту, Синцзянь-Уйгурский регион, Тянь-Шань, Южный и Восточный Казахстан, была сформирована Таримская крупная изверженная провинция, обусловленная активностью Таримского мантийного

плюма (Добрецов и др., 2010; Yarmolyuk et al., 2014; Xu et al., 2014; Khromykh et al., 2019). Для территории Восточного Казахстана влияние Таримского мантийного плюма выразилось в повышении температурных градиентов в верхней мантии и литосфере, частичным плавлением мантийных субстратов и формированием субщелочных базитовых магм, которые, поднимаясь, взаимодействовали с метаморфическими субстратами в основании сформированного в течение карбона орогенного сооружения, вызывая масштабное коровое плавление (Хромых, 2022; Kotler et al., 2021; Khromykh et al., 2022). Именно эти процессы и послужили причиной формирования гранитоидов плутона Акжайляу. Таким образом, главным геодинамическим механизмом образования исследованного плутона являются процессы взаимодействия субщелочных базитовых магм плюмовой природы с метаморфизованными коровыми субстратами орогенного сооружения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании данных по петрографии, составу, возрасту и изотопным характеристикам выделяются три этапа становления массива Акжайляу, существенно отличающихся от принятых ранее представлений о полихронности данного интрузива. Выделяются следующие этапы:

Становление умеренно-щелочных лейкогранитов A_2 -типа (308–300 млн лет) в результате дегидратации нижнекоровых субстратов;

2. Внедрение в основание лейкогранитов монцогаббродиоритов (~295 млн лет) и формирование сиенитов и умеренно-щелочных гранитов I-типа (294–292 млн лет);

3. Внедрение на западе и севере плутона даек и малых тел щелочных ферроэксерманитовых лейкогранитов A_1 -типа (~289 млн лет).

Гранитоиды выделенных этапов различаются как по составу породообразующих минералов, так и по петрогенному, редкоэлементному и изотопному составу. Плутон Акжайляу сформировался около 15 млн лет назад в средней–верхней коре при взаимодействии субщелочных базитовых магм плюмовой природы с метаморфизованными коровыми субстратами орогенного сооружения.

Благодарности. Авторы выражают благодарность О. Н. Кузьминой за помощь в организации полевых работ на территории Республики Казахстан, Н. Г. Кармановой, И. В. Николаевой, С. В. Палесскому за проведение анализа состава пород, Н. Г. Солошенко за определение изотопного состава неодима, а также благодарят рецензентов.

Источники финансирования. Обобщение и анализ полученных материалов выполнены в рамках Государственного задания ИГМ СО РАН.

Петрографические исследования, анализ состава петрогенных и редких элементов были выполнены за счет гранта РНФ 21-17-00175, U-Pb и Ar-Ar изотопное датирование было выполнено за счет гранта РНФ 22-77-00061, анализ изотопного состава Rb-Sr и Sm-Nd систем был выполнен за счет гранта Президента Российской Федерации МК-1870.2022.1.5.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Антипин В.С., Перепелов А.Б., Одгэрэл Д. Редкометальные граниты в различных зонах раннемезозойского ареала магматизма: геохимические и петрогенетические особенности (Монголия) // Докл. АН. 2019. Т. 485. № 3. С. 335–340.

Байсалова А.О. Особенности метасоматических процессов редкометальных проявлений гранитного массива Акжайлыутас и сопредельных районов. Дисс. ... докт. философии. Алматы: КазНУ им. К.И. Сатпаева, 2018. 164 с.

Бескин С.М., Ларин В.М., Марин Ю.Б. Редкометальные гранитовые формации. Л.: Наука, 1979. 280 с.

Бурмакина Г.Н., Цыганков А.А. Мафические включения в позднепалеозойских гранитоидах Западного Забайкалья, Бургасский кварц-сиенитовый массив: состав, петрогенезис // Петрология. 2013. Т. 21. № 3. С. 309–334.

Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Хромых С.В. и др. Пермский магматизм и деформации литосферы Алтая как следствие термических процессов в земной коре и мантии // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 7. С. 621–636.

Гребенников А.В. Гранитоиды А-типа: проблемы диагностики, формирования и систематики // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 9. С. 1356–1373.

Дегтярев К.Е. Тектоническая эволюция раннепалеозойских островодужных систем и формирование континентальной коры каледонид Казахстана. М.: ГЕОС, 2012. 289 с.

Дегтярев К.Е., Шатагин К.Н., Ковач В.П., Третьяков А.А. Процессы формирования и изотопная структура континентальной коры каледонид хребта Чингиз (Восточный Казахстан) // Геотектоника. 2015. № 6. С. 20–51.

Добрецов Н.Л., Борисенко А.С., Изох А.Э., Жмодик С.М. Термохимическая модель пермотриасовых мантийных плюмов Евразии как основа для выявления закономерностей формирования и прогноза медно-никелевых, благородно- и редкометальных месторождений // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. С. 1159–1187.

Ермолов П.В., Изох Э.П., Пономарёва А.П., Тянь В.Д. Габбро-гранитные серии западной части Зайсанской складчатой системы. Новосибирск: Наука, 1977. 246 с.

Ермолов П.В., Владимиров А.Г., Изох А.Э. и др. Орогенный магматизм офиолитовых поясов (на примере Восточного Казахстана). Новосибирск: Наука, 1983. 191 с.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 1—327 с., Кн. 2—336 с.

Котлер П.Д., Хромых С.В., Владимиров А.Г. и др. Новые данные о возрасте и геодинамическая интерпретация гранитоидов Калба-Нарымского батолита (Восточный Казахстан) // Докл. АН. 2015. Т. 462. № 5. С. 572—577.

Левашова Е.В., Скублов С.Г., Ойцева Т.А. и др. Изотопно-геохимические особенности циркона из постколлизийных гранитов: на примере рибекитовых гранитов Верхнее Эспе, Восточный Казахстан // Геохимия. 2022. Т. 67. № 1. С. 3—18.

Лопатников В.В., Изох Э.П., Ермолов П.В. и др. Магматизм и рудоносность Калба-Нарымской зоны Восточного Казахстана. М.: Наука, 1982. 250 с.

Николаева И.В., Палесский С.В., Чирко О.С., Черноножкин С.М. Определение основных и примесных элементов в силикатных породах методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой после сплавления с LiBO_2 // Аналитика и контроль. 2012. Т. 16. № 2. С. 134—142.

Ревердатто В.В., Лиханов И.И., Полянский О.П. и др. Природа и модели метаморфизма. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2017. 332 с.

Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизийные гранитоиды и расслоение земной коры (примеры кайнозойских, палеозойских и протерозойских коллизийных систем). М.: Научный мир, 2001. 188 с.

Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г. и др. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия. 2009. Т. 47. № 11. С. 1181—1199.

Фролова О.В. Изучение геологического строения и вещественного состава руд редкоземельного месторождения Верхнее Эспе для построения прогнозно-поисковой модели (Восточный Казахстан). Дисс. ... докт. философии. Усть-Каменогорск: ВКТУ им. Д. Серикбаева, 2018. 145 с.

Хромых С.В. Базитовый и сопряженный гранитоидный магматизм как отражение стадий развития Алтайской аккреционно-коллизийной системы, Восточный Казахстан // Геология и геофизика. 2022. Т. 63. № 3. С. 330—355.

Хромых С.В., Цыганков А.А., Котлер П.Д. и др. Позднепалеозойский гранитоидный магматизм Восточного Казахстана и Западного Забайкалья: тестирование плюмовой модели // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 5. С. 983—1004.

Хромых С.В., Котлер П.Д., Семенова Д.В. Геохимия, возраст и геодинамические обстановки формирования Саурской габбро-гранитоидной интрузивной серии (Восточный Казахстан) // Геосферные исследования. 2019. № 2. С. 6—26.

Хромых С.В., Семенова Д.В., Котлер П.Д. и др. Орогенный вулканизм Восточного Казахстана: состав пород, возраст и геодинамическая эволюция региона // Геотектоника. 2020. № 4. С. 63—83.

Хубанов В.Б., Буянтеев М.Д., Цыганков А.А. U-Pb изотопное датирование цирконов из Pz_3 -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.

Цыганков А.А., Хубанов В.Б., Травин А.В. и др. Позднепалеозойские габброиды Западного Забайкалья: U-Pb и Ag-Ag изотопный возраст, состав, петрогенезис // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 5. С. 1005—1027.

Шарпенюк Л.Н., Костин А.Е., Кухаренко Е.А. TAS-диаграмма сумма щелочей—кремнезем для химической классификации и диагностики плутонических пород // Региональная геология и металлогения. 2013. № 56. С. 40—50.

Щерба Г.Н., Дьячков Б.А., Нахтигаль Г.П. Жарма-Саурский геотектоноген. Алма-Ата: Наука, 1976. 198 с.

Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Кузьмин М.И. Зональные магматические ареалы и анорогенное батолитообразование в Центрально-Азиатском складчатом поясе: на примере позднепалеозойской Хангайской магматической области // Геология и геофизика. 2016а. Т. 57. № 3. С. 457—475.

Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Саватенков В.М. и др. Состав, источники и геодинамическая природа гигантских батолитов Центральной Азии: по данным геохимических и изотопных Nd исследований гранитоидов Хангайского зонального магматического ареала // Петрология. 2016б. Т. 24. № 5. С. 468—498.

Barbarin B. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments // Lithos. 1999. V. 46. P. 605—626.

Beard J.S., Lofgren G.E. Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1, 3, and 6.9 kbar // J. Petrol. 1991. V. 32. P. 365—401.

Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M. et al. Improved $^{206}\text{Pb}/^{218}\text{U}$ 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 // Chemical Geol. 2004. V. 205. P. 115—140.

- Boynton W.V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. Rare Earth Element Geochemistry. Amsterdam: Elsevier, 1984. P. 63–114.
- Chappell B.W., White A.J.R. Two contrasting granite types // Pacific Geol. 1974. V. 8. P. 173–174.
- Collins W.J., Beams S.D., White A.J.R., Chappell B.W. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia // Contrib. Mineral. Petrol. 1982. V. 80. P. 189–200.
- Cuney M., Barbey P. Uranium, rare metals, and granulite-facies metamorphism // Geosci. Frontiers. 2014. V. 5. Iss. 5. P. 729–745.
- Eby G.N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications // Geology. 1992. V. 20. P. 641–644.
- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J. et al. A geochemical classification for granitic rocks // J. Petrol. 2001. V. 42. P. 2033–2048.
- Frost C.D., Frost B.R. On ferroan (A-type) granitoids: their compositional variability and modes of origin // J. Petrology. 2011. V. 52. № 1. P. 39–53.
- Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. GLITTER: Data reduction software for laser ablation ICP-MS // Ed. P. Sylvester. Laser Ablation ICP-MS in the Earth Sciences: Current practices and outstanding issues: Mineral. Associat. Canada, Short Course Ser. 2008. V. 40. P. 307–311.
- Khromykh S.V., Kotler P.D., Izokh A.E., Kruk N.N. A review of Early Permian (300–270 Ma) magmatism in Eastern Kazakhstan and implications for plate tectonics and plume interplay // Geodynam. Tectonophys. 2019. V. 10. Iss. 1. P. 79–99.
- Khromykh S.V., Kotler P.D., Kulikova A.V. et al. Early triassic monzonite–granite series in Eastern Kazakhstan as a reflection of Siberian Large Igneous Province Activity // Minerals. 2022. V. 12. № 9. P. 1101. <https://doi.org/10.3390/min12091101>
- Kotler P.D., Khromykh S.V., Kruk N.N. et al. Granitoids of the Kalba batholith, Eastern Kazakhstan: U-Pb zircon age, petrogenesis and tectonic implications // Lithos. 2021. V. P. 388–389. Art. 106056.
- Leake B.E., Woolley A., Charles E.S., Birch W. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, commission on new minerals and mineral names // Amer. Mineral. 1997. V. 82. P. 1019–1037.
- Li X., Zhang C. Machine learning thermobarometry for biotite-bearing magmas // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 2023. V. 127. e2022JB024137. <https://doi.org/10.1029/2022JB024137>
- Ludwig K.R. ISOPLOT 3.00: a geochronological toolkit for microsoft excel // Berkeley Geochronology Center, California, Berkeley, 2003. p. 39.
- Patiño Douce A.E. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? // Geol. Soc. London. 1999. V. 168. P. 55–75.
- Pearce J.A., Harris N.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. V. 25. P. 956–983.
- Pearce J.A., Norry M.J. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks // Contrib. Mineral. Petrol. 1979. V. 69. P. 33–47.
- Renna M.R., Tribuzio R., Tiepolo M. Interaction between basic and acid magmas during the latest stages of the post-collisional Variscan evolution: Clues from the gabbro-granite association of Ota (Corsica-Sardinia batholith) // Lithos. 2006. V. 90. № 1–2. P. 92–110. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.02.003>
- Rickwood P.C. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements // Lithos. 1989. V. 22. P. 247–263.
- Rieder M., Cavazzini G., D'Yakonov Y.S. et al. Nomenclature of the micas // Canad. Mineral. 1998. V. 36. P. 905–912.
- Sen G. Petrology. Principles and Practice. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 2014. 368 p.
- Slama J., Kosler J., Condon D.J. et al. Plešovice zircon – a new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis // Chemical Geol. 2008. V. 249. № 1–2. P. 1–35.
- Steager R.H., Jäger E. Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo-cosmochronology // Earth Planet. Sci. Lett. 1977. V. 36. P. 359–362.
- Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geol. Soc. London, Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313–345.
- Tsygankov A.A., Khubanov V.B., Udoratina O.V. et al. Alkaline granitic magmatism of the Western Transbaikalia: Petrogenetic and geodynamic implications from U-Pb isotopic–geochronological data // Lithos. 2021. V. 390–391. 106098.
- Vielzeuf D., Montel J.M. Partial melting of metagreywackes. Part I. Fluid-absent experiments and phase relationships // Contrib. Mineral. Petrol. 1994. V. 117. P. 375–393.
- Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contrib. Mineral. Petrol. 1987. V. 95. P. 407–419.
- Xu Y-G., Wei X., Luo Z-Y. et al. The Early Permian Tarim Large Igneous Province: Main characteristics and a plume incubation model // Lithos. 2014. V. 204. P. 20–35.
- Yarmolyuk V.V., Kuzmin M.I., Ernst R.E. Intraplate geodynamics and magmatism in the evolution of the Central Asian Orogenic Belt // J. Asian Earth Sci. 2014. V. 93. P. 158–179.

Model of the formation of monzogabbrodiorite-syenite-granitoid intrusions by the example of the Akzhailau massif (East Kazakhstan)

**P. D. Kotler^{1, 2, 3}, S. V. Khromykh¹, A. V. Zakharova², D. V. Semenova^{1, 3},
A. V. Kulikova^{1, 3}, A. G. Badretdinov³, E. I. Mikheev^{1, 2}, A. S. Volosov^{1, 2}**

¹Sobolev Institute of Geology and Mineralogy of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia

²Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia

³Kazan Federal University, Kazan, Russia

This paper presents a model of the formation of a multiphase granitoid Akzhailau massif, formed within a Caledonian block of the Earth's crust in Hercynian time. This work is based on the results of studies of petrogenic and rare elements composition, geochronological, mineralogical and isotope-geochemical studies. Three stages of the formation of the Akzhailau massif are distinguished, which differ significantly from the previously accepted ideas about the multicomplexity and polychronicity of this intrusive: 1) the formation of moderate alkaline A_2 -type leucogranites (308–301 Ma); 2) intrusion of monzodiorites into the base of leucogranites (~295 Ma) increasing of partial melting degree of substrates with the formation of syenites and moderate alkaline granites of I-type (294–292 Ma); 3) the intrusion of dikes and small bodies of alkaline ferroekermanite A_1 -type leucogranites in the west and north of massif (~289 Ma). The Akzhailau massif was formed in the interval of about 15 million years in the middle-upper crust during the interaction of subalkaline basitic magmas of plume nature with metamorphosed crustal substrates of the orogenic structure.

Keywords: granitoids, multiple-phase intrusions, mantle-crust interaction, Eastern Kazakhstan, Central Asia